



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

EFECTO DE CIZALLA LOCALIZADA
RELACIONADA AL PLEGAMIENTO EN LA
MINERALOGÍA Y TEXTURA DE LUTITA
NEGRA: UN EJEMPLO EN LA SALIENTE DE
MONTERREY

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

MARÍA ISABEL VIDAL REYES



TUTORA

DRA. ELISA FITZ DÍAZ

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017



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.

HOJA DE DATOS DEL JURADO

1. Datos del alumno
Vidal
Reyes
María Isabel
55 63 90 92
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
309623706
2. Datos de la Tutora
Dra.
Elisa
Fitz
Díaz
3. Datos del sinodal 1
Dr.
Gustave Izard
Tolson
Jones
4. Datos del sinodal 2
Dra.
Cecilia Irene
Caballero
Miranda
5. Datos del sinodal 3
Dr.
Carles
Canet
Miquel
6. Datos del sinodal 4
Dr.
Aldo
Ramos
Rosique
7. Datos del trabajo escrito
Efecto de cizalla localizada relacionada al plegamiento en la mineralogía y textura de lutita negra: un ejemplo en la saliente de Monterrey
91 p.
2017

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi asesora, la Dra. Elisa Fitz, por su apoyo y su dedicación, y a su proyecto de CONACYT 240662 por financiar las campañas de campo y análisis de laboratorio. A Fausto Alonso Manuel y David Garrido, por acompañarme y apoyarme durante las jornadas de campo. Al Instituto de Geología de la UNAM, por el uso de sus laboratorios e instalaciones, así como por la beca de titulación otorgada.

A todos los técnicos y académicos cuya colaboración hizo que este trabajo fuera posible:

A la Dra. Rosa María Prol Ledesma y la Dra. Teresa Pi i Puig, encargada del laboratorio de Difracción de Rayos X, por los análisis de Difracción de Rayos X realizados para calcular Índices de Cristalinidad de Illita, así como por facilitarme los programas que permiten la identificación de fases minerales en los difractogramas.

Al Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy, por su apoyo con los análisis de Carbono orgánico, inorgánico y total.

A la Dra. Cecilia Caballero, por permitirme realizar las mediciones de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) así como por apoyarme con el tratamiento de muestras y la interpretación de los datos obtenidos.

A la Dra. Beatriz Ortega, por permitirme el uso del equipo necesario para las mediciones de NRM y Susceptibilidad Magnética. Agradezco también a M. en C. Bernardo García Amador y M. en C, Hermenegildo Barceinas por su apoyo con la medición y análisis de dichos datos.

Al Ing. José Antonio González Rangel, por sus atenciones y asistencia con el procesamiento de los núcleos medidos durante este trabajo.

Al Dr. Gilles Levresse y a la Dra. Marina Vega González, responsables del Laboratorio de Fluidos Corticales y Microscopía Electrónica del Centro de Geociencias, por su excelente disposición y apoyo con las mediciones de Difracción de Rayos X y análisis en el Microscopio Electrónico.

A la Dra. Adela Margarita Reyes Salas y a la Quím. Blanca Sonia Ángeles García, por los análisis y micrografías realizadas en el Laboratorio de Microscopía Electrónica.

Índice

INTRODUCCIÓN	1
I. MARCO GEOLÓGICO	4
1.1 Geología regional: Generalidades y geometría.....	4
1.2 Estratigrafía	5
1.3 Geología estructural.....	11
II. MARCO TEÓRICO: GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	13
2.1 Conceptos generales: esfuerzo, distorsión y deformación	13
2.1.1 Cizallamiento puro y simple	15
2. 2. Pliegues y plegamiento.	15
2. 2. 1. Definición, geometría y tipos de pliegue.....	15
2. 2. 2. Mecanismos de plegamiento.	17
2. 3. Microestructuras	18
2.3.1. Trama	19
2. 3. 2. Foliaciones y clivaje	19
2.3.3 Lineaciones.....	22
2. 4. Neoformación de minerales en la corteza superior.....	23
III. MÉTODO	24
3. 1 Recolección de muestras.....	24
3.2 Preparación de muestras	25
3.3 Mediciones y análisis.....	29
IV. RESULTADOS	32
4.1 Estructura de kilómetros a metros.....	32
4.2 Textura	33
4.3 Indicadores cinemáticos.....	36
4.4 Mineralogía	37
4.5 Anisotropía de Susceptibilidad Magnética.....	40
V. DISCUSIÓN.....	44
5.1 Estructura	44
5.2 ¿Son las variaciones mineralógicas, texturales y en propiedades magnéticas: resultado de la localización de deformación y/o de interacción fluido-roca en la zona de cizalla?.....	47
5.3 Cizalla capa a capa y flujo de fluidos en la región de estudio.	49

CONCLUSIONES	52
ANEXO 1: Difracción de Rayos X.....	53
A1.1 Fundamentos	53
A1.2 Índice de Cristalinidad de Illita.....	55
A1.2.1 Illita: Estructura y propiedades cristalográficas.....	55
A1.2.2 Evolución y maduración de illita.....	59
A1.2.3 Índice de cristalinidad.....	60
ANEXO 2: Anisotropía de susceptibilidad magnética.....	63
A2.1 Fundamentos físicos.....	63
A2.1.1 Magnetización a escala atómica.....	64
A2.1.2 Formas de magnetización de los minerales.....	64
A2.2 Propiedades magnéticas anisotrópicas	67
A.2.1 Anisotropía Magnetocristalina.....	67
A2.2.2 Anisotropía de forma	67
A2.2.3 Dominios magnéticos.....	68
A2.3. Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS).....	68
A2.3.1. AMS en cristales individuales.....	70
A2.3.2 AMS de roca total.....	71
A2.2.3 Evolución de las fábricas magnéticas: AMS y deformación.....	72
ANEXO 3: Cartografía geológica, sección geológica y columna estratigráfica	76
ANEXO 4: Descripción de láminas delgadas y SEM	77
ANEXO 5: Difractogramas de la fracción <math><2\mu\text{m}</math> para IC de Illita	80
REFERENCIAS.....	81

INTRODUCCIÓN

Los pliegues son estructuras espectaculares que alcanzan hasta varios kilómetros de longitud de onda, las cuales producen topografías significativas, y registran complejas historias de deformación. El plegamiento de las rocas está controlado por factores intrínsecos a las capas que se pliegan, como es su espesor y la diferencia de competencia entre éstas, así como por factores externos como la tasa de deformación (acortamiento), presión y temperatura en que ocurre la deformación y la actividad de fluidos presentes (Ramsay, 1967). La combinación de estos factores resulta en mecanismos específicos que permiten el plegamiento de las capas. En la corteza superior, esta deformación es muy evidente a escala regional en grandes estructuras, y a la vez puede ser penetrativa a escala de grano, produciendo una menos obvia pero igualmente importante distorsión de la roca, la cual modifica la estructura interna de los minerales (Frey y Robinson, 1999). Esta deformación con naturaleza fractal puede ejemplificarse en pliegues formados por plegamiento flexural, en los cuales los estratos se deslizan unos sobre otros concentrando deformación en las capas menos competentes y en la interfaz entre capas (Tanner, 1989). La localización de cizalla simple en estas zonas de deslizamiento genera variaciones obvias en la textura y estructura de las rocas, y menos evidentes en la mineralogía y las propiedades magnéticas de las rocas por efecto de la distorsión interna de la roca a escalas menores.

El foco central en esta tesis es documentar la presencia e intensidad de dichas variaciones y entender los procesos que las generan. Además, se considera que para comprender de manera holística los procesos que dominan estos cambios en las rocas, el estudio comparativo de las zonas de cizalla y capas adyacentes menos deformadas (o encajonantes) debe considerar disciplinas y herramientas de análisis, con lo cual se complementan las observaciones de campo y lámina delgada.

Uno de los factores más importantes en el plegamiento, es la actividad de fluidos, ya sea por efecto de la presión localizada de fluido de poro, o por procesos de interacción fluido-roca, los cuales pueden modificar sus propiedades mecánicas (p. ej., facilitando fracturamiento local), o bien modificando la mineralogía de la roca por disolución por presión selectiva (Evans y Fischer, 2012). La disolución por presión y transferencia de solución (Rutter y Elliot, 1976) promueven intercambio químico entre el fluido y la roca, también pueden producir variaciones locales en la temperatura por advección y en las tasas de disolución-precipitación, en las condiciones óxido-reductoras, entre muchas otras (Evans y Fischer, 2012). La presencia de vetas en pliegues flexurales es una evidencia de la íntima interacción fluido-roca durante el plegamiento, es por ello que en este trabajo se pretende reconocer cómo es la relación entre fluido y roca en regiones de deformación localizada.

Por otra parte, la manera en que los fluidos interactúan con las rocas depende en gran parte de cómo es la circulación de éstos en los pliegues (p. ej., en una matriz de baja

permeabilidad y porosidad vs. flujo localizado en zonas de alta permeabilidad), lo cual permite hacer inferencias sobre las posibles fuentes de los fluidos activos durante la deformación, así como los sistemas y mecanismos mediante los cuales se transportan (Fischer *et al.* 2009; Evans y Fischer, 2012). La importancia de vislumbrar el misterio de los fluidos en los pliegues, no sólo es importante *per se*, sino que tiene implicaciones relevantes en la génesis de yacimientos minerales (Mawer, 1987; Odling *et al.*, 1999; Leader *et al.*, 2016) y la migración de hidrocarburos a regiones de baja presión (referencia), como son las zonas de charnela en los pliegues. Sin embargo, muy pocos trabajos existen sobre el tema, lo que representa una limitante en el entendimiento de dichos sistemas hidrogeológicos y con esto, de la participación de los fluidos como elementos activos antes, durante y después del plegamiento. En este sentido, este trabajo pretende proponer a grandes rasgos cómo es la circulación de fluidos en un pliegue generado por plegamiento flexural, y también determinar qué elementos, como las variaciones litológicas y la localización la cizalla capa – capa influyen en dicha circulación.

Para estudiar las cuestiones previamente descritas se eligió como zona de estudio un sector del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM, Campa-Uranga, 1983; Campa y Coney, 1983), en la porción comprendida entre las ciudades de Saltillo y de Monterrey, que se conoce como “saliente de Monterrey” (Padilla y Sánchez, 1985). En este sector se observa una serie de pliegues subverticales kilométricos, que resultan de un evento de acortamiento del Paleógeno (Fitz-Díaz *et al.*, 2016), e involucran un potente paquete de rocas sedimentarias cuyas edades varían desde el Jurásico tardío al Cretácico tardío, los cuales se despegan sobre un grueso horizonte de evaporitas jurásicas (Padilla y Sánchez, 1985). Este estudio se realiza cerca del frente norte de la saliente de Monterrey, donde encontramos un afloramiento de lutita negra correspondiente a la Fm. Taraises, cerca del núcleo del anticlinal de San Blas. En dicha localidad se expone una zona de cizalla con rumbo SE-NW, subparalela a la estratificación, en la cual es evidente una concentración de la deformación que se manifiesta por el desarrollo de una fábrica foliada, anastomosada, con dominios de deformación en los cuales se alternan bandas milimétricas enriquecidas en minerales solubles, intercaladas con bandas con minerales insolubles. Los dominios solubles contienen una textura de calcita fibrosa subvertical. Una imagen especular de esta zona de cizalla fue observada en el flanco sur del anticlinal de Los Muertos, es decir, en el flanco norte del sinclinal Sierra Urbano, el cual se ubica entre los anticlinales de San Blas y Los Muertos.

Además de estas características texturales y mineralógicas que diferencian a la zona de cizalla de capas adyacentes, encontramos vetas que se emplazan únicamente en las porciones más cercanas al núcleo de los anticlinales, estando éstas ausentes en la porción más externa de dichos anticlinales. Esta configuración y variaciones estructurales, minerales y texturales acusan heterogeneidad en la actividad de los fluidos y por ende, un lugar apropiado para probar, reflexionar y discutir las hipótesis previamente propuestas.

OBJETIVO

Documentar variaciones mineralógicas y texturales asociadas con cizalla localizada capa a capa durante plegamiento, y analizar su relación con procesos de deformación, interacción fluido-roca y flujo de fluidos.

METAS

Para obtener datos que nos permitan verificar los planteamientos anteriores y cubrir así el objetivo principal de esta tesis, se propone:

1. Documentar la estructura mediante la cartografía detallada del área de estudio y coleccionar muestras significativas acorde al objetivo de la tesis.
2. Seleccionar, preparar y analizar muestras de la zona de cizalla y capas aledañas, para describir su textura, mineralogía y propiedades magnéticas.
3. Comparar el contenido y abundancia relativa de minerales, la trama y las propiedades magnéticas entre la zona de cizalla y encajonantes para así identificar los procesos que dominan dichas variaciones a diferentes escalas de observación.
4. Proponer un modelo general y sencillo del flujo de fluidos en los pliegues seleccionados para el presente estudio.

I. MARCO GEOLÓGICO

1.1 Geología regional: Generalidades y geometría

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) es el orógeno de mayor cobertura en México, cuya máxima expresión fisiográfica es la Sierra Madre Oriental (Campa-Uranga, 1983; Campa y Coney, 1983). Este cinturón enmarca nuestro país en su sector oriental desde el estado de Oaxaca y hasta la frontera con Estados Unidos en el estado de Sonora. El estilo de deformación y la orientación de las estructuras que conforman dicho cinturón varían a lo largo del mismo (Figura 1), lo que se atribuye principalmente a heterogeneidad en las capas de roca involucradas así como a la disposición regional del basamento (Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

Las rocas deformadas en este cinturón son principalmente sedimentarias mesozóicas, y su deposición y distribución fue condicionada por las estructuras asociadas a la apertura del Golfo de México (Goldhammer, 1999). Durante la transtensión regional asociada a dicho evento tectónico, algunos sectores del basamento se comportaron como bloques o altos basamentales (*horsts*) mientras que otros sectores permanecieron como bajos estructurales (*grabens*). Esto causó variaciones laterales de facies en los sedimentos marinos cretácicos, y con ello variaciones litológicas y de espesor de las unidades sedimentarias. Estas heterogeneidades posteriormente jugaron un papel muy importante en la evolución de estructuras del CPCM (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Marrett y Aranda, 2001).

La edad de la deformación del CPCM ha sido constreñida Cretácico Tardío- Eoceno (Fitz-Díaz *et al.*, 2014 y 2016), y es parcialmente contemporánea a la edad de la Orogenia Laramide por lo que el origen del CPCM ha sido asociado con dicha orogenia (De Cserna, 1956; Tardy, 1975; Campa y Coney, 1983; Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Marrett y Aranda, 2001). Sin embargo, el estilo de deformación de estos orógenos es diferente, ya que las estructuras laramídicas son predominantemente de piel gruesa, mientras que en el orógeno mexicano las estructuras que dominan son de piel delgada, aunque puntualmente algunas estructuras sí involucran el basamento (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

La zona de estudio se localiza en la porción del cinturón comprendida entre la ciudad de Saltillo, Coahuila y Rayones, N.L. conocida como saliente de Monterrey (Padilla y Sánchez, 1985). En dicho sector se observa un cambio general en la orientación de las estructuras del CPCM, formando un arco o curvatura (Figura 1). En este segmento se exponen pliegues kilométricos que involucran rocas con edades que van desde el Jurásico Tardío hasta el Maastrichtiano. Dentro de la saliente de Monterrey, este estudio se enfoca en el anticlinal de San Blas, el cual ubica en la porción septentrional de esta estructura, y cuyo núcleo se expone en el cañón de Guitarritas, dentro del Parque Nacional de la Huasteca.

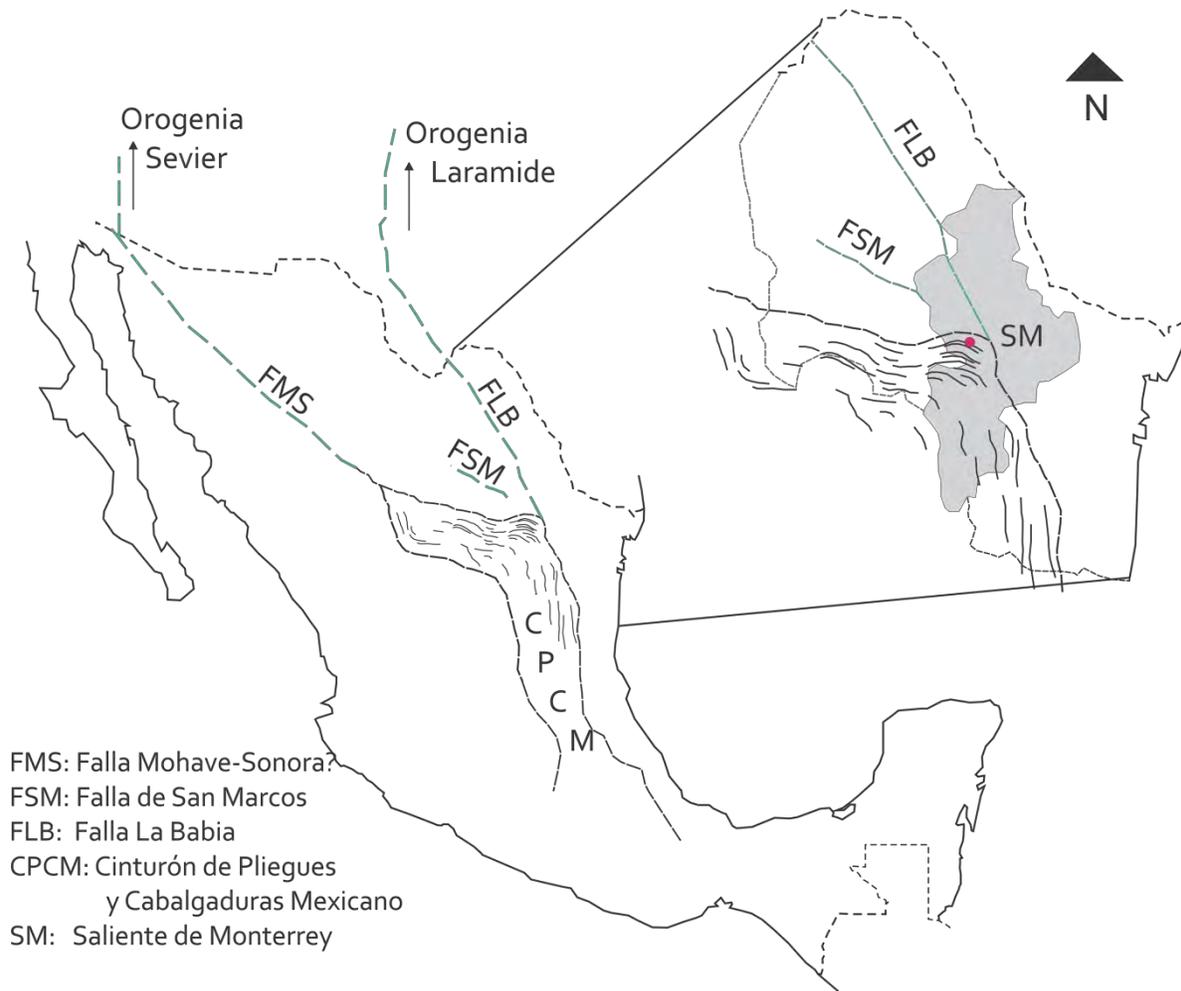


Figura 1: Mapa tectónico simplificado del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano en el noreste de México. En el cuadro de la esquina superior se muestra un acercamiento del mapa tectónico general del CPCM en los estados de Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas y se resalta con punto rojo el área de estudio. Editado de Fitz-Díaz (2012)

1.2 Estratigrafía

Formación Huizachal

Esta formación está compuesta por lechos rojos continentales (*redbeds*), que incluyen lutita, limolita y arenisca conglomerática rojiza, con espesores de entre 300 m y 1000 m. Son los depósitos más antiguos de la región y su edad se estima entre el Jurásico Medio al Oxfordiano (De Cserna, 1956; Goldhammer, 1999). Esta unidad es contemporánea con los depósitos evaporíticos de la Fm. Minas Viejas. Sobre estas rocas yacen las Calizas de la Fm. Zuloaga y la Fm. Olvido (De Cserna, 1956; Padilla y Sánchez, 1985).

Formación Minas Viejas

Fue primero descrita por Humphrey (1954) en los cinturones plegados de las cercanías de Monterrey. Su historia y distribución es similar a aquella de la Fm. Huizachal, aunque por la

diferencia litológica se describen como unidades diferentes. Se considera que esta formación localiza un despegue basal regional sobre el cual se acortan los horizontes jurásico-cretácicas en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Padilla y Sánchez, 1985; Chávez-Cabello *et al.*, 2004; Higuera-Díaz *et al.*, 2005). En la saliente de Monterrey esta formación se expone en el Cañón de la Paloma, y en el núcleo de algunos anticlinales. En la Cuenca de la Popa, ésta produjo diapirismo en el Cretácico Tardío y en el Paleógeno (Gray y Lawton, 2011).

Aunque por su naturaleza dúctil es difícil estimar su espesor, esta formación puede tener cientos de metros de evaporitas, que incluyen principalmente yeso y anhidrita, y en raras ocasiones halita. Se considera de edad Calloviana a Oxfordiana y contemporánea a los horizontes superiores de la Fm. Huizachal. Sobre éstas rocas yacen discordantemente capas de caliza de las formaciones Zuloaga y Olvido.

Formación Zuloaga

Unidad definida por Imlay (1938) en la Sierra del Sombrerete en el estado de Chihuahua, y se ha interpretado como depósitos en la etapa de *drift* después de la apertura del Golfo de México (Goldhammer, 1999). Se expone en las porciones más externas de los anticlinales de la saliente de Monterrey, así como al sur y este de la sierra transversal de Parras.

Está formada por capas de caliza con estratificación gruesa intercaladas con limolita calcárea (De Cserna, 1956). Estas calizas se clasifican como *mudstone* y *wackstone* con nódulos de pedernal negro hacia la cima (Higuera-Díaz *et al.*, 2005). Lateralmente estas facies cambian a un paquete de caliza, yeso y limolita de la Fm. Olvido (Padilla y Sánchez, 1985). Estas rocas del Jurásico Tardío sobreyacen discordantemente a la Fm. Huizachal y las evaporitas de la Fm. Minas Viejas. Sobre las calizas Zuloaga se depositan las formaciones La Caja y La Casita (Figura 2, De Cserna, 1956; Padilla y Sánchez, 1984).

Formación La Casita

Unidad descrita inicialmente por Burkhardt en 1906 y se asocia a una transgresión marina que inundó una gran porción del noreste de México, mientras algunos altos de basamento, como el bloque de Coahuila permanecía sobre el nivel del mar aportando sedimentos a la cuenca de Sabinas. Esta formación se ha descrito en las sierras de Parras, Mapimí y Jimulco en los estados de Coahuila y Nuevo León. Estas rocas afloran en la porción Norte y oriente de la saliente de Monterrey y en la Cuenca de Sabinas (Padilla y Sánchez, 1985).

Compuesta por dos unidades una inferior de lutita y limolita carbonatada negra, y una superior compuesta de materiales grano crecientes que gradan de lutita negra a arcosa y conglomerado (Higuera-Díaz *et al.*, 2005). Estas rocas corresponden a facies de litoral, y varían lateralmente a facies de plataforma en la Fm. La Caja. Los espesores de esta formación alcanzan los 800 m (Goldhammer, 1999). Estas corresponden a depósitos titonianos, y concordantemente sobreyacen las rocas Cretácicas de la Fm. Taraises.

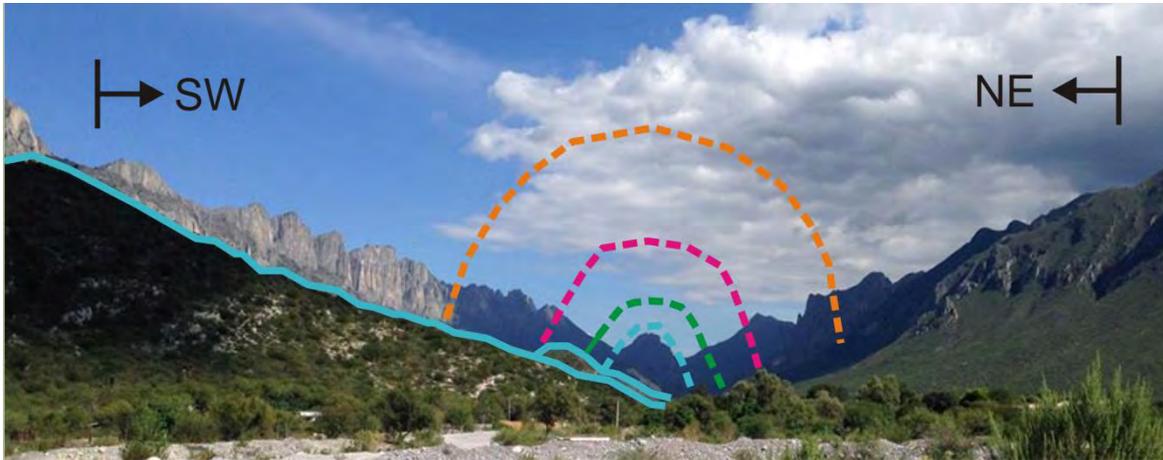


Figura 2: Vista panorámica del núcleo del anticlinal de Los Muertos, en el cañón de la Huasteca. La longitud de onda de este pliegue es de ~ 5 km. Se observa la distribución de la cima de las formaciones Zuloaga (azul), La Casita (verde), Taraises (rosa) y Cupido (naranja), alrededor del núcleo de dicho anticlinal.

Formación Taraises

Son las rocas cretácicas más antiguas de la región y corresponden a depósitos de facies de aguas profundas. Fue primeramente descrita por Imlay (1936) en la Sierra de Parras (en De Cserna, 1956). Durante el depósito de esta formación ocurre una subsidencia continua formándose extensas plataformas carbonatadas en la región. Para estos tiempos, la paleoisla de Coahuila y el arco de Tamaulipas yacían parcialmente por debajo del nivel del mar y controlaban la gradación y distribución de facies carbonatadas (Goldhammer, 1999). La Formación Taraises aflora en los núcleos de anticlinales de la saliente de Monterrey, así como en la Sierra de Parras y la Sierra de Mapimí. Se observa también al sur y oeste del bloque de Coahuila. (De Cserna, 1956; Goldhammer, 1999).

Esta unidad está formada por lutita negra carbonatada, con estratificación de media a delgada (Figura 3), con un espesor que aumenta hacia el norte y hacia el este alcanzando hasta 500m. Hacia la base presenta intercalaciones o lentes de areniscas y conglomerados, así como horizontes de caliza fosilífera de la Fm. San Juan Lentil. (De Cserna, 1956; Goldhammer, 1999). Muestra contactos concordantes y transicionales con la Fm. La Casita. Tiene edades que van de la base del Cretácico inferior al Hauterviano (Padilla y Sánchez, 1985; Goldhammer, 1999).

Formación Cupido

Esta formación fue descrita inicialmente por Imlay (1937) en la Sierra de Parras (en De Cserna, 1956), y se interpreta como resultado de un ascenso del nivel del mar del Barremiano al Aptiano, durante el cual se inundó en su totalidad el bloque de Coahuila (Goldhammer, 1999). La Caliza Cupido se observa en la porción occidental de la saliente de Monterrey, hasta los bordes del bloque de Coahuila y hacia el sureste se correlaciona con facies marinas más profundas de la Fm. Tamaulipas Inferior (Goldhammer, 1999). La Fm. Cupido es del Cretácico Temprano, fue

depositada del Hauterviano al Aptiano (Padilla y Sánchez, 1985) y sobre ésta yace concordantemente la Fm. La Peña.

Está formada por estratos gruesos a medios de caliza muy fosilífera, de ambiente somero (Figura 3) y se agrupa en 3 unidades: caliza dolomítica en la base, seguida de paquetes de *packstone*, *wackestone* y *mudstone* de ambientes arrecifales, y en la cima estratos medianos a delgados de *packstone* y *wackestone* (Padilla y Sánchez, 1985; Higuera Díaz, *et al.*, 2005). Estas calizas alcanzan espesores entre 700 y 1200 m (Goldhammer, 1999). Por su competencia mecánica, se considera que la Fm. Cupido influenció la geometría y estilo de deformación en esta área del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Higuera-Díaz *et al.*, 2005).



Figura 3: Afloramientos de las formaciones Taraises y Cupido en el Cañón de la Huasteca, saliente de Monterrey. a) Afloramiento de lutita carbonosa y calcárea de la Fm. Taraises en el anticlinal de Los Muertos. Se distinguen estilolitas primarias plegadas. b) Estratos de la Fm. Cupido en el flanco sur del anticlinal de San Blas. Los estratos tienen grosores de ~1 m. Se observa en la superficie de cada estrato, ondulaciones que resultan de disolución (estilolitas primarias).

Formación La Peña

Fue primero descrita por Imlay en la Sierra de Parras (De Cserna, 1956). Estas rocas cubren toda la región NE desde Coahuila hasta Tamaulipas, incluyendo al bloque de Coahuila donde encontramos a las calizas arrecifales de la Fm. Las Uvas.

Consiste en estratos delgados de lutita y limolita calcárea intercalada con *wackestone*, con alto contenido fosilífero, nódulos de pedernal y concreciones de pirita. El contenido fósil incluye amonitas del género *Dufrenoyas* (De Cserna, 1956). Su espesor es variable, desde pocos metros hasta 200 m, debido a la distribución de paleorelieves del Aptiano (Goldhammer, 1999). Se

extiende concordantemente sobre las formaciones Cupido y Tamaulipas Inferior, y tiene una edad que va del Aptiano medio al tardío.

Formación Aurora.

Fue primero descrita en la Sierra del Cuchillo Parado por Burrows en 1910 (en De Cserna, 1956). Aflora en la Sierra de Mapimí y de Jimulco, en los anticlinorios de La Peña, Parras y Arteaga, en los estados de Coahuila y Nuevo León. Bordea al bloque de Coahuila y se extiende en la porción norte de la saliente de Monterrey.

La Fm. Aurora está constituida por *Wackestone* de color gris con estratificación de mediana a gruesa intercalada con lutita calcárea de estratificación delgada. Presenta nódulos de pedernal y abundante contenido fósil (De Cserna, 1956). Su edad es del Albiano y yace concordante sobre la Fm. La Peña, e infrayace concordantemente a la Fm. Cuesta del Cura (Goldhammer, 1999), y hacia el sureste de la región cambia lateralmente de facies a la Fm. Tamaulipas Superior.

Formación Cuesta del Cura

Fue primero descrita por Imlay (1936) en la Sierra de Parras (en Padilla y Sánchez, 1978). Durante el Cenomaniano continúa el ascenso de las aguas marinas sobre el continente, y la Fm. Cuesta del Cura cubre todo el borde del Golfo de México y cruza el país hasta el oeste, donde se alzaba el arco magmático de Alistos (Goldhammer, 1999). Esta formación aflora en toda la región NE del país, en la cuenca de Sabinas, al sur y al occidente del bloque de Coahuila y a lo largo de la saliente de Monterrey, así como al sureste de la misma.

Formada por *mudstone* de color gris, con estratificación ondulada de delgada a media, intercalada con capas delgadas de lutita calcárea. Tiene lentes de pedernal y laminación (Figura 4). Esta formación tiene una edad que va del Albiano medio al Cenomaniano (Ángeles *et al.*, 2005) y sobre ésta yacen concordantes las capas de caliza de la Fm. Agua Nueva.

Formación Agua Nueva

Fue primero descrita por Muir en 1934 (en Padilla y Sánchez, 1978). Estas capas representan el pico de máxima profundidad que las aguas marinas alcanzaron en el continente durante el Cenomaniano-Turoniano (*Mid Cretaceous Highstand*, Goldhammer, 1999). Esta formación aflora en toda la región NE del país, en las cuencas de Sabinas y Tampico-Misantla, al sur y al occidente del bloque de Coahuila y a lo largo de la saliente de Monterrey.

Wackestone de color gris intercalados con lutita y limolita negra, ambas con estratificación muy delgada y tiene también nódulos de pedernal (Figura 4). Su espesor va de decenas a algunos cientos de metros (Goldhammer, 1999). Esta formación tiene una edad de finales del Cenomaniano a mediados de Turoniano (Goldhammer, 1999), contemporánea a la Fm. Indidura (De Cserna, 1956; Padilla y Sánchez, 1985). Sobre estas rocas, encontramos concordante la Fm. San Felipe.



Figura 4: Afloramientos de las formaciones Cuesta del Cura, Agua Nueva y San Felipe en el flanco sur del anticlinal de Los Muertos, en la entrada del Cañón de la Huasteca, Nuevo León. a) Fm. Cuesta del Cura. Se observa la estratificación delgada y ondulada intercalada con estratos muy delgados, así como lentes de pedernal entre las capas. b) Fm. Agua Nueva. Se distinguen estratos de caliza con espesores de 35cm los más gruesos, intercalados con capas laminares de lutita negra. c) Fm. San Felipe. Se observan horizontes de lutita, bentonita y pedernal intercaladas, que son características en dicha formación.

Formación San Felipe

Fue definida por Muir en 1936 cerca de Ciudad Valles (en Padilla y Sánchez, 1978). Fue depositada en condiciones similares en profundidad a la Fm. Agua Nueva y sus contactos son transicionales. Aflora en la región centro-occidental de la saliente de Monterrey, así como en la región suroeste del bloque de Coahuila.

Esta formación consiste en estratos medios a delgados de *wackestone* intercalados con limolita y lutita calcárea, con horizontes de pedernal y de bentonita (Figura 4). Tiene una edad de la base del Coniaciano al Santoniano y cambia lateralmente a la Fm. Caracol (Padilla y Sánchez 1978; 1985). Esta formación subyace a la lutita Méndez con contacto concordante.

Formación Méndez

Esta formación fue nombrada por Jeffreys (1910) cerca de la estación de ferrocarril “Méndez”, en el borde entre Tampico y San Luis Potosí (en Padilla y Sánchez, 1978). Con la acumulación de sedimentos en el Golfo de México, aumenta la subsidencia de esta región para fines del Cretácico, depositándose así grandes espesores de sedimentos finos en capas de margas y lutitas, con un alto aporte de material terrígeno proveniente del oeste (Padilla y Sánchez, 2007). Estas rocas afloran

en la región central y oriental de la saliente de Monterrey así como en zonas aledañas al bloque de Coahuila.

Esta formación es dominada por lutita y margas en capas gruesas. En el sector occidental la lutita tiene más terrígenos (en la Fm. Parras) que en el sector oriental, donde están más enriquecidas en carbonatos (Padilla y Sánchez, 1985). Tiene una edad del Cretácico Tardío y subyace concordantemente al Grupo Difunta así como a depósitos de aluvión y coluvión en el sector oriental de la saliente de Monterrey (Padilla y Sánchez, 1985; Goldhammer, 1999).

1.3 Geología estructural.

La saliente de Monterrey es una porción curva del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano constituida por un tren de pliegues de 40 a 50 km de anchura, cuyos ejes cambian de orientación de E-W en su porción más occidental en la Sierra Transversal de Parras, a casi N-S hacia el oriente en el segmento Santiago-Galeana, Nuevo León (Figura 5).

Estos pliegues presentan en general longitudes de onda de entre 3.5 y 8 km, y amplitudes hasta de 4 km (Figura 5). Son en general pliegues apretados a isoclinales, casi simétricos con flancos subverticales. Su geometría varía desde pliegues con charnelas curvas o de caja (*box style folds*) en el centro de la saliente, a pliegues asimétricos hacia ambos de los lados de la curvatura, los cuales tienen una vergencia hacia el norte al oeste del ápice de la curvatura y hacia el este en el lado sur de la saliente (Padilla y Sánchez, 1985; Marrett y Aranda García, 2001; Higuera-Díaz *et al.*, 2005).

La geometría particular de los pliegues en la saliente de Monterrey y la ausencia de cabalgaduras mayores en superficie (Figura 5) se ha explicado con la ocurrencia de una gruesa y muy incompetente roca en la zona de despegue basal, el horizonte evaporítico de la Fm. Minas Viejas. Sobre estas rocas, se desarrollaron pliegues de despegue de escala kilométrica en las unidades carbonatadas del Jurásico-Cretácico (Padilla y Sánchez, 1985; Marrett y Aranda-García, 2001), y el consecuente depósito de areniscas gruesas y conglomerados en la cuenca de antepaís hacia el norte (cuenca de La Popa, Lawton *et al.*, 2009; Gray y Lawton, 2011).

De acuerdo con Padilla y Sánchez (1985), la forma arqueada de la saliente se debe quizás a que la deformación de las capas mesozóicas durante el Paleógeno (Gray y Lawton, 2011 y Fitz-Díaz *et al.*, 2016), se localizó entre dos *horsts* o altos del basamento: el bloque de Coahuila hacia el oeste y el Arco de Tamaulipas en el oriente, con un desplazamiento y plegamiento significativo de las capas de la cuenca del centro de México hacia el norte y noreste sobre un horizonte engrosado de dichas evaporitas en el centro de esta cuenca, produciéndose retrasos hacia los lados de la saliente. El acortamiento estimado para esta región es de 30% en la región central o ápice de la saliente, mientras que en los bordes el acortamiento puede alcanzar hasta 50% (Marrett y Aranda-García, 2001).

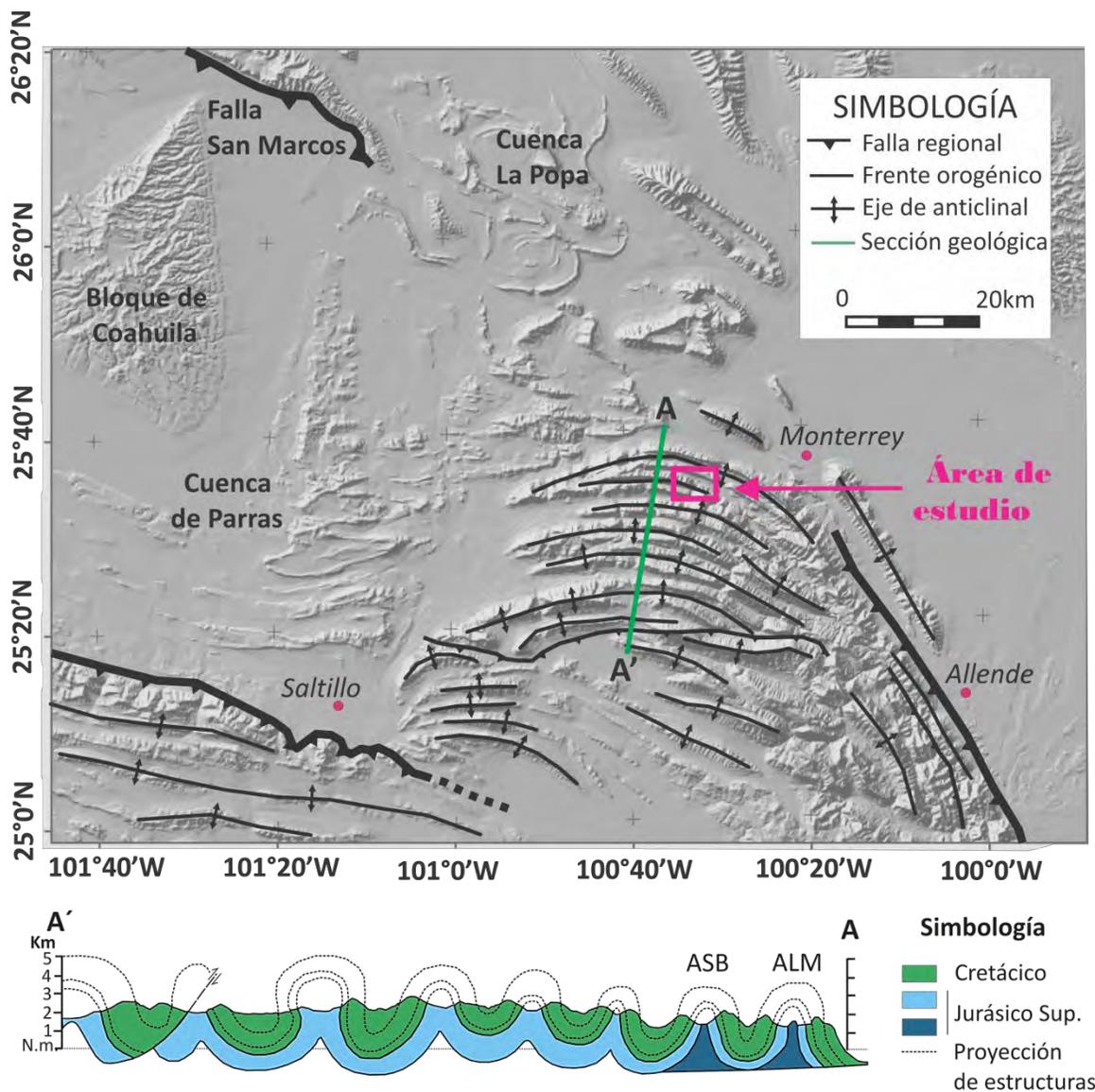


Figura 5: Principales rasgos estructurales del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano en la porción de la saliente de Monterrey. Note la orientación de los pliegues en las cercanías a las ciudades de Saltillo, Monterrey y Allende. Al norte del frente orogénico se señalan las cuencas La Popa y de Parras, y el bloque de Coahuila, en los cuales el estilo de deformación es notablemente diferente al que se observa en la curvatura. Se observa también una sección casi norte a sur, donde se aprecia la geometría y amplitud de los anticlinales, así como la distribución de las formaciones jurásico-cretácicas en los mismos. Los dos anticlinales que abarca el área de estudio son los más próximos al extremo A de la sección, y se llaman anticlinal de San Blas (ASB) y anticlinal Los Muertos (ALM). Editada de Padilla y Sánchez (1985)

II. MARCO TEÓRICO: GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La geología estructural es la rama de la geología que estudia los efectos de la distribución y evolución de esfuerzos que actúan sobre las rocas. La deformación generada por los mismos se expresa en estructuras de diferente escala, desde pliegues o fallas que pueden afectar varios kilómetros de roca, a la generación de clivaje en escalas de grano, o incluso más penetrativo, elongaciones y cambios mineralógicos en escala de micras a nanómetros.

A continuación se detallan conceptos generales de la geología estructural aplicados al estudio de pliegues y plegamiento, desde los mecanismos y estructuras de gran escala (desde algunos km a varios cm) a estructuras y procesos asociados al plegamiento que ocurren a microescala. La primera parte fue sintetizada de Fossen (2010) y de van der Pluijm y Marshak (2014) y las descripciones de menor escala son tomadas de las recopilaciones realizadas por Passchier y Trouw (2005) y el capítulo 2 de Frey y Robinson (1999).

2.1 Conceptos generales: esfuerzo, distorsión y deformación

Para poder comprender cómo es que los cuerpos rocosos se deforman, se utilizan los conceptos deformación (*deformation*), distorsión interna (*strain*) y esfuerzo (*stress*), los cuales están estrechamente vinculados entre sí.

El esfuerzo se refiere a fuerzas que actúan sobre un volumen, o al “estado de esfuerzos” al cual está sometido un cuerpo, y que matemáticamente se representa como un tensor de segundo orden. El estado de esfuerzos es el responsable de la deformación en las rocas, produciendo distorsiones en las mismas, con diversas geometrías y estructuras a las rocas. La deformación que se observa en las rocas en algunos casos puede darnos un indicio de cómo es (o era) el estado de esfuerzos en un tiempo dado. Sin embargo, para esto es necesario conocer las propiedades del material deformado, así como las condiciones físicas en las cuales ocurrió la deformación.

Deformación es un concepto que comúnmente se usa en el campo para expresar cambios observables de forma, tamaño y posición de las rocas, pero formalmente se define como la transformación de un cuerpo desde un estado geométrico inicial a uno final (Figura 6). A partir de los rasgos presentes en rocas deformadas, es posible distinguir diferentes episodios o cambios progresivos en la deformación. Con base en estos rasgos es posible reconstruir de manera general, la historia de deformación de las rocas.

La distorsión o *strain* en las rocas es una componente de la deformación, y se refiere a cualquier cambio de forma que implique que las partículas que conforman a la roca cambiaron sus posiciones con respecto a ellas mismas. El *strain* entonces nos permite reconocer que una roca ha sufrido algún cambio interno con respecto a un estado original. Es posible analizar la distorsión en diferentes dimensiones (Figura 7). En el caso de deformación en dos y tres dimensiones puede definirse la elipse y el elipsoide de deformación respectivamente, los cuales describen cambios finitos de forma asociados a la deformación en los cuerpos. El elipsoide, tiene 3 ejes y 3 planos de simetría mutuamente ortogonales. Los ejes son conocidos como ejes principales de distorsión, y

por lo general se denotan X , Y y Z , y se cumple que $X > Y > Z$. La elipse de deformación representa lo mismo pero en dos dimensiones. Con base en los ejes y planos principales del elipsoide es posible reconocer las direcciones de mayor deformación y su orientación en el espacio. Por lo general las distorsiones en 3D se describen en cortes bidimensionales.

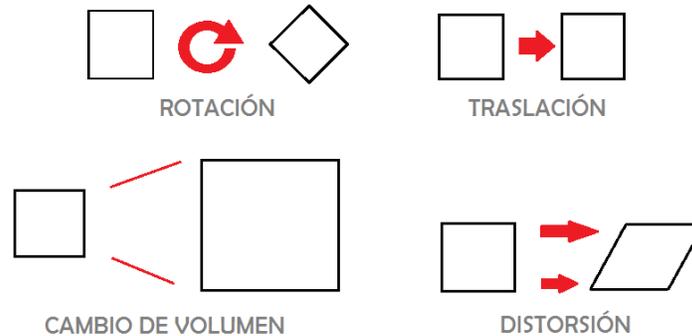


Figura 6: Componentes de la deformación. La deformación que presentan las rocas incluye cuatro componentes: Rotación, traslación, cambios de volumen y distorsión interna. La rotación se considera de cuerpo rígido, y al igual que la traslación, implica que todas las partículas que componen un cuerpo, siguen la misma trayectoria de desplazamiento.

Para conocer la forma que tiene este elipsoide comúnmente se utiliza el diagrama de *Flinn*, dónde se toman las razones X/Y y Y/Z como sistema de coordenadas. La razón X/Y , corresponde al eje vertical coordenado y representa extensión axial simétrica, mientras que la razón Y/Z es el eje horizontal y representa achatamiento axial simétrico. A partir de estas razones, es entonces posible separar la forma de la elipse en dos campos, elipses oblatas y elipses proladas, separadas por una diagonal de distorsión planar (Flinn, 1961).

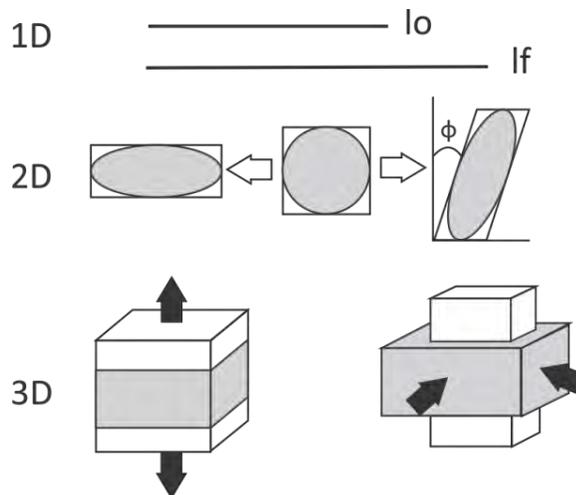


Figura 7: Distorsión en varias dimensiones. En una dimensión consiste en cambios de longitud en elementos lineales. En dos dimensiones, los cuerpos se deforman por cizalla pura (a) o cizalla simple (b), o por combinaciones entre ambas en cizalla general. En tres dimensiones las rocas pueden distorsionarse de modo uniaxial (c), planar en más de 2 direcciones (d). Tomado y editado de Fossen (2010).

2.1.1 Cizallamiento puro y simple

En la naturaleza, cuando una roca es deformada de manera progresiva, los ejes principales de distorsión pueden o no permanecer iguales durante su historia de deformación. Cuando en cada incremento de deformación los ejes principales de distorsión permanecen paralelos, la deformación es coaxial (Figura 8a). La deformación por cizalla pura, es un ejemplo de deformación coaxial. Cuando los ejes principales de distorsión cambian en cada incremento de deformación, rotando con respecto a su estado anterior y con respecto a los ejes de distorsión finita, se dice que la deformación es no coaxial (Figura 8b). La cizalla simple es un ejemplo de deformación no coaxial. Existe una serie de estados intermedios entre las cizallas pura y simple, y estos estados se conocen como cizalla subsimple o cizalla general.

La rotación que ocurre entre los ejes principales de distorsión se conoce como vorticidad interna, se cuantifica mediante el número de vorticidad cinemática (W_k) que para la cizalla pura $W_k=0$; para la cizalla subsimple $0 < W_k < 1$ y para la cizalla simple $W_k=1$ (van der Pluijm y Marshak, 2004).

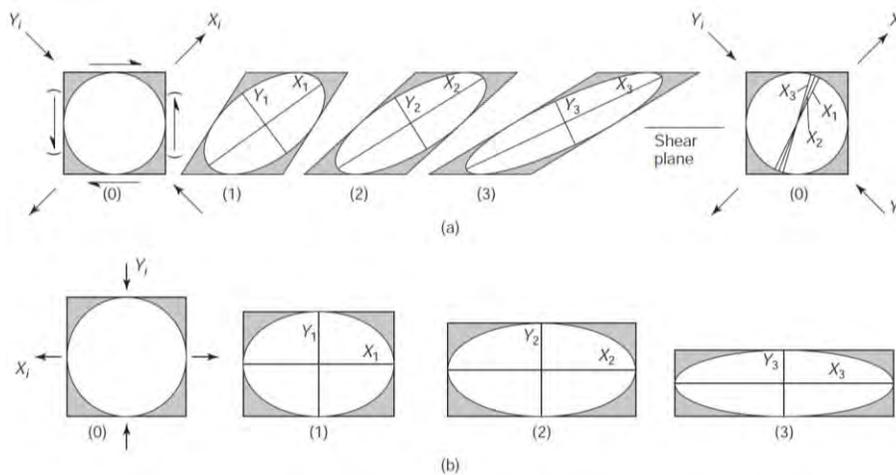


Figura 8: deformación coaxial y no coaxial. A) No coaxial (Cizalla simple): para cada incremento los ejes de máxima distorsión rotan respecto a los estados anteriores y respecto a los ejes de distorsión finita. Al regresar un objeto deformado a su estado inicial, los ejes largos no coinciden. B) Coaxial (Cizalla pura): para cada incremento de deformación, los ejes de máxima distorsión son paralelos, es decir, no rotan. El volumen del cuerpo se mantiene.

Tomada de van der Pluijm y Marshak (2004)

2. 2. Pliegues y plegamiento.

2. 2. 1. Definición, geometría y tipos de pliegue.

Los pliegues son estructuras que se forman en la corteza a diferentes profundidades, involucrando diversos tipos de roca a diferentes escalas de tamaño. Geométricamente un pliegue es un doblez de rocas estratificadas y se describe como una estructura compuesta por dos flancos (segmentos rectilíneos en una superficie plegada) divergentes, unidos en una zona curva llamada zona de charnela. En la Figura 9 se ilustran los principales elementos que describen la geometría de un pliegue en tres dimensiones.

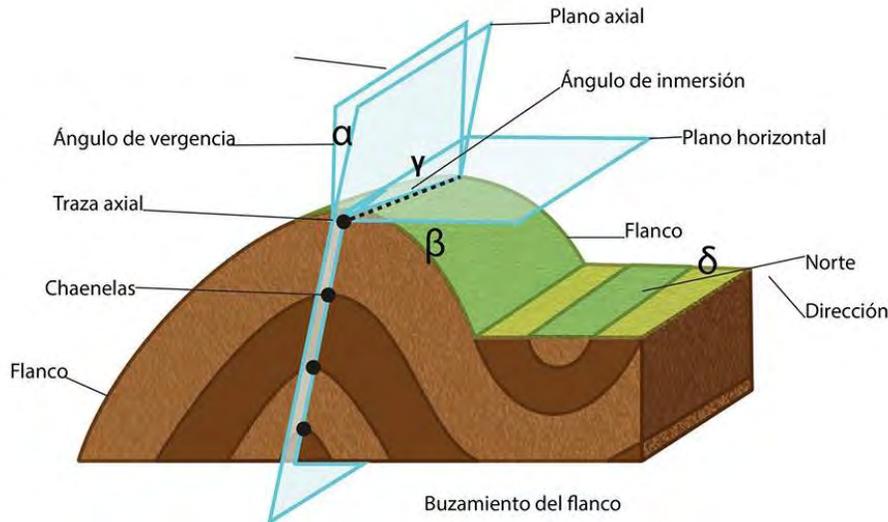


Figura 9: La zona de charnela representa la máxima curvatura de una capa plegada. La unión tridimensional de los puntos de charnela define la línea de charnela o eje del pliegue (b) y el ángulo que forma con la horizontal se conoce como ángulo de inmersión o de buzamiento. El punto de inflexión (c), define el punto en que el pliegue pasa de ser “cóncavo” a ser “convexo” o de ser un sinforme a un antiforme. La unión tridimensional de estos puntos, define la línea de inflexión (d). Si se describe el pliegue como una expresión matemática senoidal, podemos distinguir su amplitud y longitud de onda. Cuando el plegamiento involucra más de una capa, es posible definir la superficie o plano axial, que conecta las líneas de charnela de cada capa.

Además, de estos elementos geométricos, existen propiedades que nos permiten hacer descripciones más completas de los pliegues, entre ellas:

1. La forma de los pliegues. Según la inclinación de los flancos pueden describirse antiformes cuando los pliegues son convexos, sinformes cuando son cóncavos y monoclinales cuando un flanco está inclinado y los adyacentes permanecen horizontales.
2. La edad relativa de las capas: si las edades son más jóvenes en el núcleo del pliegue o lejos del mismo, podemos describir los pliegues como sinclinales y anticlinales respectivamente.
3. El ángulo entre flancos (α) clasifica a los pliegues en: suaves cuando $180^\circ \leq \alpha \leq 120^\circ$; abiertos cuando $120^\circ \leq \alpha \leq 70^\circ$; apretados cuando $70^\circ \leq \alpha \leq 30^\circ$; e isoclinales cuando $30^\circ \leq \alpha \leq 0^\circ$ (van der Pluijm y Marshak, 2004).
4. Vergencia: cuando en un sistema de pliegues, todos presentan una asimetría consistente que denota una dirección de flujo se dice que tienen vergencia (Bell, 1981; Fossen, 2010).
5. Orden de pliegues: los pliegues de mayor escala se conoce como pliegue de primer orden y el resto, como pliegues de segundo, tercer o n orden. Dependiendo de su distribución, los pliegues parásitos suelen clasificarse en: simétricos, de tipo m, en la zona de charnela y asimétricos, de tipo s y z cuando se ubican en los flancos del pliegue (van der Pluijm y Marshak, 2004).
6. La distribución de las isógonas (líneas que unen puntos de igual inclinación en el arco interno y externo de una capa plegada): Ramsay (1967) describe las isógonas y clasifica a los pliegues como se describe en la figura de abajo:

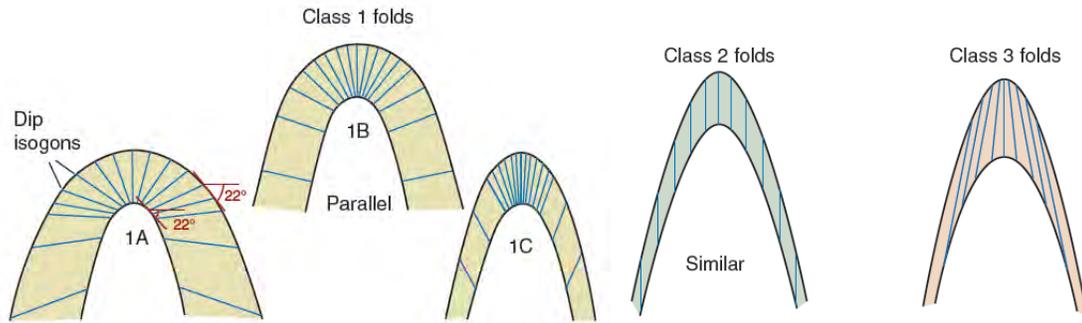


Figura 10: Clasificación de Pliegues según Ramsay (1967). Tomado de Fossen (2010).

2. 2. 2. Mecanismos de plegamiento.

Existen diversos procesos mediante los cuales es posible generar pliegues en la corteza. Estos están determinados tanto por la reología y propiedades del material que se pliega, como por la configuración los esfuerzos sobre capas de roca. Los principales se describen a continuación:

Plegamiento por *Buckling*.

Se produce cuando los esfuerzos actúan paralelamente a la capa o capas, y éstas responden acortándose en la misma dirección. Para que este mecanismo ocurra, es necesaria una heterogeneidad en la viscosidad de las capas, y las capas de mayor viscosidad son las que se pliegan (Figura 11). Por lo general, la razón entre la longitud de onda es controlada por el espesor de las capas competentes y la diferencia de viscosidad entre las capas competentes e incompetentes (Hudleston y Treagus, 2010).

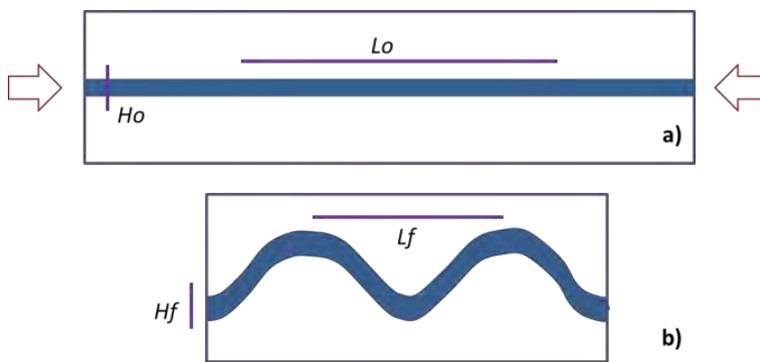


Figura 11: Modelo de plegamiento por *buckling*. La capa azul es más viscosa que las blancas y los esfuerzos son paralelos a la estratificación. Para pasar de un estado inicial (a) a uno final (b), primero hay acortamiento de las capas, y con esto variaciones en el espesor de la capa más viscosa. Cuando la capa más competente ya no puede acumular más acortamiento por cambio de espesor, se pliega, reduciendo su longitud y manteniendo el espesor (Hudleston y Treagus, 2010). Modificada de Fossen (2010).

Deslizamiento flexural (*flexural slip*) y flujo flexural (*flexural flow*).

Flexural slip: implica desplazamientos a lo largo de las interfaces entre capas o bien, cizalla localizada en capas incompetentes, durante el plegamiento. Este mecanismo ocurre en rocas

estratificadas que presentan diferentes viscosidades, principalmente en la corteza superior. El espesor de las capas competentes no varía durante el plegamiento, por lo cual este mecanismo da lugar a pliegues paralelos en las capas competentes y pliegues tipo 3 de Ramsay en las incompetentes. Los planos de estratificación se comportan como fallas y desarrollan estrías perpendiculares al eje del pliegue (Ramsay, 1974; Tanner, 1989, Figura 12).

Flexural flow: Funciona igual que el *flexural slip*, salvo que la diferencia de viscosidad entre las capas plegadas es baja y/o las capas incompetentes son muy gruesas. La cizalla se distribuye en todo el volumen de las capas incompetentes y ocasionalmente en menor medida en las capas competentes (Figura 12, Fossen, 2010).

Flexura ortogonal o tangencial longitudinal.

Para que este mecanismo ocurra se debe cumplir que todas las líneas que inicialmente eran ortogonales a la estratificación, permanezcan así a lo largo de la historia de deformación. Para que esta condición se cumpla, durante el plegamiento las capas que conforman la parte interna del pliegue sufren acortamiento y las externas extensión alrededor de la zona de charnela (Bobillo *et al.*, 2000). Este mecanismo de plegamiento produce pliegues de la clase 1B de Ramsay en las capas competentes (Figura 12).

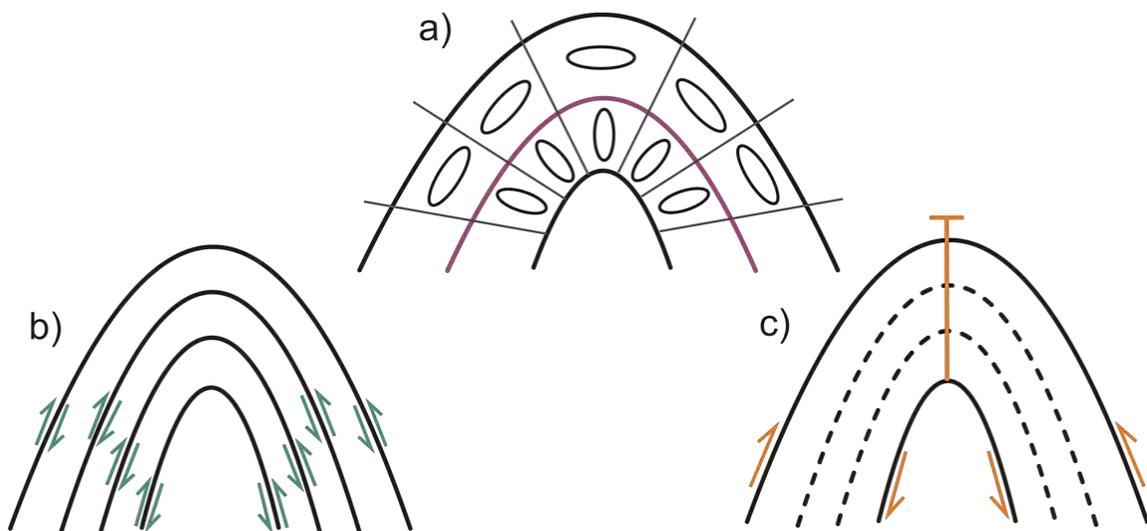


Figura 12: Mecanismos de flexura en pliegues. a) Plegamiento por flexura ortogonal: presentan una superficie neutral (línea color vino) en medio de la capa competente que no se distorsiona y separa el régimen extensional del compresivo. b) *Flexural slip*: Los puntos de inflexión presentan el mayor desplazamiento entre capas, mientras que en la charnela es nulo c) *flexural flow*. Durante la rotación de flancos, la baja heterogeneidad litológica resulta en cizalla que se distribuyen en el volumen de roca. En b) y c) el sentido del movimiento de cizalla es opuesto para cada flanco, con cero desplazamiento en la charnela. Editado de Fossen (2010).

2. 3. Microestructuras

La geometría de estructuras que se observan a simple vista en el campo es un reflejo de la distorsión de los granos de la roca. Dicha distorsión depende de la textura y composición mineralógica de la roca, así como de los efectos de la deformación de la misma. En este sentido,

conforme observamos las rocas a menor escala podemos describir microestructuras que dependen del tamaño, la forma y naturaleza de los granos, así como de la intensidad y condiciones bajo las cuales fueron deformadas. Para poder comprender la deformación a escalas mayores observación es necesario comprender varios conceptos que tienen que ver con la estructura interna de las rocas, como son: trama, textura o “fábrica” (*fabric*), foliación, lineación, y clivaje de plano axial.

2.3.1. Trama

Es un término que describe minerales o agregados de minerales, que presentan una orientación preferencial penetrativa (se repite sistemáticamente) en la roca. La trama puede ser lineal si se caracteriza por elementos elongados o planar si se compone por granos planares. Cuando no se observa una orientación preferencial, puede denominarse trama aleatoria. Por otro lado, las tramas se denominan primarias cuando se producen por procesos sedimentarios o magmáticos, y secundarias o tectónicas cuando la orientación mineral se produce por deformación y/o metamorfismo. Para estas últimas, los arreglos lineares de los granos forman tectonitas tipo L, y los planares, tectonitas tipo S; y en caso de que se presenten ambas se denominan tectonitas LS ó SL, dependiendo cuál es más dominante (Passchier y Trouw, 2005).

2.3.2. Foliaciones y clivaje

El término foliación se refiere a cualquier estructura compuesta por acumulación o alineación de minerales sobre superficies planares, ya sea a partir de procesos sedimentarios o magmáticos, foliaciones primarias, o bien, como respuesta a deformación, denominadas foliaciones secundarias. En geología estructural el término foliación se ocupa para estructuras planares generadas exclusivamente como respuesta a procesos tectónicos. El término “clivaje” se refiere a la facilidad que tiene una roca para separarse en superficies paralelas, propiedad común en rocas de muy bajo a bajo grado de metamorfismo. Según el distanciamiento entre los elementos planares puede considerarse clivaje continuo si tiene una distribución homogénea y la distancia entre los dominios de clivaje es menor a 1mm, o clivaje espaciado si es mayor a 1mm (Passchier y Trouw, 2005). Según la temperatura y la profundidad de formación las foliaciones y clivajes pueden desarrollar diferentes espesores y texturas como se describe en la figura de abajo.

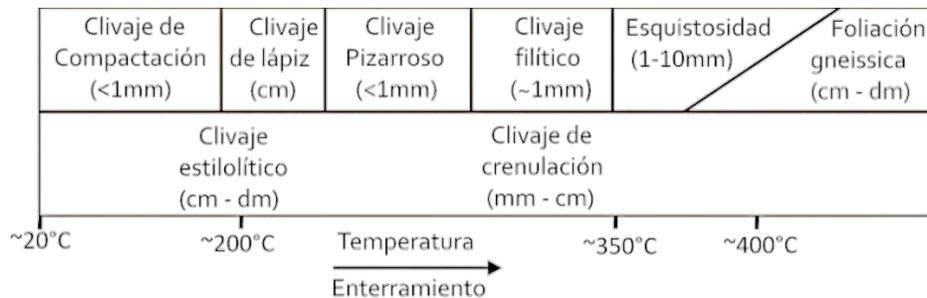


Figura 13: Tipos de clivaje y foliaciones ordenados por profundidad de enterramiento y temperatura. Tomada y editada de Fossen (2010).

El clivaje de compactación resulta de la reorientación de granos, colapso de poros y disolución de minerales durante la diagénesis, este clivaje es paralelo a la estratificación y se observa a escalas <1 mm. Cuando estas rocas son posteriormente deformadas por efectos tectónicos, los minerales se re-orientan en dirección de ambos clivajes, el tectónico y el diagenético, desarrollando intersecciones planares entre ambos, que se observan a escala de cm como clivaje de lápiz (*pencil cleavage*). Si la deformación continúa, el clivaje tectónico domina sobre el diagenético, sobreponiéndose, causando microplegamiento (crenulaciones) y eventualmente un clivaje continuo. Al aumentar la presión y temperatura, recrystalizan y se orientan una mayor cantidad de minerales, principalmente filosilicatos, generando los primeros clivajes asociados a metamorfismo. Conforme las condiciones continúan estos cristales orientados crecen a escalas visibles en muestra de mano a escalas de varios milímetros hasta decímetros.

Clasificación del clivaje.

Con base en el momento en la historia de la roca en que se generan las foliaciones, éstas pueden separarse en tres grupos (Passchier & Trouw, 2005):

1. Folioaciones primarias: estructuras sedimentarias.
2. Folioaciones diagenéticas: principalmente en rocas pelíticas que presentan poca o nula deformación por compactación. Está definida por granos alargados u oblatos paralelos a la estratificación que resultan de la compactación diagenética.
3. Folioaciones secundarias (Figura 14): se originan por esfuerzos tectónicos posteriores a la diagénesis de las rocas. Borradaile *et al.* (1982) y posteriormente Passchier y Trouw (2010) clasifican las foliaciones secundarias en 2 tipos según su morfología:
 - **Continua.** Distribución homogénea de granos alineados en una orientación preferencial. Se subdivide en: a) foliaciones minerales, orientación de minerales originalmente oblatos; b) orientación preferencial de forma.
 - **Espaciada.** Compuesta por: a) Dominios de clivaje: rasgos planares que concentran deformación y contienen elementos de la trama subparalelos al clivaje; b) microlitones: zonas con poca o nula orientación preferencial que separan a los dominios de clivaje.

El desarrollo de foliaciones secundarias está controlado por factores como la composición y heterogeneidad de la roca, la orientación de los esfuerzos y las condiciones de metamorfismo: temperatura, presión litostática, presión y composición de fluidos activos durante la deformación). En general se describen 7 procesos principales mediante los cuales éstas se desarrollan:

- Rotación mecánica de granos elongados o tabulares.
- Disolución por presión y transferencia por solución (*solution transfer*): en superficies de disolución encontramos un crecimiento preferencial de granos en dirección paralela a la foliación, así como un aumento en la rotación de cristales elongados debido a disolución selectiva y redistribución de material.

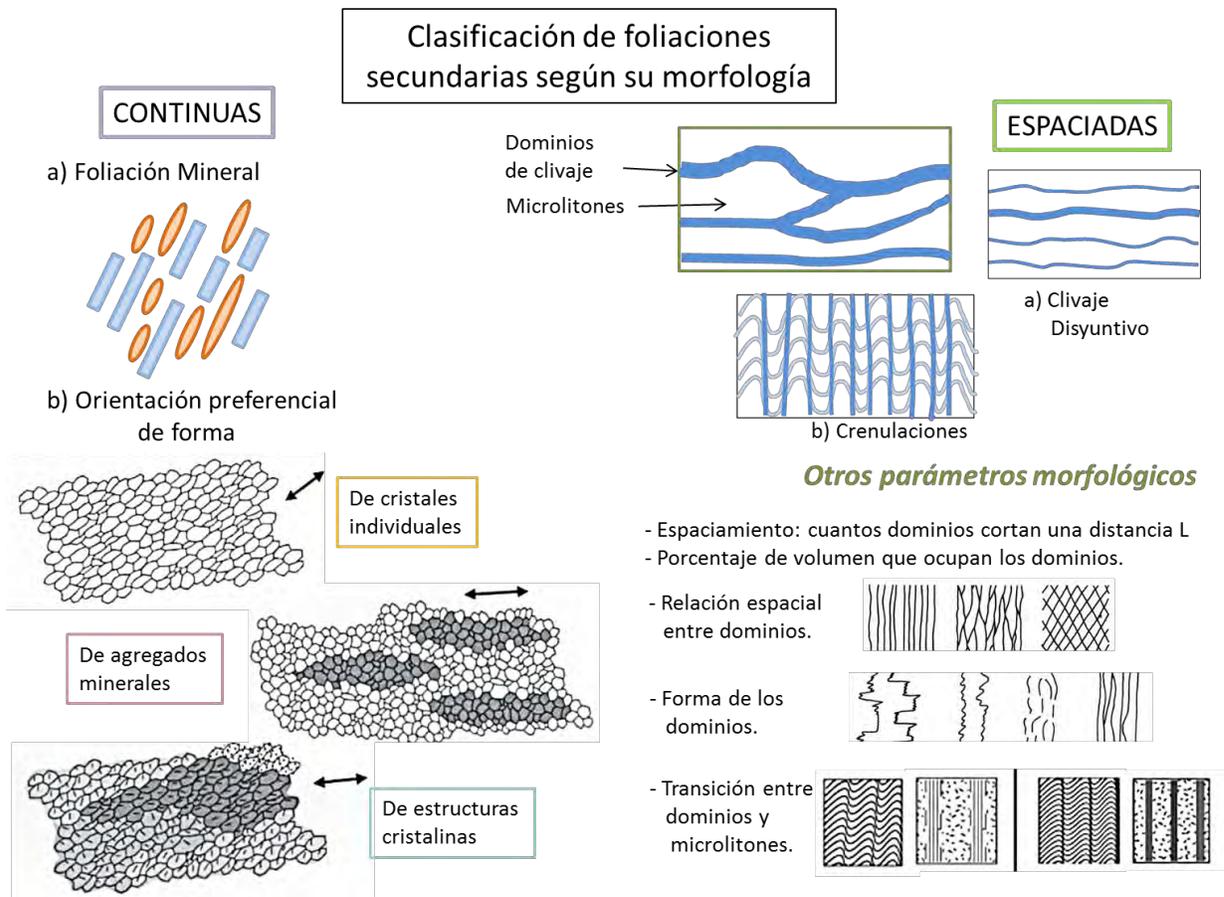


Figura 14: Clasificación de foliaciones secundarias según su morfología (Passchier y Trow, 2010): Foliaciones continuas: a) Diferentes minerales no deformados alineados; b) orientación preferencial de forma: se alinean cristales individuales oblatos o elongados por deformación, agregados minerales y las estructuras cristalinas dentro de agregados minerales. Foliaciones espaciadas: compuestas de microlitones y dominios de clivaje. Si se observan microplegamientos en los microlitones entonces hay crenulaciones, sino el clivaje es disyuntivo. Se utiliza varios parámetros morfológicos que permiten el reconocimiento y descripción de estas foliaciones: la relación entre dominios puede ser paralela, anastomosada o conjugada. La forma de los dominios puede ser: estilolítica, torcida, rugosa o suave. Las transiciones entre dominios y microlitones pueden ser gradacionales o discretas. Tomada y editada de Borradaile *et al.* (1982) y Passchier y Trow (2010).

- Deformación cristal-plástica: por procesos como deslizamiento de dislocaciones, disolución en bordes de grano y transferencia de solución, los cuales producen minerales planos o alargados que se alinean en una orientación preferencial.
- Recristalización dinámica y crecimientos neo-orientados: formación de nuevos granos a partir de subgranos de un mineral más grande por rotación de grano o migración de límites de grano.
- Recristalización estática y crecimiento mimético: se dan cuando la deformación ha cesado, por lo que depende de las condiciones físicas que rodean a la roca. El crecimiento mimético se refiere al remplazo de minerales elongados asociados a la deformación previa, por otros nuevos que heredan su forma.

- Crecimiento orientado en un campo de esfuerzos: la forma y el hábito de los cristales se orienta con respecto a las direcciones de acortamiento y extensión durante un evento de deformación.
- Microplegamiento: si encontramos alguna familia de planos o foliaciones previas, la anisotropía mecánica que se genera por un nuevo evento de acortamiento, resulta en la generación de crenulaciones. Conforme la deformación continúa los flancos de los micropliegues se alinean formando la nueva foliación.

Clivaje y plegamiento: Clivaje de plano axial

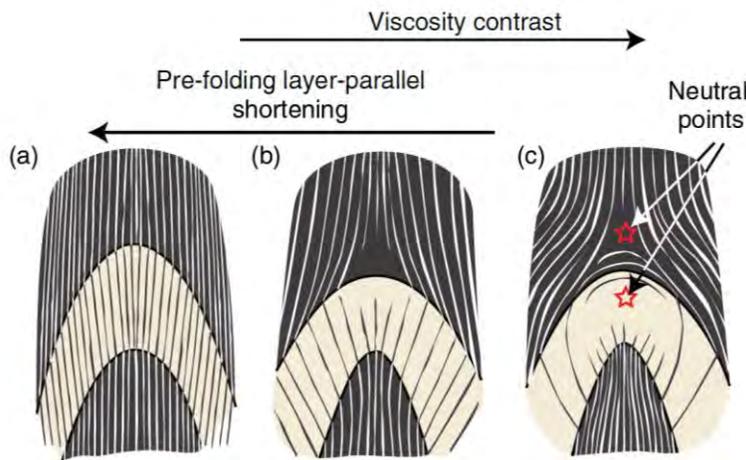


Figura 15: Patrones de clivaje en pliegues según la cantidad de acortamiento previo al plegamiento y el contraste de viscosidad entre las capas. Tomado de Fossen (2010).

En los pliegues generalmente se observa clivaje que se orienta con el plano axial del pliegue. Cuando las capas plegadas tienen diferentes propiedades mecánicas, el clivaje de plano axial se refracta, es decir, cambia de orientación y densidad al pasar de una capa a otra. Sin embargo, la elipse de deformación del clivaje es compatible en la interfaz de las capas y para ambas refleja el plano máximo acortamiento. Esta refracción es causada en

parte por el acortamiento paralelo a capa antes del plegamiento y por la cizalla flexural durante el mismo. Si ocurre desplazamiento paralelo a capa durante plegamiento flexural, la foliación por cizalla localizada es subparalela a la estratificación y al plano XY de la elipse de distorsión finita.

La distribución de clivaje en un pliegue depende del acortamiento de las capas antes del plegamiento. Si se desarrolla un clivaje maduro antes del plegamiento, el patrón final después del plegamiento, será continuo. Por otro lado, si el plegamiento es previo a la formación del clivaje, el patrón final será discontinuo con presencia de puntos donde no se distingue ningún clivaje (puntos neutrales) como se observa en la Figura 15 (Ramsay y Huber, 1987).

2.3.3 Lineaciones.

El término se refiere a cualquier elemento lineal que ocurra penetrativamente en un cuerpo de roca. En términos generales podemos clasificarlas en dos grupos: a) lineaciones por estiramiento: constituidas por elementos estirados por deformación, los cuales pueden ser granos individuales o agregados de ellos; b) lineaciones por intersección: son aquellas que se producen por la intersección de dos planos, o bien por microplegamiento en planos de foliación que no poseen un volumen definido. Las principales propiedades de ambos grupos de lineaciones se describen en la Tabla 1.

Lineación	Características	Mecanismos de desarrollo	Utilidad
Lineaciones por estiramiento de grano.	Definidas por cristales elongados individuales que se orientan paralelamente.	-Por extensión de granos equidimensionales sin recristalización. -Por disolución y crecimiento cristalino.	Las lineaciones de objetos comúnmente son paralelas a la dirección X del elipsoide de distorsión, por lo que pueden usarse para reconocer la dirección de transporte tectónico, por ejemplo en zonas de cizalla dúctil.
Lineaciones por estiramiento de agregados.	Son un tipo de orientación preferencial de forma definida por agregados elongados de granos equidimensionales o ligeramente alargados, o bien, de cristales elongados reemplazados.	-Por extensión de agregados equidimensionales a una forma lineal. -Por extensión de cristales individuales alargados y subsecuente recristalización.	
Lineaciones por intersección	a) Lineación por crenulación: definida por las líneas de charnela de micropliegues, en una superficie de foliación b) Lineación de intersección: se forma por intersección de foliaciones.	-Por deformación polifásica. -Por cambios en el régimen de deformación.	-Dan información sobre la orientación de los ejes de pliegue, en pliegues por <i>buckling</i> . -Permiten reconocer la historia de la deformación polifásica.

Tabla 1: Características principales de las lineaciones por estiramiento y por intersección. Se señalan los procesos por los que se generan comúnmente, así como datos puntuales que las identifican e información que puede obtenerse si se las encuentra en campo.

2. 4. Neoformación de minerales en la corteza superior.

Los cambios texturales de las rocas, son el resultado de una serie de procesos físico químicos que ocurren desde que una roca se consolida. Los avances tecnológicos han permitido a la comunidad científica realizar observaciones y descripciones de las rocas en escalas muy pequeñas, que permiten un mejor entendimiento de los procesos que ocurren a escalas mayores. En específico las imágenes obtenidas mediante el Microscopio Electrónico de Transmisión (TEM, por sus siglas en inglés) y la información de la Difracción de Rayos X (XRD, por sus siglas en inglés), han sido herramientas determinantes en el estudio de reacciones progresivas relacionadas con cambios texturales y mineralógicos en rocas de grano fino (p. ej. Van der Pluijm, et al.,1998; Freed y Peacor, 1992; Merriman, 2005). Este tema se describe con mayor hondura en el Anexo 1.

III. MÉTODO

Con el objetivo de caracterizar los efectos de la localización de cizalla simple en la mineralogía y trama de las rocas, en este estudio se realizaron tres etapas de trabajo (Figura 16). La primera corresponde al trabajo de campo, en la cual se realizó la cartografía local, la descripción general de la litología y estructura de la zona de estudio y el muestreo. La siguiente etapa corresponde al procesamiento y análisis de las muestras colectadas para obtener información acerca de la mineralogía, textura y propiedades magnéticas en dichas muestras. Finalmente, se organizaron los resultados en tablas y gráficos para su posterior interpretación y discusión.

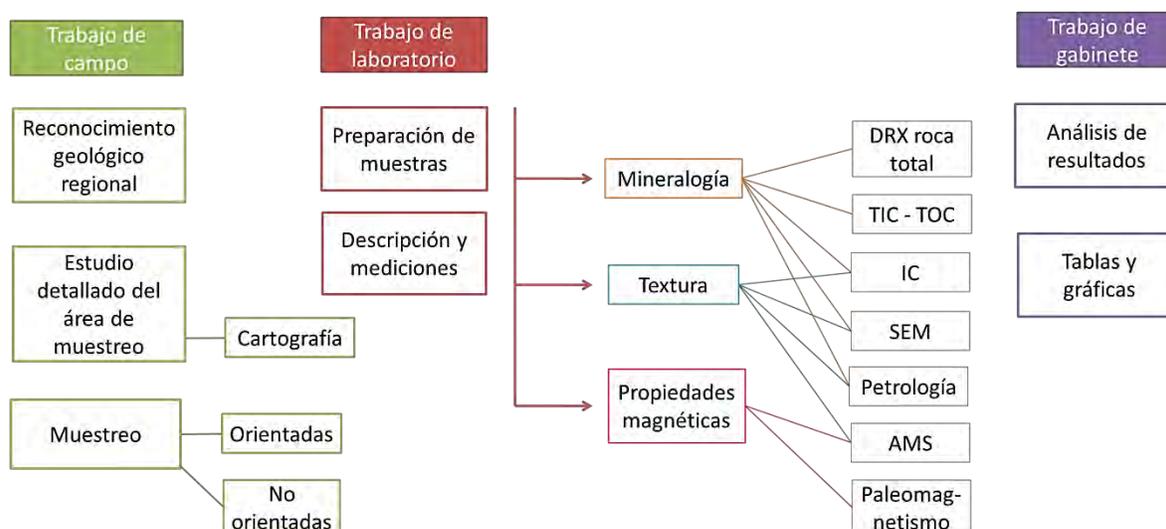


Figura 16: Metodología general: el trabajo se dividió en tres etapas consecutivas que corresponden a la colección de muestras, medición y procesamiento de datos obtenidos mediante cada técnica para su posterior interpretación. Algunas técnicas permiten interpretar más de un proceso (cambios mineralógicos, texturales o de propiedades magnéticas).

3.1 Recolección de muestras

Para la zona de cizalla localizada en el flanco norte, muy cerca del núcleo del anticlinal de “San Blas”, se estudió un perfil de aproximadamente 22 m que cruza de manera cuasi-perpendicular a la estratificación e incluye a la zona de cizalla paralela a capa, y capas adyacentes. Se realizaron divisiones de bloques, a la vista homogéneos, en las capas aledañas tal como se muestra en la Figura 17. Para un estudio más detallado de la zona de cizalla, ésta a su vez se dividió en tres secciones: sección sur (S), sección media (M) y sección norte (B). Una vez seccionado el perfil, se procedió a realizar el muestreo con una perforadora o nucleadora, mediante la cual se colectaron un total de 50 núcleos orientados de la siguiente forma (Figura 17):

- 17 núcleos de la zona de cizalla
- 19 de las capas al sur de la zona de cizalla
- 14 de las capas al norte de la zona de cizalla

La preparación de muestras para analizar el índice de cristalinidad de Illita incluye los pasos ilustrados abajo, siguiendo las recomendaciones de Warr y Rice (1994) y Moore y Reynolds (1997), siguiendo el procedimiento descrito a continuación:

1. Se enjuagó el núcleo con agua y se lavó con agua desionizada.



2. Se pulverizó la muestra en un mortero de ágata dando solo golpes verticales con el pistilo, se retiraron los fragmentos de calcita, y para no alterar la cristalinidad de las arcillas solo se machacó hasta tamaños entre limo y arcilla.



3. Se pesaron aproximadamente 10 g de la muestra molida.



4. Se vació la muestra en un vaso de precipitados y se aforó a 250 ml con agua desionizada; sin dejar que se sedimentara.



5. Se agitó la muestra en el ultrasonido por diez minutos.



6. Se vertió la mezcla en cuatro frascos de 50ml, se pesaron y se agregaron gotas de agua desionizada hasta igualar el peso.



7. Se centrifugaron durante 2 minutos a 1000rpm de modo que permaneciera en suspensión la fracción $\leq 2\mu$ equivalente al diámetro de una esfera.

8. Se vació la fracción suspendida en un recipiente de vidrio sin bordes agudos; la fracción restante se devolvió al vaso del paso 3 y se repitieron los pasos de 3 al 8 tres veces.



9. Se dejó secar.



10. Se raspó la arcilla del recipiente usando navajas finas de afeitar.



11. Se pesó el material raspado, se etiquetó y se almacenó.



12. En vasos de precipitado de menos de 5mL, se vertieron 20µg de la fracción de arcilla.



13. Se vertieron 0.75ml de agua desionizada con una pipeta. En seguida, se agitó hasta incorporar la muestra con el agua.



14. Ya homogeneizadas las arcillas se succionó la mezcla con la pipeta.



15. Se exparció la mezcla sobre un vidrio rectangular previamente delimitado y etiquetado, cuidando que:

- No se tocara el cristal con la pipeta.
- No se emitieran burbujas
- Se extendiera una sola gota en toda la superficie



16. Se dejó secar.

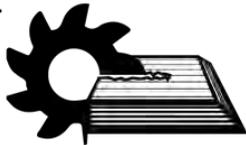


17. Se verificó que el material estuviera repartido homogéneamente por todo el cristal.

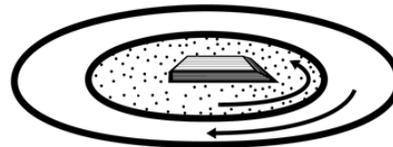


Microscopio electrónico: para hacer análisis de contenido mineral y textural mediante electrones retrodispersados en el microscopio electrónico las muestras se trataron como se indica a continuación:

1. Se cortó la muestra de interés de forma perpendicular a la foliación y paralelo a las lineaciones.



2. Se pulió la muestra con abrasivos o lijas. ocupando diferentes granometrías como: 400, 600, 1000, 1500, 2000, 2500 y 3000.



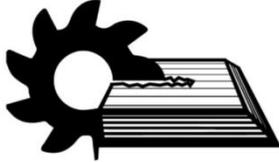
Para la observación de textura mediante electrones secundarios, se tomaron fragmentos de muestra y se quebraron con los dedos, de manera perpendicular a los planos de foliación, dejando expuestas las hojuelas de arcilla que componen dichos planos. Estos fragmentos fueron pulidos en un extremo para que tuvieran un plano de apoyo.

Para realizar observaciones bajo el microscopio petrográfico:

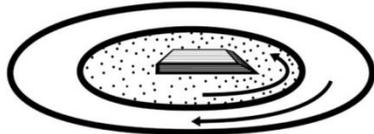
1. Se lavaron las muestras.



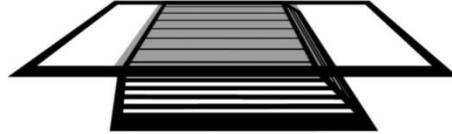
2. Se cortó la muestra de interés de forma perpendicular a la foliación y paralelo a las lineaciones.



3. Se pulió la muestra con abrasivos o lijas, ocupando diferentes granometrías como: 400, 600 y 1000.

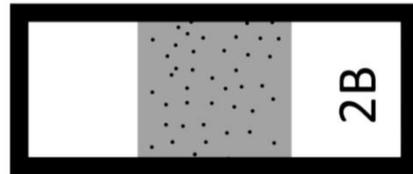


4. Se pegó la muestra pulida a un portaobjetos y se dejó secar.



5. Se cortó el sobrante con abrasivos finos de 600 a 1500 y se rebajó hasta 3μ

6. Se cubrió y etiquetó

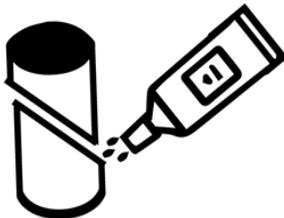


3.2.6. Para los análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética y paleomagnetismo, las muestras:

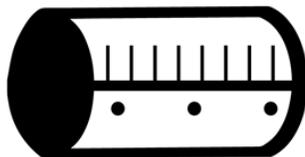
1. Se lavaron los núcleos.



2. Se pegaron los núcleos rotos con UHU



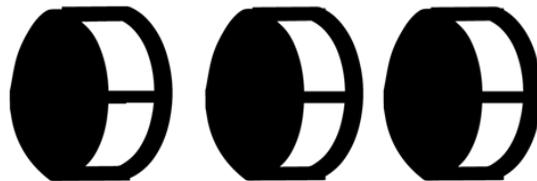
3. Se marcaron los núcleos para cortarlos procurando preservar la parte "profunda" y sin tirar los sobrantes.



4. Se cortaron los núcleos con dos pulgadas de largo procurando dejar ambas caras planas.



5. Se etiquetaron las muestras, ocupando "a" para el más somero y "b" para el más profundo. Si salieran tres núcleos el más profundo se etiqueta cómo "c"



3.3 Mediciones y análisis

El número de muestras que fueron preparadas y medidas se describen en la Figura 18. En todos los casos puede observarse que se intenta cubrir homogéneamente todo el perfil estudiado, incluyendo tanto el encajonante como la zona de cizalla. El número de muestras analizadas y la distribución fueron elegidos con el objetivo de tener un buen control de las variaciones mineralógicas, texturales y magnéticas que ocurren por la localización de cizalla simple a lo largo del perfil. Del mismo modo, fueron seleccionadas las muestras que presentan menor intemperismo para su posterior análisis, evitando de este modo errores producidos por minerales secundarios no asociados al fenómeno que se pretende analizar.

Para los análisis que requieren de muestras completas, sin pulverizar, como aquellas asociadas al magnetismo, descripciones en microscopio óptico y de barrido, las muestras fueron seleccionadas por su representatividad y por ausencia o presencia mínima de disgregación causada por el clivaje. Para los análisis de difracción de Rayos X, índice de cristalinidad de illita y TIC-TOC, las muestras de la zona de cizalla no se pulverizaron enteras, sino que para cada muestra se extrajeron los cristales asociados a vetas, analizando únicamente los materiales contenidos en los dominios lutíticos (oscuros), enriquecidos en material insoluble (óxidos, sulfuros y arcilla).

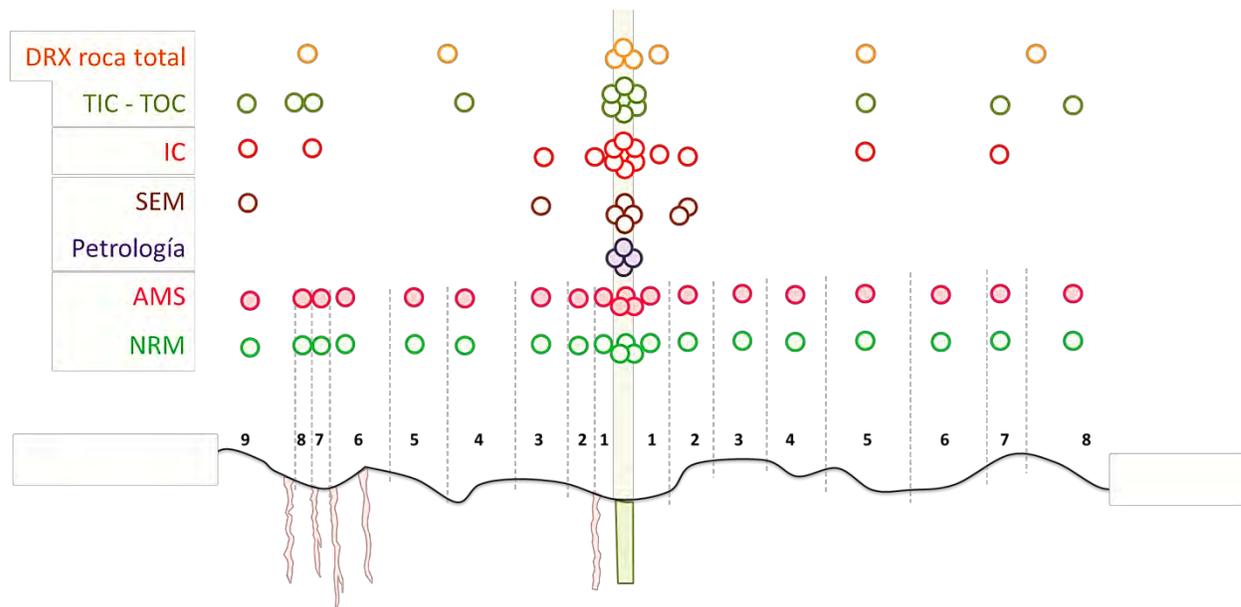


Figura 18: Distribución de muestras analizadas por cada técnica, a lo largo del perfil estudiado. Los círculos representan la ubicación de las muestra. Los círculos rellenos representan muestras orientadas y los vacíos, muestras sin orientar. En algunos casos pudieron haberse analizado más de una muestra por ubicación, por ejemplo, en los estudios magnéticos de una muestra se separaron hasta 3 especímenes. Los análisis de AMS y NRM se aplicaron en todas las muestras.

Difracción de Rayos X (DRX) en roca total

Fueron analizadas 8 muestras en total utilizando un Difractómetro Rigaku Miniflex® de 15 KV, con un tubo de Cobre. La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° en escaneo por pasos con un "step scan" de 0.05° (2 Theta) y un tiempo de integración de 4 s por paso.

En los difractogramas obtenidos, se procedió a identificar los minerales presentes en cada muestra, identificando sus picos de difracción característicos. Posteriormente se elaboró una tabla en la que se sintetiza la composición mineralógica de las diferentes muestras.

Carbono Inorgánico, orgánico y total (TIC-TOC)

Se analizaron 12 muestras en total utilizando un Equipo Hiper TOC® (Thermo Scientific®), a partir del cual se obtuvieron los porcentajes de concentración de carbono inorgánico y orgánico en cada muestra. Con los resultados anteriores se calculó el carbono total de cada muestra y se realizó un gráfico de distancia de la muestra (con respecto a los límites de la zona cizalla, hacia ambos lados) contra valor de carbono orgánico e inorgánico, de manera que pueden verse más fácilmente sus variaciones.

Índice de cristalinidad de illita (IC)

Fueron analizadas 12 muestras utilizando un Difractómetro Shimadzu XRD 6000® equipado con filtro de Ni, monocromador y tubo de cobre de foco fino. Las muestras se analizaron utilizando un portamuestras de vidrio en fracción orientada. La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° en escaneo por pasos con un “step scan” de 0.02° (2 theta) y un tiempo de integración de 1 min por grado de medición.

4 muestras adicionales fueron analizadas en un Difractómetro Rigaku Miniflex® de 15 KV, con un tubo de Cu de foco fino. Estas muestras se analizaron utilizando un portamuestras de vidrio en fracción orientada. La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 4° a 40° en escaneo por pasos con un “step scan” de 0.05° (2 theta) y un tiempo 1 min por grado de medición.

Para calcular los índices de cristalinidad de illita, se midieron también 4 especímenes en los 2 equipos previamente mencionados. Estos estándares son aquellos caracterizados por Warr y Rice (1994).

Una vez obtenidos los difractogramas se realizó la identificación de minerales presentes en cada muestra. Las muestras cuyos difractogramas mostraban baja resolución o bien, baja concentración de illita, no fueron considerados para la medición del índice de cristalinidad. En aquellos difractogramas con buena resolución de la reflexión basal (001) de illita, se midió el ancho del pico a la mitad de su altura y con ello se determinó el índice de cristalinidad ($\Delta 2\theta$). Con estos valores, se calculó el espesor promedio de los cristalitas de illita presentes en la muestra (en nanómetros), utilizando la ecuación de Scherrer (Kübler, 1964). Finalmente, se graficaron estos valores vs. distancia de las muestras respecto a la zona de cizalla para analizar sus variaciones.

Microscopio Electrónico (SEM)

Las imágenes y análisis de microscopio electrónico fueron adquiridas mediante dos equipos: microscopio electrónico de barrido marca Zeiss, modelo *EVO MA10* y un Microscopio de fuente UV marca Olympus® en un estativo BX-51, con cámara digital de 5 Mp. con el CCD enfriado mediante efecto Peltier.

Fueron analizadas en total 7 muestras, de las cuales en 3 muestras no pulidas (de la zona de cizalla y capas a ambos lados de ésta) se obtuvieron imágenes de electrones secundarios para observar su textura. En otras 4 muestras pulidas (de la zona de cizalla y capas al norte de ésta), fueron analizadas con espectroscopia de energía dispersiva de Rayos X (EDS por sus siglas en inglés) para caracterizar la variedad mineralógica observada con electrones retrodispersos. Con los resultados anteriores se realizó un gráfico en que se compara la textura y mineralogía de las muestras.

Análisis petrográfico

Se analizaron 7 láminas delgadas en el microscopio petrográfico, con lo cual se identificaron los minerales presentes y sus características texturales. También se realizó un análisis de las microestructuras presentes en las muestras, para caracterizar mejor mecanismos de deformación e indicadores cinemáticos de cizalla en los dominios de clivaje.

Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS)

Se analizó un total de 61 especímenes en un susceptibilímetro KappaBridge KLY-2®. Para obtener la matriz de susceptibilidad, se midieron 15 posiciones para cada espécimen, en rangos 1 y 2. Los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad fueron calculados a partir del software ANI2OBAS por AGICO®, el cual sigue las consideraciones propuestas por Jelinek (1978). Los datos fueron corregidos a partir de datos obtenidos en campo (estratificación y clivaje) y posteriormente graficados.

Las susceptibilidades principales fueron graficadas, separando los datos en tres redes estereográficas: una para las capas al norte de la cizalla, una para las capas al sur de la misma y una para las tres subdivisiones internas de dicha zona. Se graficaron los parámetros de anisotropía y forma de dicho elipsoide de todos los especímenes medidos en un diagrama de Ramsay (1967) y en un diagrama de Jelinek (1981).

IV. RESULTADOS

Con el fin de sintetizar y facilitar la comparación de los datos obtenidos por las diferentes técnicas aplicadas, los resultados se disponen en tres grupos: 1) los referentes a la estructura regional y afloramiento, es decir, a escala de kilómetros a metros; 2) se agrupan los resultados que describen las variaciones de textura a escala de centímetros a decenas de micras. Las descripciones de lámina delgada en microscopio óptico y electrónico de barrido se realizaron a detalle y se incluyen en el anexo 4; 3) aquellos resultados referentes a los minerales que componen las rocas en la zona de cizalla y capas adyacentes, considerando sus abundancias relativas y tamaño de grano.

4.1 Estructura de kilómetros a metros.

La zona de estudio se encuentra dentro de la porción occidental de la saliente de Monterrey, dentro del complejo de pliegues Los Nuncios, el cual está compuesto por dos anticlinales, uno al norte conocido como Los Muertos y otro al sur denominado San Blas (Figura 19 y Anexo 3), que se unen por el sinclinal Sierra Urbano (Padilla y Sánchez, 1985). Ambos anticlinales son simétricos subverticales, localmente con charnelas con geometría en caja, con longitud de onda va de 4 a 6 km y presentan una orientación axial general casi E-W (Padilla y Sánchez, 1985; Higuera-Díaz, 2005; Fischer y Wilkerson, 2005, Figura 19). Las unidades estratigráficas se distribuyen en esta región como se muestra en el mapa geológico de la zona (Anexo 3).

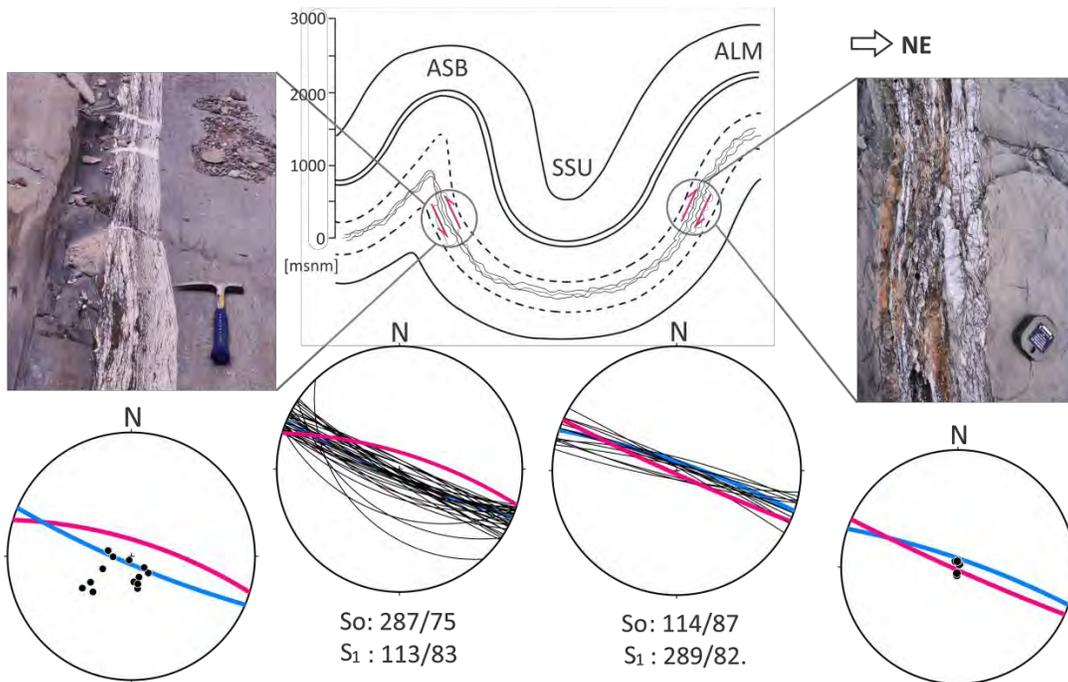


Figura 19: Zonas de cizalla de estudio en los anticlinales San Blas (ASB) y Los Muertos (ALM), a ambos lados del sinclinal Sierra Urbano (SSU). El perfil corresponde a la región del complejo Los Nuncios, en la zona de estudio. Entre las líneas punteadas se distribuye la Fm. Taraises, con las líneas anastomosadas se señala la ubicación de las zonas de cizalla observadas en campo y con flechas rojas el sentido de la cizalla en cada caso. Se muestran fotos de los afloramientos correspondientes y las proyecciones estereográficas en trazas ciclográficas de la estratificación (So), clivaje de plano axial (S1) y los polos a las lineaciones por extensión en la zona de cizalla (fibras de calcita).

En el flanco norte del anticlinal de San Blas, a 20 metros del contacto entre la Fm. Taraises y la Fm. Cupido, se ubica la zona de cizalla (ZC) en la que se realiza este estudio. Ésta tiene 30 cm de ancho y se expone por al menos 2 km hacia el NW. En el flanco sur del anticlinal de Los Muertos se observa otra ZC con características texturales y mineralógicas similares, la cual se muestra como una imagen especular a un lado y otro del plano axial del sinclinal Sierra Urbano (Figura 19). En ambas zonas de cizalla paralelas a capa, hay variaciones en los elementos presentes en las capas aledañas (Figura 20), por ejemplo: las capas cercanas al núcleo de los anticlinales tienen abundantes vetas de cuarzo y calcita cuyo grosor varía de 5 a 250 mm, con texturas que van desde fibrosas, compuestas de cristales pequeños, hasta granulares, compuestas por cristales de mayor tamaño. La mayoría de estas vetas son subparalelas y oblicuas al clivaje de plano axial; mientras que hacia el núcleo del sinclinal se observa un mayor número de planos con piritita alada y no hay presencia de vetas. Por otro lado, la lutita parece ser homogénea litológicamente en ambos lados de la cizalla, aunque en la zona cercana al núcleo del anticlinal de San Blas se observan lentes de arenisca gruesa y conglomerado.

4.2 Textura

Esta zona de cizalla se diferencia de los encajonantes por variaciones texturales y mineralógicas, las cuales se describen con detalle para el flanco norte del anticlinal de San Blas. En dicha ZC, se observan abundantes bandas de calcita y cuarzo dispuestos en fibras subverticales intercaladas con bandas milimétricas oscuras que contienen arcillas, materia orgánica y óxidos. En un corte transversal vertical a la ZC (paralelo a las fibras), las bandas muestran una fábrica plano-paralela hacia la base (extremo norte) y límites curvos entre los dominios de minerales solubles e insolubles (claros y oscuros) hacia la cima (extremo sur), mientras que en el corte perpendicular a las bandas y a las fibras de calcita y cuarzo, muestra una textura anastomosada (Figura 20). Dada la presencia de lineación y foliación, esta roca puede clasificarse como una tectonita LS.

En lámina delgada las bandas de minerales insolubles presentan espesores que varían desde algunas decenas de micras hasta algunos milímetros y, en general, uno de sus extremos es recto mientras que el otro es más irregular o incluso difuso (Figura 20). Dentro de éstos, los minerales arcillosos no se orientan en alguna dirección preferencial, sino que se ven desordenados y en algunos casos generan estructuras SC o imbricaciones (Figura 21) además, pueden distinguirse granos individuales de estos minerales. Por otro lado, los granos de piritita y pseudomorfo de hematita alcanzan tamaños <1mm y en ocasiones presentan alas calcita orientadas con la lineación. Estos granos generalmente presentan formas redondas, se agrupan en agregados irregulares o bien se extienden como granos individuales a lo largo de dichos dominios. La disposición y forma de la piritita y pseudomorfo es similar a todas las escalas de observación (Anexo 4).

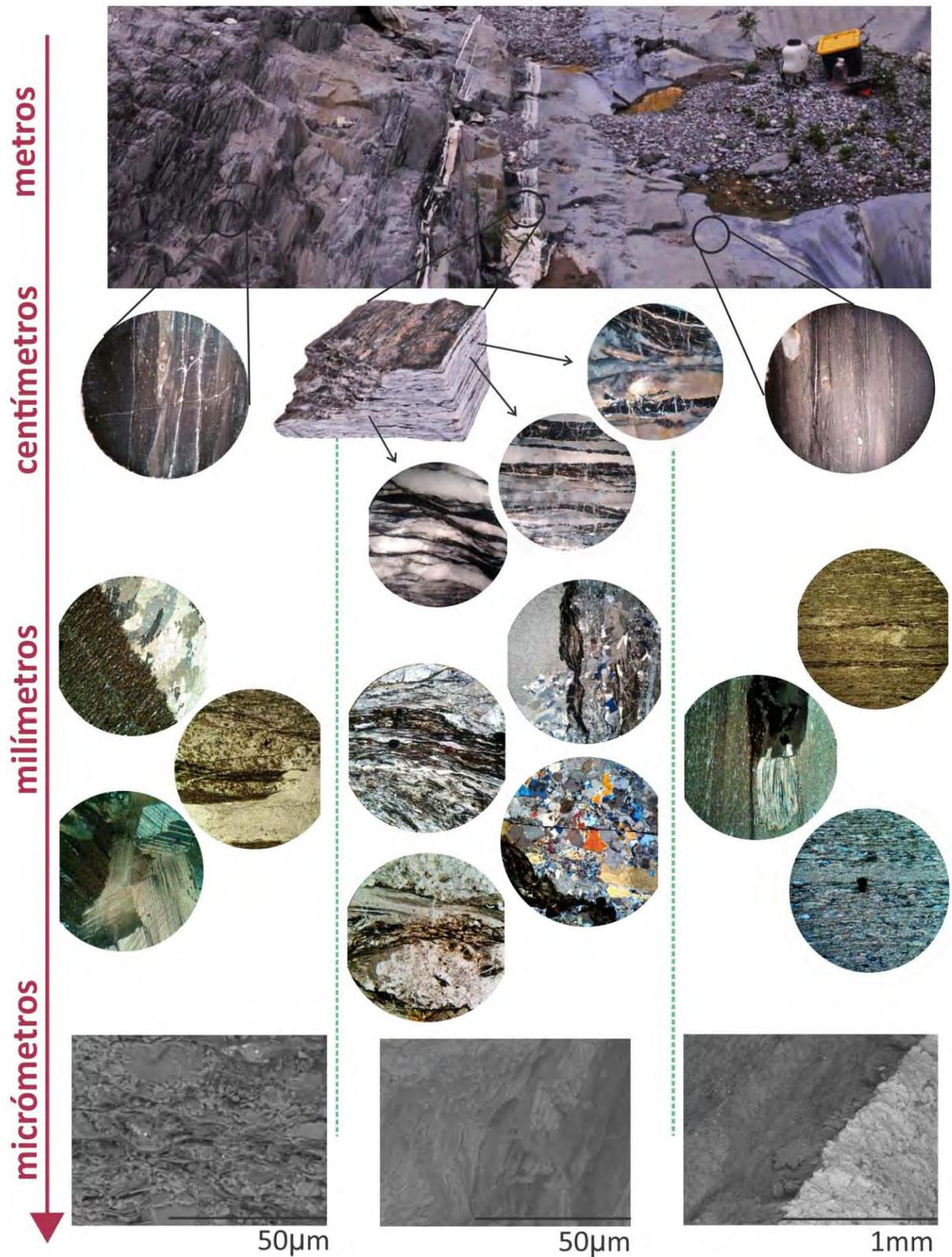


Figura 20: Textura de la zona de cizalla y capas adyacentes a diferente escala. Se destacan las variaciones en el orden de los dominios solubles e insolubles dentro de la zona de cizalla en muestra de mano, siendo estos plano-paralelos en el lado norte y curvos o trenzados hacia el sur. De milímetros a micras se observan cristales de calcita con diferente morfología y maclado, así como un arreglo orientado de los minerales arcillosos en la sección sur

Las bandas de minerales solubles se componen de:

- a) Cristales de calcita que alcanzan algunos milímetros de longitud, el contacto entre éstos es generalmente recto a ligeramente curvo; los cristales son equigranulares y presentan maclas rectas de diferente espesor (Anexo 4) cuya orientación es, en algunos casos, paralela entre cristales de una misma veta y paralela con cristales de otras vetas de la misma familia. En algunos cristales se presentan trazas de inclusiones fluidas y maclas curvas. Es común observar en los contactos entre estas vetas y los dominios arcillosos, algunos cristales de cuarzo euhedrales o subhedrales, que alcanzan hasta varias centenas de micras de longitud.
- b) Cristales de cuarzo que guardan la misma orientación espacial que los anteriores y que pueden agruparse en dos familias, la primera compuesta de granos alargados equigranulares, que presentan extinción ondulante, contactos ondulados con bordes difusos y con patrones de inclusiones fluidas rodeando granos pequeños. La segunda, con granos de tamaños seriados, contactos rectos o ligeramente curvos entre los cristales y algunos cristales presentan extinción ondulante.

En la ZC, se observan también vetas que acusan extensión oblicua, las cuales se orientan a altos ángulos de las bandas de cizalla y tienen texturas granulares y de bloques elongados (los bloques elongados se orientan a un ángulo agudo de las paredes de la veta), con tamaño de grano variable y se separan decenas de cm entre sí. Además, existen vetas con límites irregulares que cortan a la ZC de manera oblicua. Estas vetas tienen granos granulares y elongados, con espesores que van desde algunos milímetros a 10 a 20 centímetros. Dichas vetas, en lámina delgada, se componen en su mayoría de cristales de calcita, aunque hay algo de cuarzo presente. En algunas de éstas los cristales de calcita se estiran ligeramente en planos o sectores definidos, de modo que aparentan mantener la foliación (Anexo 4). La calcita presenta contactos planos entre los cristales, es inequigranular con maclado recto a curvo. En algunos casos estas vetas se observan plegadas o bien sus bordes son sinuosos, estirándose paralelos al clivaje.

Fuera de la ZC, las capas contiguas presentan un clivaje de plano axial subparalelo a la estratificación que es penetrativo en el afloramiento (Figura 20). En estas capas hay pirita y óxidos de hierro como pseudomorfos de pirita, con franjas de cuarzo y calcita paralelas a So (Figura 20), algunas se distribuyen en horizontes específicos en las capas al norte y sur de la ZC. Dentro de la ZC estos granos no se reconocen a simple vista y están dispuestos en franjas aplanadas paralelas a las bandas. En muestra de mano, se distinguen bandas con diferente coloración y por tanto de diferente contenido mineral (Figura 20), las cuales presentan límites bien definidos y que en algunas ocasiones se separan entre sí gradualmente. Estas bandas se orientan paralelas a los planos del clivaje, alcanzan algunos milímetros de espesor y entre éstas se observan algunos minerales (p. ej., pirita) elongados en la misma dirección. En estas rocas las estructuras planares dominan sobre los rasgos lineares, por lo que estas rocas pueden clasificarse como tectonitas S.

En lámina delgada, el clivaje en las capas al norte de la ZC es disyuntivo y los dominios de clivaje concentran arcillas y granos de pirita individuales. Los dominios de clivaje presentan un

espaciamiento variable, es curvo-suave y la transición entre los dominios y los microlitones es gradual. Los microlitones tienen granos de cuarzo y calcita, y granos micrométricos de pirita framboidales y redondeados, que se orientan paralelos al clivaje y están bordeados por minerales arcillosos. Se distinguen también granos de pirita de diferentes tamaños, desde 1 μm a varios milímetros, con alas de pirita (figuras 20 y 21) constituidas por cristales fibrosos de cuarzo y calcita, las cuales son asimétricas y dominadas por desplazamiento (Bons, 2012). En los bordes de estos minerales alados se acumulan hojuelas arcillosas que se extienden lateralmente hasta ser paralelas al clivaje, junto con éstas, cristales individuales de pirita (o pseudomorfos con hematita) se separan y extienden alejándose de los porfiroclastos.

Las rocas al sur de la cizalla, en lámina delgada presentan también un clivaje espaciado disyuntivo. Los dominios de clivaje se conforman principalmente por minerales arcillosos orientados paralelos entre sí y por granos individuales de pirita (o pseudomorfos); en algunos casos los dominios de clivaje presentan un espaciamiento corto y en otras ocasiones estos se separan varias decenas de micras (Anexo 2). En general, los dominios son paralelos entre sí o bien ligeramente curvos, tienen formas que varían de suaves a rugosas y la transición entre los dominios y los microlitones es gradual y en algunos casos discreto. Entre estos dominios, los microlitones se conforman por minerales arcillosos, agregados de cuarzo y calcita y granos de pirita framboidales, cúbicos o redondeados. Los granos de pirita framboidal se disponen en bandas paralelas al clivaje, las cuales vistas en el SEM muestran una redistribución de subgranos de pirita o pseudomorfos de óxidos de Hierro (figuras 14 y 20). En los dominios de microlitones se observan comúnmente pequeños cristales de calcita y cuarzo, euhedrales, equigranulares y con contactos planares.

En estas rocas, se distinguen también vetas que cortan de modo oblicuo al clivaje, cuyo espesor es variante, con bordes difusos que coinciden con los planos de foliación y presentan textura granular, con cristales de cuarzo equigranulares, con bordes ondulados, y extinción ondulante. Otras vetas tienen cristales de calcita subhedrales con bordes rectos y ondulados, granos inequigranulares a elongados, con maclas rectas y curvas, cortadas por microfracturas y trazas de inclusiones fluidas paralelas a la pared de la veta. Se observan también vetas de cuarzo y calcita paralelas a los planos de clivaje, bordeadas por agregados de arcilla, con cristales euhedrales a subhedrales, equigranulares con tamaños seriados. Los bordes de granos son rectos a ligeramente curvos. Los granos de pirita o pseudomorfos de ésta, presentan angostas alas de cuarzo y calcita.

4.3 Indicadores cinemáticos

Dentro de la zona de cizalla se distinguen diferentes indicadores cinemáticos a diferentes escalas por ejemplo, fibras de calcita en muestra de mano (Figura 21). En lámina delgada y microscopio electrónico se observan: franjas de cuarzo y calcita asimétricas alrededor de granos de pirita, estructuras S-C, imbricaciones minerales y texturas sigmoides. La dirección de desplazamiento que señalan dichos indicadores varía, aunque en su mayoría estos presentan una cinemática izquierda, la cual es consistente con cizalla capa a capa durante plegamiento flexural del anticlinal de San Blas. Similarmente, la cinemática dextral en la cizalla capa a capa en el flanco sur del anticlinal de Los Muertos, también apoya plegamiento por flexura en ambos flancos del sinclinal Sierra Urbano.

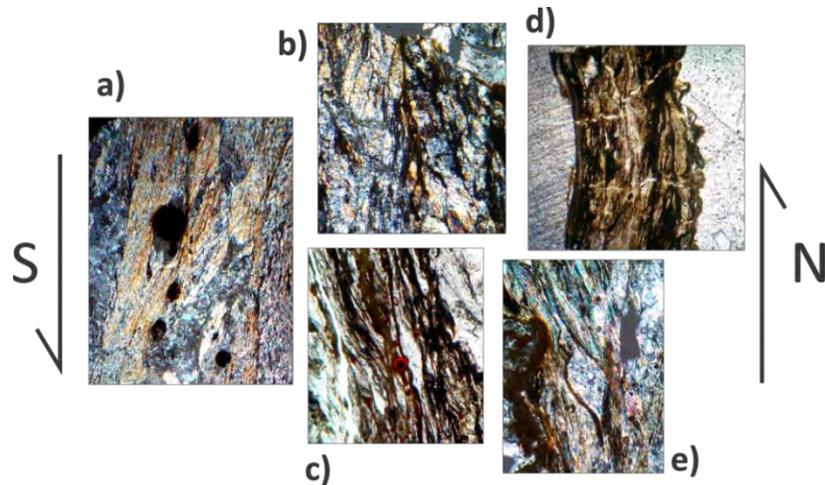


Figura 21: Microestructura e indicadores cinemáticos en la zona de cizalla. a) Franjas de cuarzo y calcita alrededor de granos de pirita; b) imbricaciones o estructuras S-C; c) estructuras S-C; d) imbricaciones o estructuras S-C; e) estructuras sigmoidales. Los indicadores cinemáticos a, b, d, y e, indican que las capas del norte se mueven sobre las del sur, mientras que las estructuras en c) presentan una dirección opuesta.

4.4 Mineralogía

Las fases minerales que componen a las rocas del perfil de estudio presentan variaciones en su distribución, tamaño, forma y abundancia. Las principales fases minerales que se identificaron se señalan en la Tabla 4, algunos de estos minerales están presentes a lo largo de todo el perfil como las diferentes especies de arcilla, carbonatos y cuarzo. Sin embargo, los sulfuros y óxidos de titanio, hierro y cobre se acumulan principalmente en la zona de cizalla.

Los carbonatos no son visibles a simple vista en las rocas fuera de la zona de cizalla. Sin embargo, éstos constituyen entre el 6 y el 10% de la roca total de acuerdo con los análisis de carbono inorgánico-TIC y orgánico total-TOC (Figura 22). En la zona de cizalla sólo se analizaron el TIC y TOC en los dominios insolubles y en estos se observa máximo un 4% del peso total, aunque el porcentaje que ocupan en el total de la roca en la cizalla es mayor debido a la concentración de vetas. Los cristales de calcita presentan tamaños de micrométricos (en las capas de lutita) a milimétricos (en las alas de pirita) en la sección norte, mientras que en la sección sur y en la ZC van de micras hasta centímetros dentro de las vetas, dónde se observan en su mayoría como cristales granulares elongados.

En cuanto a los minerales de arcilla, se distribuyen de manera homogénea en las capas de lutita, mientras que en la ZC disminuye su abundancia relativa al volumen total (incluidos los dominios de vetas), pero se incrementa en los dominios oscuros, donde el espesor de estos cristales crece. La variación de espesor de los cristales de illita se aprecia visualmente en lámina delgada y en el microscopio óptico y de barrido, y de manera cuantitativa en los patrones de difracción de Rayos X, en muestras orientadas de la fracción <math><2\mu\text{m}</math> (Anexo 5).

	Sección Sur	Z. de Cizalla	Sección Norte
Calcita	*	*	
Dolomita	*		
Yeso			
Clorita		?	
Illita	*	*	
Muscovita		?	
Cuarzo	*	*	
Pirita	*	*	
Magnetita		FeOx	
Cuprita		Calcopirita/Malaquita	
Titanita	*	*	
Esfalerita		*	
Galena		*	

Tabla 4:

Los recuadros rellenos señalan la mineralogía identificada con XRD de roca total, donde los colores señalan presencia y blanco ausencia de cada fase. Los asteriscos y minerales escritos con negro señalan aquellos que se identificaron con espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDS) en el microcopio electrónico de barrido (SEM).

En los patrones de difracción el pico de difracción de la unidad cristalográfica fundamental de Illita, presenta una menor anchura y mayor intensidad (menor valor del índice de cristalinidad, IC), es decir, mayor cristalinidad (ver Anexo 1) en la ZC que en las capas adyacentes. El espesor de los cristales de Illita, varía entre 200 y 250 Å en la sección sur, 200 a 230 Å en la porción norte y 200 a 380 Å dentro de la zona de cizalla, de acuerdo con cálculos a partir del IC y la ecuación de Scherrer (Anexo 5).

En la sección sur y la zona de cizalla el cuarzo se observa micro a cripto-cristalino en las capas de lutita y dominios oscuros, respectivamente, y relleno de vetas con granos ecuanes y elongados de hasta algunos milímetros de diámetro. En la ZC estos cristales se observan casi hexagonales en cortes paralelos a las fibras, agregándose en dominios o bandas definidas.

Los sulfuros de Hierro presentan 3 morfologías: cristales euhedrales (cúbicos), cristales redondeados o framboides, comúnmente conformados por agregados minerales de menor tamaño. Estos minerales se ven parcial o completamente sustituidos por óxidos de Hierro, hematita principalmente. Estos cristales alcanzan ~1 cm de diámetro y los framboides se componen de cristales que alcanzan algunas micras de diámetro (Anexo 4). En lámina delgada los pseudomorfos de pirita se observan como pequeños núcleos opacos bordeados por hematita, la cual es evidente por su color ocre (Anexo 4). Tanto los framboides como los agregados de cristales se observan en la roca como cristales o agregados elongados paralelos a la foliación, también se acumulan en listones o bandas de poco espesor o bien, se distribuyen dispersos entre los dominios de clivaje en la ZC.

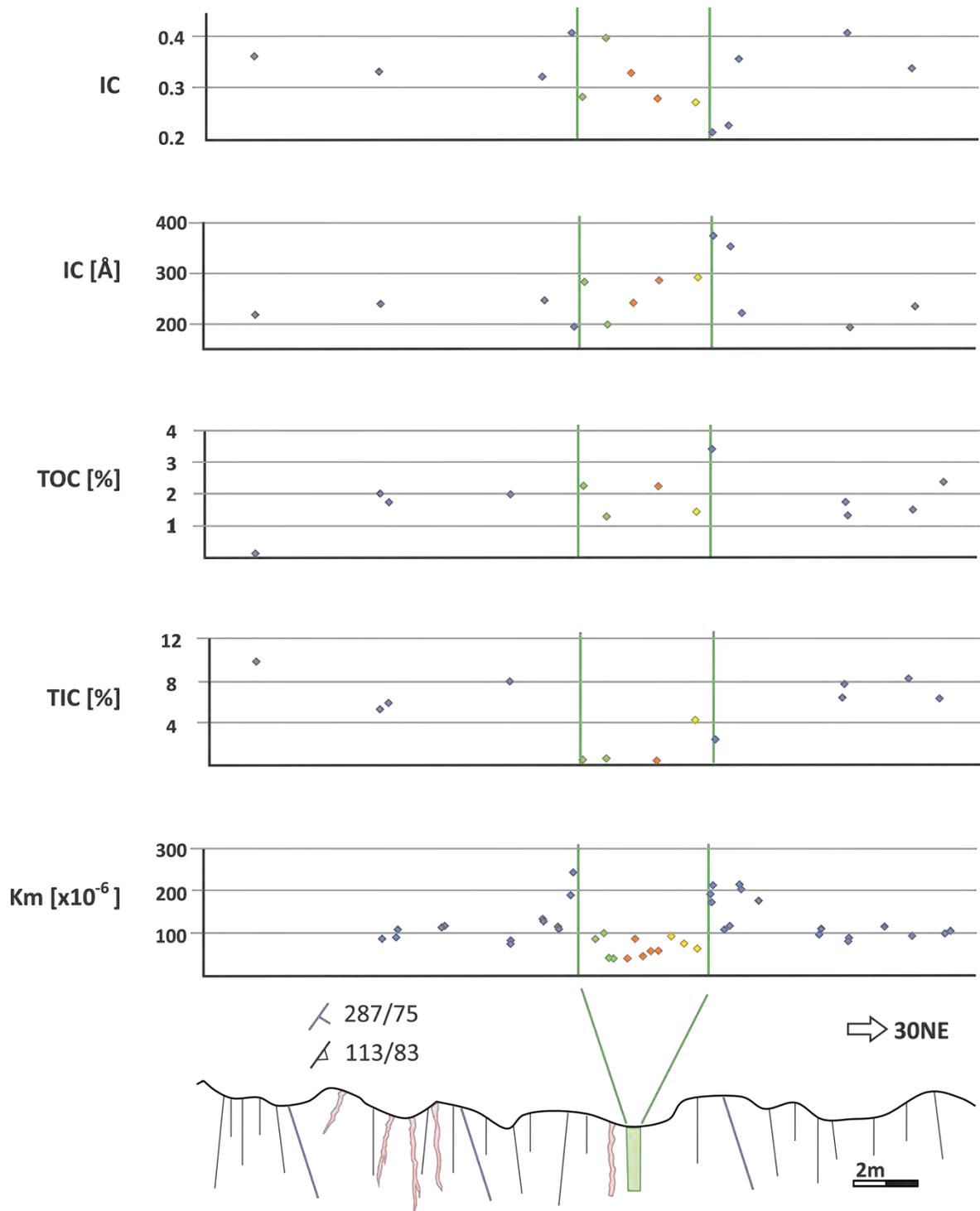


Figura 22: Resultados de análisis comparativos de mineralogía, a lo largo del perfil estudiado, donde se indica la ubicación de la zona de cizalla entre barras verdes. En estos gráficos se muestran las variaciones espaciales de a) índice de cristalinidad de illita; b) espesor de cristalitas de illita; c) Carbono orgánico total, d) Carbono inorgánico total; e) susceptibilidad magnética con unidades en SI.

Los óxidos y sulfuros de cobre y titanio, no se distinguen en lámina delgada, pero sí en el microscopio electrónico mediante el uso del EDS, donde estas partículas alcanzan tamaños de hasta 5 μm . Se identificaron escasos granos con estas composiciones en el microscopio electrónico, aunque en algunas muestras analizadas por difracción es posible distinguir dichas fases, por lo que es posible que el contenido de éstos pueda ser mayor en fracciones más finas dentro de la ZC. La materia orgánica muestra concentraciones en el 2 y 4% de la masa total de la roca en todo el perfil. Los materiales orgánicos no pueden distinguirse en lámina delgada, y en el microscopio electrónico sólo se observan pequeños agregados fibrosos orgánicos con tamaños menores a 1 μm cuyo tamaño disminuye aún más en la zona de cizalla donde no pueden distinguirse. La susceptibilidad magnética media presenta valores promedio de 10^{-4} SI en las rocas fuera de la cizalla y 10^{-5} SI dentro de la misma. En las capas que rodean a la cizalla, el valor de la susceptibilidad neta incrementa al acercamos a la zona de cizalla, alcanzando sus valores máximos en los bordes de la misma (Figura 22).

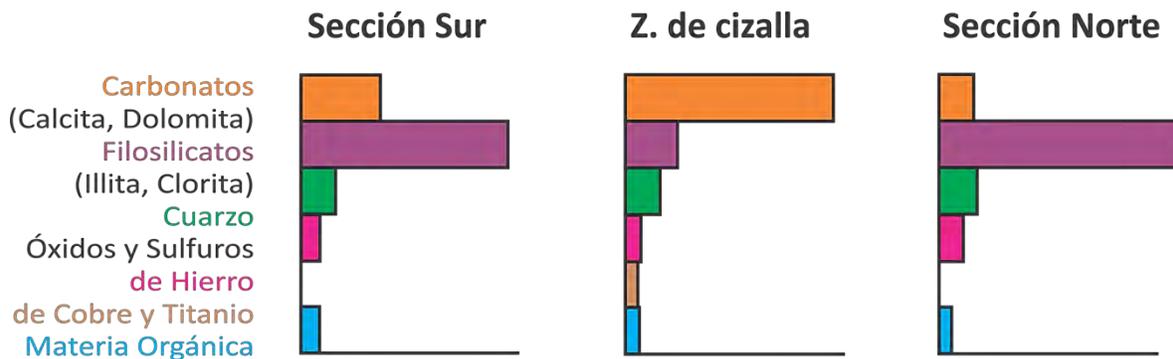


Figura 23: Abundancias relativas de los minerales que conforman las rocas de la zona de cizalla y capas encajonantes.

A partir de los resultados resumidos en la Figura 23 se muestran sólo las abundancias relativas de los minerales identificados en las muestras. Debido que no pueden estimarse cuantitativamente sus concentraciones con un solo método.

4.5 Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

Como se mencionó en la mineralogía, la susceptibilidad magnética media varía a lo largo del perfil de estudio (Figura 24). Tanto en la zona de cizalla como en las capas aledañas, las susceptibilidades mayor (K1) y media (K2) se acumulan sobre la traza del clivaje y la susceptibilidad menor (K3) se acumula cercana al polo del plano de clivaje (Figura 25). En el sector norte K1 es subvertical y se orienta paralelo hacia el NW, K2 se orienta hacia el SE y K3 es subhorizontal con orientación hacia el NE. En estas capas se observa poca dispersión en la distribución de las susceptibilidades principales y los ejes largos de susceptibilidad son paralelos entre sí orientándose en la dirección de las lineaciones medidas en campo (Figura 25).

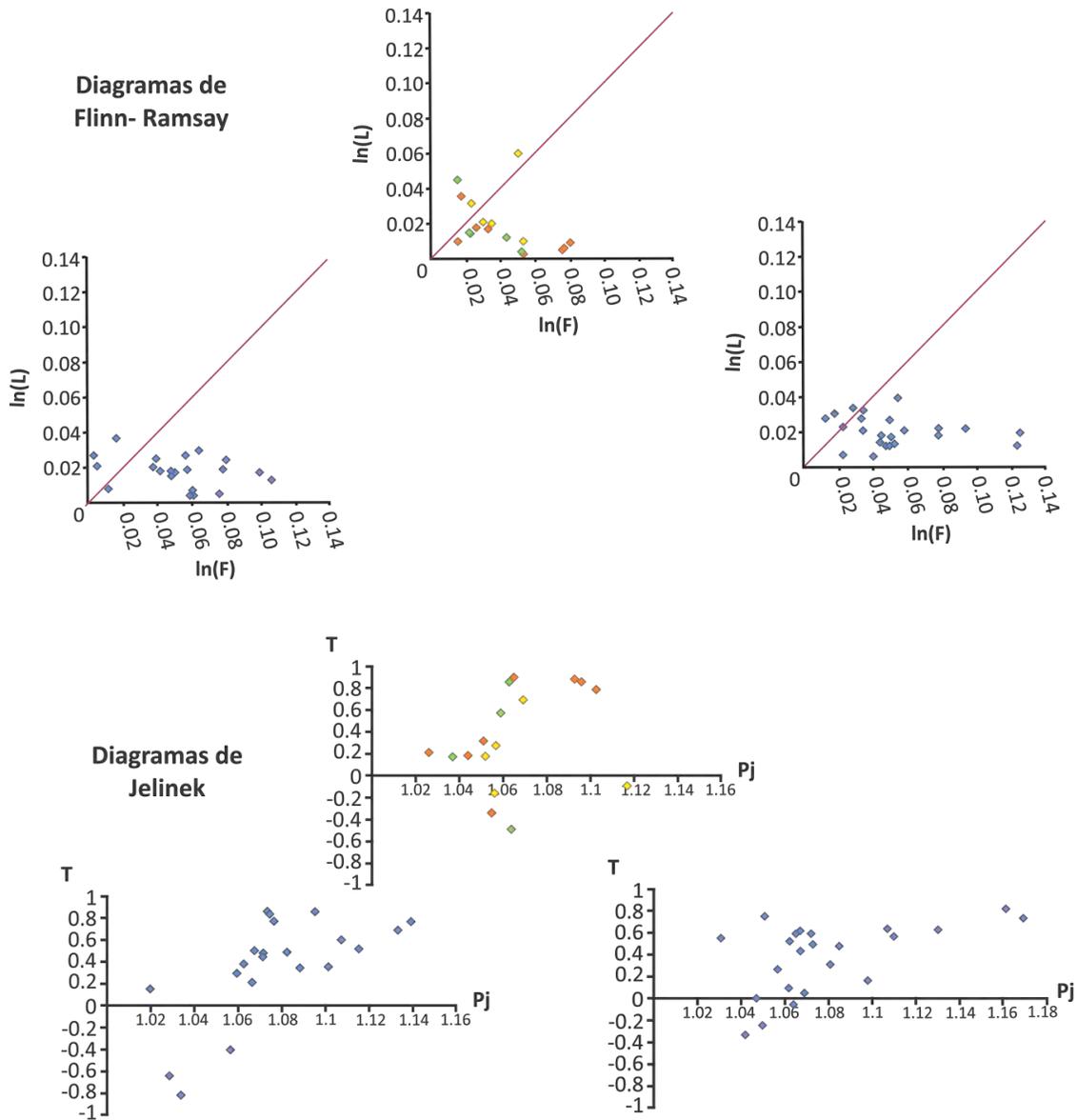


Figura 24: Forma de los elipsoides magnéticos. a) Diagramas de Flinn-Ramsay, y b), de Jelinek. Los diagramas al centro corresponden a las muestras en la zona de cizalla, los derechos a las de la sección norte y los izquierdos a las de la sur.

Por otro lado, los diagramas de Jelinek y Flinn-Ramsay, señalan que los elipsoides magnéticos para los tres sectores del perfil son predominantemente oblados (Figura 24). Aunque dentro de ZC los elipsoides no son estrictamente oblados sino que éstos se distribuyen cercanos a la deformación sobre el plano, de modo que están ligeramente alargados, lo cual incrementa la anisotropía (P_j) (Figura 26). La forma y orientación de los elipsoides magnéticos presentan similitud con los que se observa en el afloramiento y a escala de grano en lámina delgada, donde las arcillas son los minerales más abundantes y se orientan paralelas o cuasi paralelas entre sí en las capas fuera de la cizalla y dentro de ésta, los cristales de arcilla son de mayor tamaño aunque no presentan una orientación definida y se observan lineaciones constituidas por fibras de calcita.

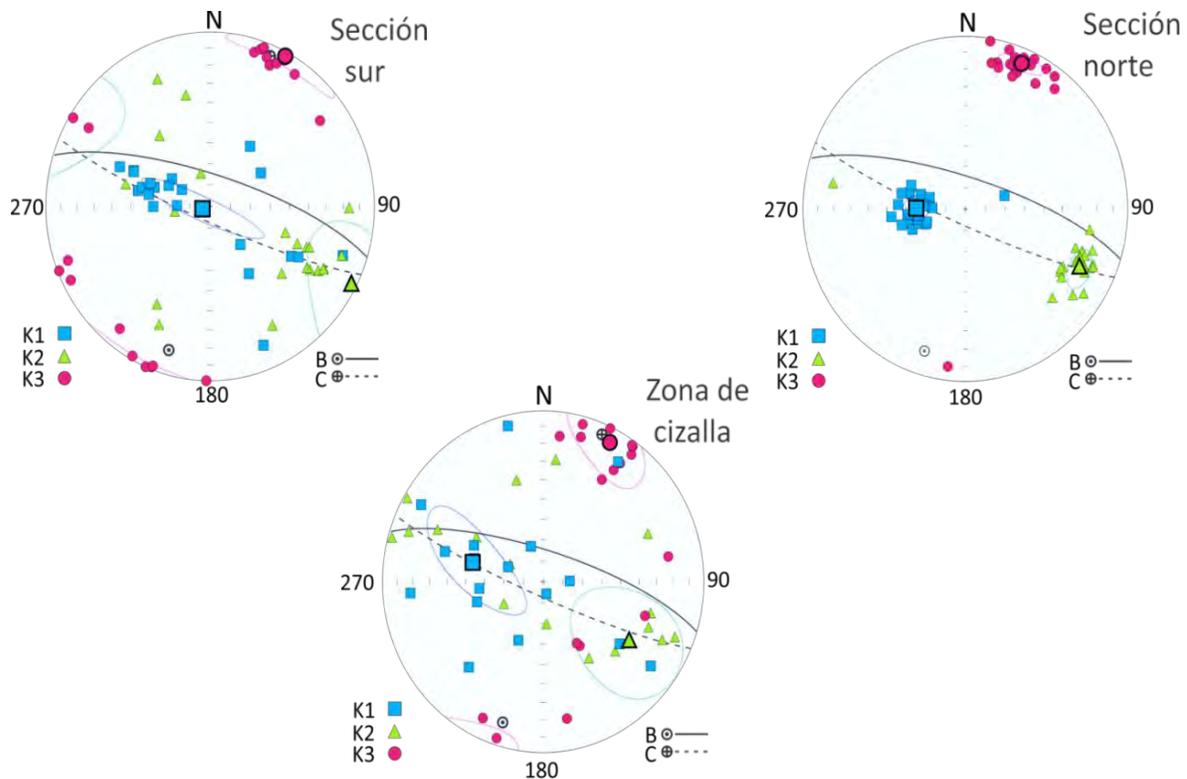


Figura 25: proyecciones estereográficas de las direcciones principales (K1, K2 y K3) del elipsoide de susceptibilidad magnética; B= e stratificación y C=clivaje

En las capas hacía el sur de la cizalla, los datos presentan mayor dispersión que en las del norte. K1 y K2 se extienden sobre la traza del clivaje, K1 apunta hacia el NW y su inclinación promedio es vertical y K2 se orienta hacía el SE, con inclinaciones subhorizontales. Dentro de la zona de cizalla la dispersión es mucho mayor que en las capas que la rodean, K1 y K2 no se agrupan en direcciones similares y los valores de K3 se acumulan cerca del polo del plano de foliación aunque también entre éste y el polo de estratificación. En esta zona los ejes largos de susceptibilidad no son paralelos, sino que se dispersan entre las trazas de clivaje y estratificación.

Finalmente, todos parámetros de susceptibilidad magnética muestran variaciones a los largo del perfil estudiado (Figura 26): a) La lineación magnética, L, presenta valores similares a lo largo del perfil alcanzando su máximo dentro de la zona de cizalla. b) La foliación magnética, F, es muy variable a lo largo del perfil y en general, alcanza valores ligeramente más altos en las capas aledañas a la zona de cizalla. c) Las rocas de la zona de cizalla presentan, en general, menor anisotropía en la susceptibilidad magnética (parámetro Pj) que las rocas que la rodean, y d), los valores del parámetro de forma, T, son variables a lo largo del perfil, con rangos similares a lo largo del mismo.

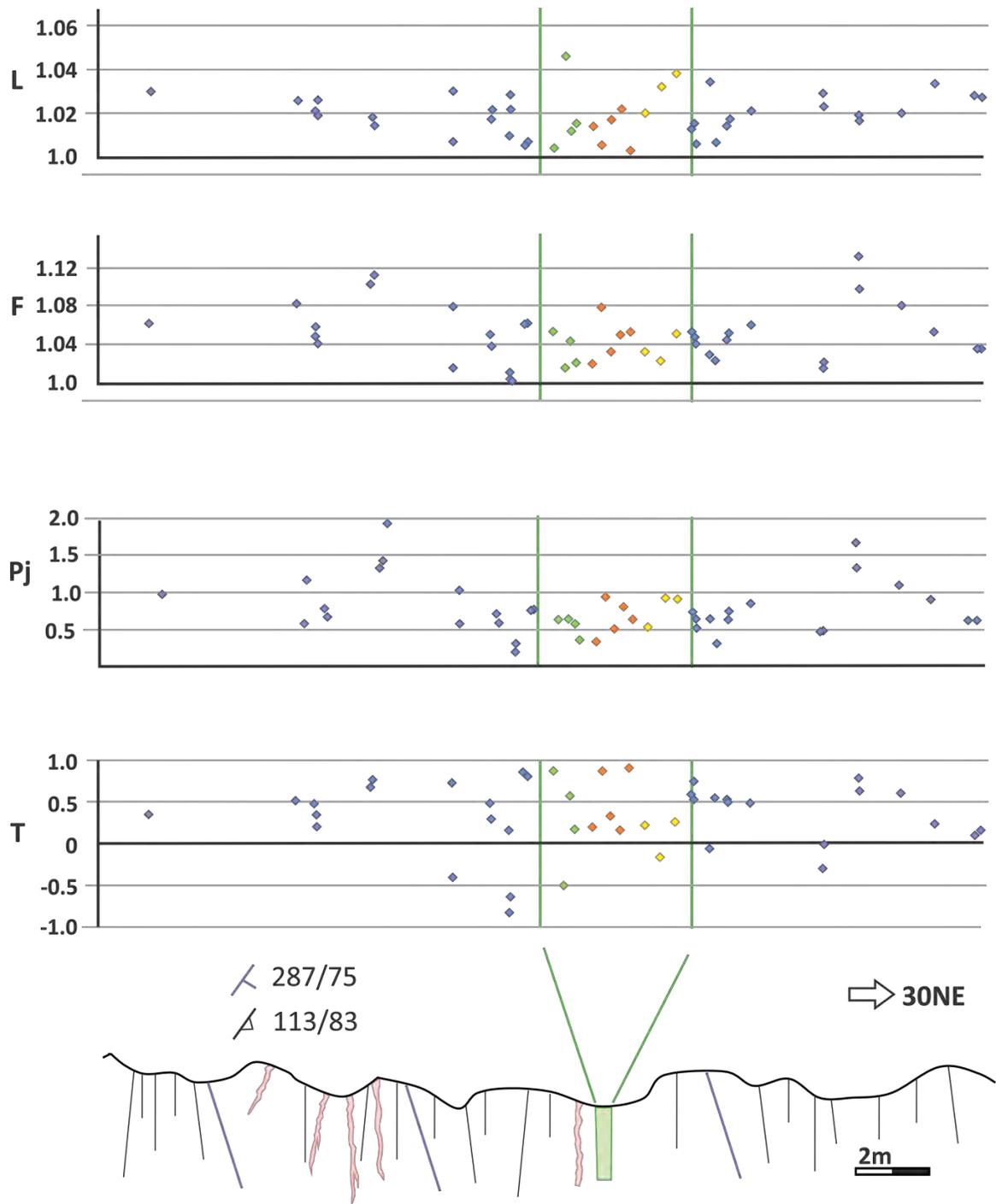


Figura 26: Variabilidad de parámetros de susceptibilidad magnética en el perfil de estudio. Se muestran los valores de foliación (F) y lineación (L) magnética, así como los valores de anisotropía (Pj) y forma (T) de los elipsoides de susceptibilidad.

V. DISCUSIÓN

5.1 Estructura

Para analizar las variaciones descritas en la sección de resultados, es necesario ubicar a la zona de cizalla estudiada dentro de un contexto estructural regional. Los pliegues de la zona de estudio, anticlinales de San Blas y Los Muertos, presentan en general geometrías redondeadas en las capas de carbonatos cretácicos (formaciones Cupido, La Peña y Aurora), y pliegues aplastados en las lutitas subyacentes (Fm. Taraises) donde se observa que las capas se engrosan ligeramente hacia las charnelas. Ambos pliegues presentan forma cilíndrica, los ejes de pliegue son suavemente buzantes y los planos axiales inclinados (Figura 27, Anexo 3). La zona de cizalla estudiada se ubica en la misma posición estratigráfica en ambos flancos del sinclinal Sierra Urbano en lutita cercanas a la cima de la Fm. Taraises. Esta formación está bordeada por dos litologías más competentes que son las calizas de la Fm. Cupido subiendo estratigráficamente y areniscas conglomeráticas que se encuentran en la base de la Fm. Taraises, de manera que en la porción pelítica se localiza la deformación. Por otro lado, la cinemática de esta zona de cizalla presenta sentidos de desplazamiento opuestos entre sí (Figura 27), con fibras de calcita subverticales que acusan desplazamiento perpendicular al eje del pliegue en ambos flancos.

Todas las características anteriores indican plegamiento por *buckling*, por flujo flexural como mecanismo dominante en este sector de la saliente, con la zona de cizalla de estudio asistiendo a este mecanismo. Como se describió en el marco estructural (Capítulo II), en el plegamiento por flujo flexural (*Flexural flow*) la interfaz entre dos horizontes con distinta competencia tienen un papel activo durante el plegamiento funcionando como zonas de cizalla, que acumulan más deformación que el resto de las capas que se pliegan, para separar diferentes dominios de deformación (Figura 12).

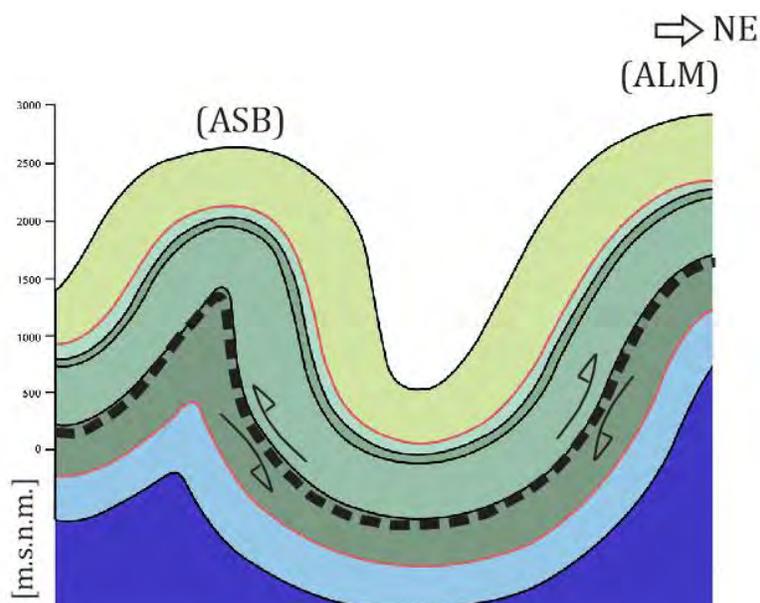


Figura 27: Cizalla capa a capa en la Fm. Taraises dentro del sistema de pliegues “Los Nuncios”. Se observa la cinemática opuesta de esta cizalla en cada flanco del sinclinal Sierra Urbano, sobre el perfil del pliegue.

En la zona de cizalla estudiada se distingue cizalla simple localizada en algunos centímetros, lo cual no sólo es evidenciado por una variación en su textura y mineralogía en muestra de mano, sino que también ocurren una serie de variaciones a escala de grano y en las propiedades magnéticas de las rocas dentro y fuera de dicha zona tal como se describió en el capítulo de resultados. Dichos resultados se resumen a continuación:

1. Las capas al norte de la cizalla presenta un clivaje penetrativo con cristales orientados. Abundan los minerales arcillosos, piritas y sus pseudomorfos con diámetros que van desde algunas micras hasta algunos centímetros. Además, se observan cristales pequeños de cuarzo y calcita dispersos entre la fábrica de los filosilicatos. Las alas de pirita son asimétricas y angostas, lo cual indica una limitada presión de fluido de poro.
2. En la zona de cizalla hay un incremento en el contenido de minerales solubles como es la calcita y el cuarzo. También incrementa la cristalinidad y por tanto el tamaño de los cristales de illita, disminuye el tamaño del material orgánico y el diámetro de los sulfuros de Hierro y se concentran algunos óxidos de Titanio, Hierro y Cobre con respecto a las capas contiguas. Los minerales solubles se distribuyen en bandas con fibras de calcita y también en vetas transversales a éstas, los cristales en ellas presentan distorsión interna en algunos casos. Por otro lado, se observan bordes rectos en los dominios arcillosos y cristales afectados por microfallas (Anexo 4). Los cristales de calcita presentan maclas de tipo 1, 2 y 3 (Ferril *et al.*, 2004).
3. Las capas al sur de la cizalla presentan una fábrica similar a aquella del encajonante norte, compuesto principalmente por filosilicatos orientados paralelos entre sí. Sin embargo, en este extremo aumenta el contenido de cuarzo y calcita en la matriz de la roca, además hay vetas de diferente espesor y textura, que presentan maclas de calcita de tipo 1, 2 y 4 (Ferril *et al.*, 2004).

A partir de la textura y microestructura de los minerales en las rocas de cada uno de los 3 sectores previamente mencionados, podemos inferir los mecanismos de deformación que operan en éstos. En las capas al norte de la cizalla, dominan mecanismos disolución como presión y transferencia de solución y ligera rotación de granos. Dado que las franjas de cuarzo y calcita en objetos rígidos es menos angosta que el diámetro de los granos, se interpreta una participación limitada de fluidos de poro. Mientras que en las capas del sur y en la zona de cizalla, puede interpretarse que los mecanismos de deformación involucran una participación mayor de fluidos, evidenciada por la abundancia de vetas y el hecho que las franjas de deformación de cuarzo y calcita superan el diámetro de los granos de pirita que rodean. Los mecanismos dominantes en estas zonas los mecanismos dominantes son disolución por presión y transferencia de solución, y maclado y kinking en calcita de las vetas tardías al clivaje, respectivamente. Específicamente en la zona de cizalla se observan microfracturas, microfallas, distorsión intracristalina (extensión ondulosa y rotación de subgranos, Anexo 4) en cuarzo, así como crecimiento de illita y neoformación de óxidos.

La trama y microestructuras a escala de grano son consistentes con la cinemática de plegamiento flexural, ya que en la zona de cizalla los granos muestran mayor distorsión por deslizamiento

causado por cizalla simple, mientras que en las capas aledañas observamos que existe distorsión en los granos y cambios en su tamaño que acusan aplastamiento y ligera rotación de granos de pirita con fibras de presión asimétricas, lo cual sugiere cizalla simple en estas capas con menor intensidad que en la zona de falla.

En cuanto a los estudios magnéticos, la susceptibilidad magnética media presenta valores que van de entre 10^{-5} a 10^{-4} SI, lo cual señala que la susceptibilidad está dominada por minerales para y diamagnéticos (Tarling y Hrouda, 1993). En particular en la zona de cizalla el incremento en la abundancia de cuarzo y calcita, ambos diamagnéticos, genera un descenso significativo en el valor de la susceptibilidad alcanzando los valores más bajos en el perfil de estudio (Figura 22). En las capas aledañas a ésta la susceptibilidad toma valores similares. Aunque, este valor incrementa al aproximarse a la zona de cizalla alcanzando los valores máximos de todo el perfil, lo cual puede explicarse con neoformación u acumulación de minerales con mayor susceptibilidad magnética (ferromagnéticos), como consecuencia movilización de minerales solubles por disolución por presión y transferencia de solución.

Por otro lado, los diagramas de Jelinek y Flinn- Ramsay, señalan que los elipsoides magnéticos, y por lo tanto la trama de la roca, en los tres sectores del perfil son predominantemente oblatos. Sin embargo, considerando el incremento en la anisotropía (P_j) dentro de la zona de cizalla (Figura 26) y la dispersión de los ejes principales de susceptibilidad en el diagrama estereográfico (Figura 25) evidencian diferencias entre los tres sectores, como son: tramas oblatas-elongadas en el sector norte, oblatas-paralelas al clivaje hacia el sur y en la zona de cizalla los elipsoides muestran variabilidad en orientación y no son estrictamente oblatos sino que una buena parte de ellos muestran deformación sobre el plano. La mayoría de los datos, muestra una dirección de acortamiento subhorizontal NNE-SSW, la cual es perpendicular al plano axial del anticlinal de San Blas. Los análisis de susceptibilidad magnética son muy consistentes con las estructuras secundarias, y al promediar la señal magnética de todos los minerales de la roca, nos muestran variaciones texturales no evidentes a partir de observaciones directas.

Finalmente, el índice de cristalinidad y las maclas en cristales de calcita dan información sobre las condiciones térmicas en que éstos se desarrollan, con un rango de temperatura entre 250°C y $\sim 300^{\circ}\text{C}$ (Tabla 5). Este rango considera los índices de cristalinidad y la tabla de maduración de cuencas sedimentarias de acuerdo con Warr y Mählmann (2015), y las maclas de calcita de acuerdo con Ferril *et al.* (2004). Puntualmente, dentro de la zona de cizalla la temperatura que marca el índice de cristalinidad es mayor que la que señala las maclas de calcita, mientras que en las capas del sur sucede al revés, las maclas de calcita indican temperaturas más altas que aquellas del IC de illita.

Dado que la roca dominante del perfil estudiado es lutita, la cual está compuesta por minerales del tamaño de la arcilla, como la illita, cuya superficie de exposición la hace más susceptible a intercambio catiónico, que en condiciones apropiadas de presión, temperatura y disponibilidad iónica (^+K , ^{3+}Al , ^-OH) puede crecer y/o modificar su estructura cristalina a estados más estables u organizados (Merriman y Peacor, 1999). Las maclas de calcita indican que durante la deformación

se alcanzaron al menos 250°C en la zona de cizalla, una temperatura ligeramente menor que las capas encajonantes, aunque el IC de illita indica mayor cristalinidad y por lo tanto, indicarían una temperatura ligeramente más alta en la zona de cizalla. Esta aparente contradicción, quizás se puede explicar con la intensa circulación de fluidos a lo largo de la zona de cizalla, los cuales no sólo introducen calor en el sistema sino la química necesaria para el crecimiento “anómalo” de illita. De ser así, nuestros resultados muestran que el uso del IC de illita como indicador de maduración debe ser cuidadoso de no incluir muestras de zonas con concentración de deformación o alta circulación de fluidos, los cuales pueden indicar temperaturas anómalamente altas y no representativa para todo el volumen de roca.

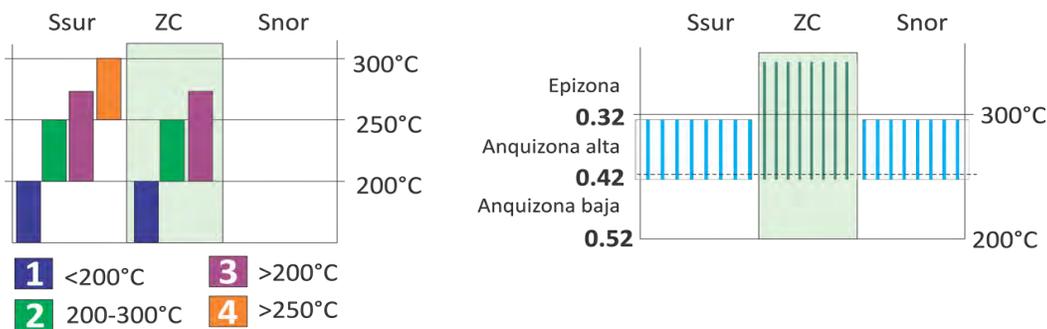


Tabla 5: Marcadores térmicos en cada sección del perfil de estudio. Izquierda: temperaturas inferidas para cada tipo de maclas de calcita (Ferril *et al.*, 2004). Derecha: temperatura para los IC de illita en cada (Warr y Mählmann, 2015).

5.2 ¿Son las variaciones mineralógicas, texturales y en propiedades magnéticas: resultado de la localización de deformación y/o de interacción fluido-roca en la zona de cizalla?

Las variaciones de mineralogía, en el tamaño, forma y arreglo de los cristales, y los mecanismos de deformación que operan, pueden explicarse a partir de procesos relacionados a la deformación en comunión con procesos asociados a la actividad de fluidos acuosos activos durante plegamiento. Estos dos procesos se retroalimentan constantemente, modificando el efecto que ejerce el otro sobre las rocas en un marco de interacción complejo (Figura 28). Los fluidos, que están en los poros o circulando a través de las rocas durante la deformación, pueden generar presiones de fluidos de poro, los cuales modifican el efecto de los esfuerzos que actúan sobre las rocas, disminuyendo los esfuerzos efectivos y facilitando localmente el fracturamiento (Ramsay, 1967). Por otro lado, también interactúan con los minerales roca, particularmente aquellos solubles en las condiciones de temperatura y presión de la deformación. Todo lo anterior influye en los procesos de disolución, precipitación y crecimiento cristalino, así como en el ordenamiento de los granos en las rocas, lo que a su vez se asocia con los mecanismos de deformación que operan en cada sitio.

En el perfil estudiado, es evidente el incremento en el contenido de vetas en la zona de cizalla, donde el cuarzo y calcita dominan en el volumen de roca. En éstas, los fluidos acuosos interactúan con los minerales a través de procesos de disolución por presión y transferencia de solución (Rutter y Elliot, 1976), los cuales habilitan intercambio iónico entre la roca y el fluido y permiten el

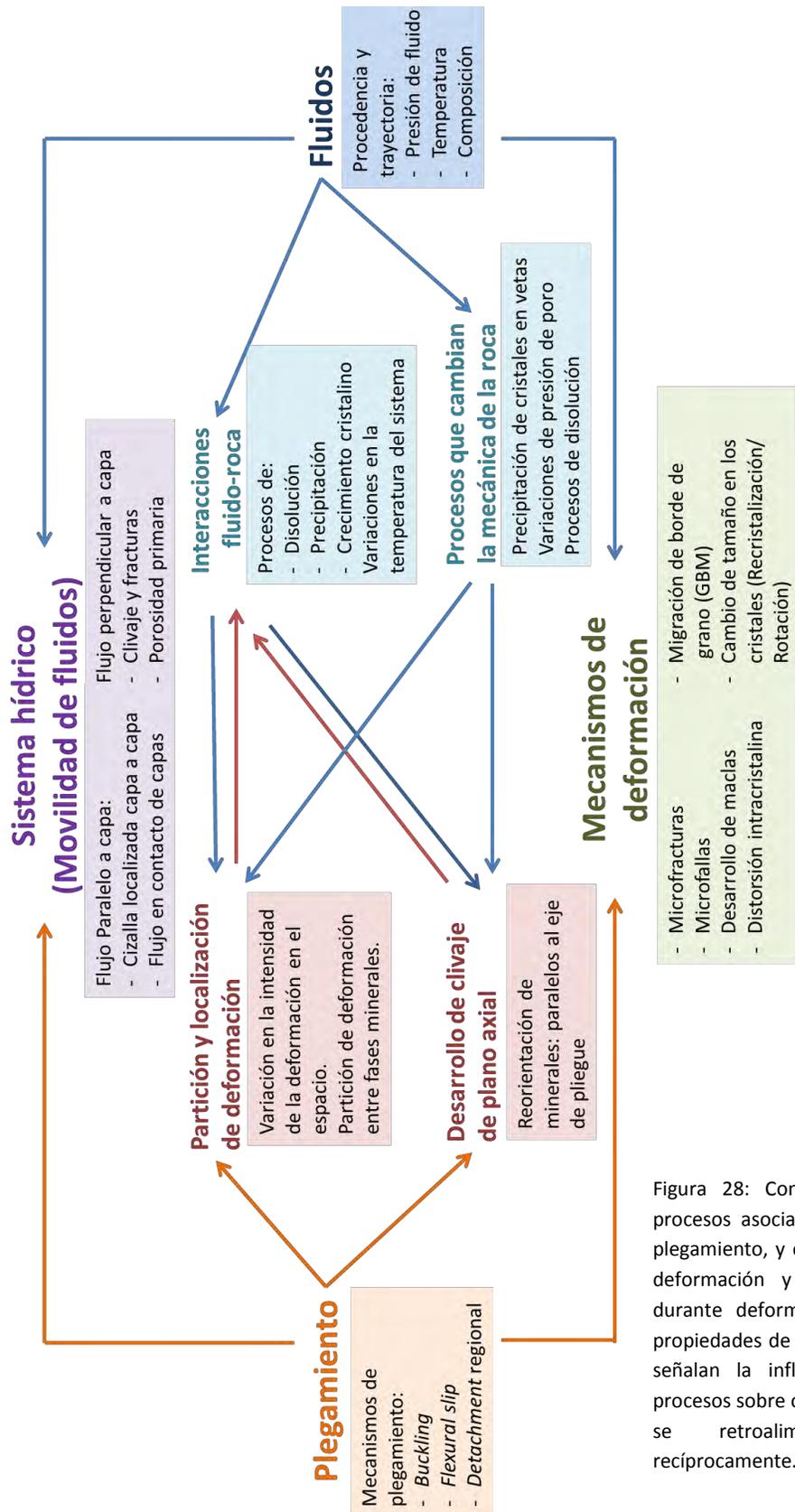


Figura 28: Compleja interacción entre procesos asociados al flujo de fluidos y plegamiento, y efecto en mecanismos de deformación y el sistema hidrológico durante deformación. Se describen las propiedades de cada proceso. Las flechas señalan la influencia que tiene cada procesos sobre otro, o en su caso, si éstos se retroalimentan o afectan recíprocamente.

transporte de minerales solubles desde la roca a zonas de menor presión, en las vetas y bandas de fibras en la zona de cizalla. Al remover los minerales solubles, los procesos de disolución concentran minerales relativamente insolubles, como filosilicatos, materia orgánica y óxidos de Hierro, los cuales quizás también se incrementan en la roca por las condiciones oxidantes, y por la liberación de iones metálicos por disolución, ambos causados por los mismos fluidos. Dichos fluidos también alteran minerales como la pirita, que en contacto continuo con el fluido cede los iones de azufre a la solución y el hierro se combina con el oxígeno, lo que resulta en formación de hematita que precipita o cristaliza como pseudomorfos de pirita o en halos de oxidación de la misma (Anexo 4).

Como se observa en la Figura 28, los procesos de interacción fluido-roca, determinan la ocurrencia de ciertos mecanismos de deformación, los cuales controlan y pueden ser controlados por la temperatura y presión de los fluidos. Por otro lado, la localización de deformación, potencializa la intensidad de la deformación en la roca y concentra el paso de fluidos en regiones o planos específicos de alta permeabilidad, de modo que ésta controla los procesos de interacción fluido-roca, lo cual ocurre en zonas de cizalla. Así mismo, dichos mecanismos de deformación están íntimamente relacionados con la textura y mineralogía de las rocas, lo que controla y resulta de la disolución (sobre los planos de foliación de las rocas encajonantes) y precipitación de los cristales en orientaciones paralelas a la máxima extensión local, y en el caso de una zona de cizalla crecen como fibras orientadas con la dirección de deslizamiento.

5.3 Cizalla capa a capa y flujo de fluidos en la región de estudio.

El plegamiento deforma las capas de rocas generando estructuras como el clivaje de plano axial, el cual incrementa la permeabilidad de las rocas, reduce el volumen de fluidos en los poros y por ende, la presión de poro. Otras estructuras que genera el plegamiento por flexura son las zonas de cizalla paralelas a capa, como es la que se analiza en este trabajo. El clivaje y las cizallas junto con la porosidad primaria de las rocas determinan la movilidad de los fluidos en los pliegues durante su evolución.

En el anticlinal de San Blas y Los Muertos, la distribución de vetas y los patrones de deformación de las rocas dan información sobre el flujo de fluidos durante plegamiento. La presencia de vetas hacia el núcleo del anticlinal, la abundancia de bandas fibrosas de cuarzo y calcita en la zona de cizalla, así como la ausencia o menor abundancia de las mismas en las capas más externas del anticlinal de San Blas, y esta misma distribución en el anticlinal de los muertos, sugieren que la zona de cizalla se comporta como un canal que localiza el flujo de fluidos, simultáneamente al desplazamiento y precipitación de fluidos. Los fluidos a su vez, controlan los mecanismos de deformación dentro de la zona de cizalla promoviendo la disminución de tamaño de grano de algunos materiales (pirita y materia orgánica) y la neoformación y crecimiento de otras fases minerales (calcita, cuarzo e illita) como se describió en la sección anterior. A la vez, el flujo localizado de fluidos, actúa como una barrera hidráulica que impide el paso de fluidos del núcleo del pliegue hacia las capas más externas, en este caso, hacia el norte.

El sistema de pliegues de la zona de estudio fue generado a partir de esfuerzos paralelos a capa, *buckling*, mediante mecanismos flexurales (*flexural slip*), plegando capas con edades que van del Jurásico Superior, como es la Fm. Zuloaga y la Fm. La casita, al Cretácico Superior. Como se describió en el capítulo II, estas rocas se conforman por caliza y lutita principalmente y las rocas jurásicas se asocian a los depósitos evaporíticos de la Fm. Minas Viejas, las cuales son evaporitas que funcionan como una zona de despegue a nivel regional. En la porción norte de la saliente de Monterrey, la formación Zuloaga ocupa el núcleo de los Anticlinales de San Blas y Los Muertos (Figura 27).

A partir de análisis microtermométricos de inclusiones fluidas, Fischer *et al.* (2009) proponen 2 fuentes de agua durante la deformación: aguas formacionales (fluidos de poro) y aguas meteóricas (infiltradas desde la superficie). Las primeras presentan alta temperatura y salinidad, asociado a enterramiento y a la influencia de evaporitas jurásicas, y se encuentran en vetas dentro de las formaciones Zuloaga y La Casita. Por otro lado, las aguas meteóricas son más frías y menos salinas, y se distribuyen en vetas de las capas más jóvenes, es decir, las capas del Cretácico Superior. En las inclusiones fluidas en capas intermedias (formaciones Cupido y Taraises) tienen valores intermedios de salinidad. Es así, que los autores proponen que el sistema hídrico en estos pliegues presenta compartimentalización estratigráfica de los fluidos, con migración de fluidos intermitente asociada al desarrollo de permeabilidad secundaria a partir del clivaje de plano axial (Figura 29).

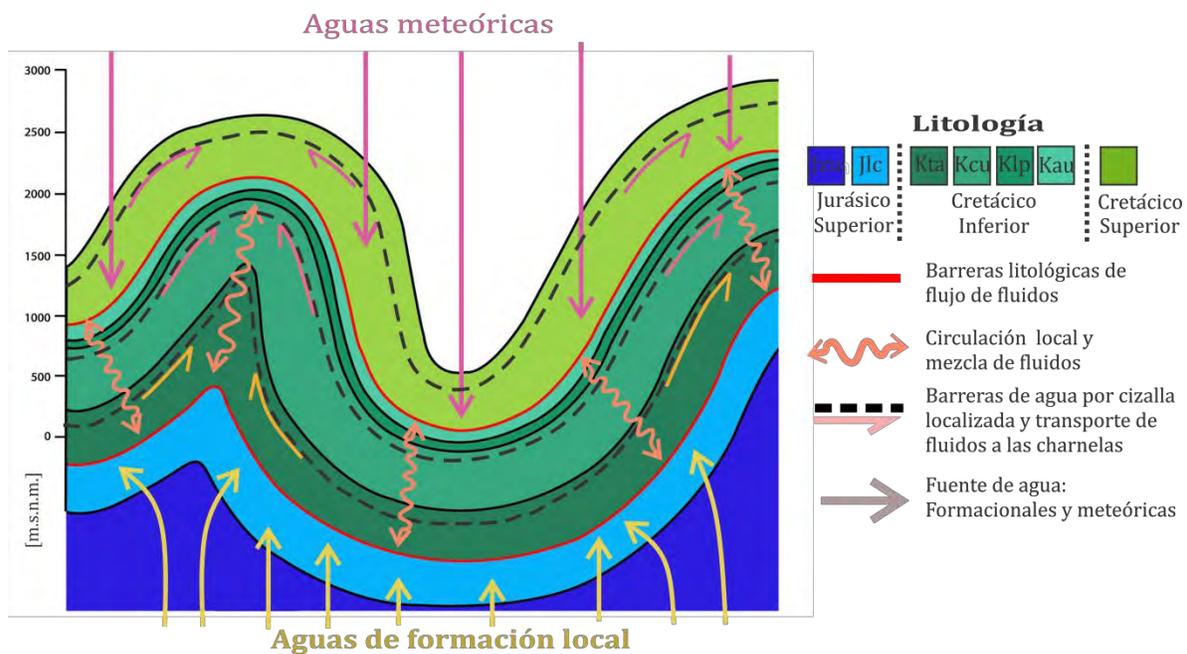


Figura 29: Modelo del sistema hídrico para el complejo de pliegues Los Nuncios. La mezcla de fluidos es intermitente y se asocia al desarrollo de clivaje de plano axial (Fischer *et al.*, 2009). En este trabajo se incluye la participación de cizalla localizada como una barrera hidráulica entre horizontes estratigráficos y un conducto de fluidos hacia la charnela de los anticlinales.

Esta teoría es consistente con la geometría de dichos pliegues, cuyo acortamiento resulta en el desarrollo de clivaje hacia el núcleo de los anticlinales donde las capas jurásicas expulsan los fluidos presentes en estas rocas. Evidencia de estos procesos es la presencia de domos y yacimientos de yeso en otros pliegues de la saliente (Padilla y Sánchez, 1985). Sin embargo, el modelo anterior no considera a las cizallas localizadas como elementos aislantes y a la vez que participan activamente en el transporte y movilidad de los fluidos en estos pliegues. Dado que el plegamiento por flexura puede generar más de una zona de cizalla entre capas, estas zonas de cizalla tienen un papel importante como barreras hidráulicas en la circulación de fluidos perpendicular a la estratigrafía y también canales de transporte de fluidos hacia la charnela de los pliegues.

CONCLUSIONES

El plegamiento es un fenómeno que no solo afecta a los materiales sólidos, sino que involucra también a la fase fluida, por lo que comprender el papel de los fluidos durante la deformación de la roca, nos permite lograr un mayor entendimiento sobre cómo se deforman los cuerpos rocosos y cómo evolucionan los sistemas hídricos. Estos dos sistemas, sólido y fluido, interactúan a través de procesos complejos cuya descripción y comprensión sólo puede realizarse a partir de la integración de varias herramientas que en conjunto nos permitan construir un modelo holístico que explique dichos procesos.

Por un lado la localización de deformación en zonas de cizalla capa-capas asociadas a plegamiento flexural afecta tanto la mineralogía como la textura de las rocas, lo cual puede observarse en varias escalas de deformación. Además dicha localización incrementa la intensidad de los procesos de interacción fluido-roca, lo que resulta a su vez en más variabilidad en estas zonas con respecto a las capas adyacentes. La trama magnética de las rocas obtenida mediante el análisis de AMS, evidencia aspectos texturales de la roca que no pueden identificarse a partir de la observación directa de la roca, por lo que el uso de esta técnica es recomendable. Por otro lado, en minerales como la illita, esta localización resulta en un incremento anómalo del tamaño de los cristales, lo cual indica condiciones de maduración no representativas para el volumen de roca total. Es por esto que se sugiere que al elegir muestras en campo, particular atención debe tenerse de no tomarlas en sitios que acumulen más deformación.

En cuanto a los sistemas hídricos en regiones plegadas, encontramos que no sólo la litología y con esto la porosidad y permeabilidad primaria determinan cómo es el flujo de fluidos, sino que elementos secundarios asociados al plegamiento, como el clivaje de plano axial y las cizallas capa-capas, tienen un papel activo en cuanto a la distribución y movilidad de dichos fluidos. Estas cizallas capa-capas, asociadas a plegamiento flexural, funcionan como barreras en la circulación de fluidos en dirección perpendicular al desplazamiento de las mismas, aunque éstas también actúan como canales que conducen fluidos en dirección paralela a su desplazamiento.

ANEXO 1: Difracción de Rayos X

A1.1 Fundamentos

La aplicación de los Rayos X en el estudio de materiales geológicos es el resultado de una serie de contribuciones desde diversas disciplinas. Las aportaciones pioneras incluyen el descubrimiento de los Rayos X por Röntgen en 1895, así como de la difracción de Rayos X por Von Laue en el año 1912. Un año más tarde, Bragg padre e hijo aplican la difracción en el estudio de materiales cristalinos.

Los Rayos X forman parte del espectro electromagnético y su longitud de onda va de 0.01 a 10 nm, es decir, tienen resolución de Angstroms (Å) a nanómetros ($1 \text{ Å} = 0.1 \text{ nm} = 10^{-10} \text{ m}$). Estos rayos son producidos a partir de la desaceleración continua de partículas cargadas en movimiento o bien, de la interacción entre dichas partículas y un cristal. En las mediciones realizadas a partir de Rayos X, la desaceleración continua se conoce como radiación de fondo o radiación blanca, ya que aparece como un continuo de longitudes de onda y es independiente del material que atraviesa. Cuando los electrones emitidos por el tubo de Rayos X chocan con el material de interés presentan un cambio de energía que se observa en forma de calor (energía térmica) y ondas (Rayos X), las cuales resultan de su interacción con los campos eléctricos atómicos de dicho material (Moore y Reynolds, 1997). Esta radiación es propia de cada material, ya que depende del número atómico (número de protones en el núcleo), por lo que se conoce como "Radiación característica" (Figura 16), cuya frecuencia de vibración es $\nu = c/\lambda = \Delta E/h$ donde h es la constante de Planck, c la velocidad de la luz y λ la longitud de onda emitida (Moore y Reynolds, 1997).

Los átomos presentan orbitales en diferentes niveles de energía (Figura 30), en donde los niveles más cercanos al núcleo son más energéticos que los más alejados. Un mayor número atómico atrae con más fuerza a los electrones de los orbitales, por lo que el decaimiento producirá vibraciones con longitudes de onda más cortas. La energía emitida por los electrones que decaen para completar vacantes depende del nivel desde dónde provienen, es decir, de la energía que cuesta desprenderlos de su nivel de origen y de la que pierden para alcanzar la vacante. Cuando estos electrones viajan entre 2 niveles consecutivos las emisiones son tipo α y cuando atraviesan 2 niveles son de tipo β (Figura 30, Moore y Reynolds, 1997).

Dado que la longitud de onda de los Rayos X es cercana a las dimensiones de las celdas estructurales de los minerales puede observarse el fenómeno de difracción, el cual consiste en la descomposición de haces ondulantes primarios en haces secundarios, a partir de cuerpos con estructuras ordenadas, tal como son los minerales (von Laue, ?). Cuando un rayo se encuentra con un electrón, este último entrará en resonancia, vibrando con una frecuencia ν . Este electrón absorberá una parte de la energía del rayo y la reemitirá en todas direcciones con la misma longitud de onda del rayo incidente, y a este fenómeno se le denomina dispersión.

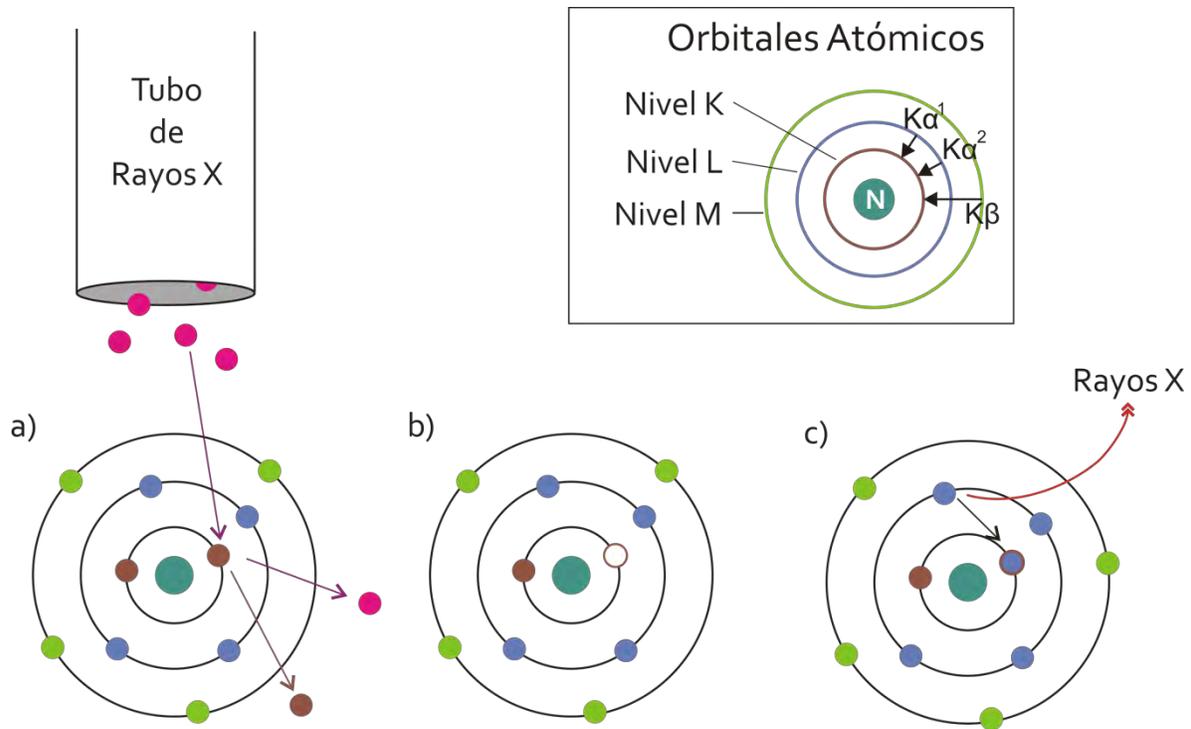


Figura 30: Radiación característica en muestras analizadas por Rayos X. a) El tubo de rayos X emite un haz de electrones que colisionan con los electrones en los orbitales atómicos, empujándolos fuera de la zona de influencia del núcleo. b) Los electrones expulsados dejan un espacio vacante en la estructura atómica, la cual es inestable energéticamente. c) Para equilibrar la configuración electrónica, un electrón de orbitales de menor energía decae al orbital de la vacante. Esta transición energética emite un fotón que vibra con frecuencia ν . Las radiaciones producidas por decaimiento hacia el nivel K se conocen como series K; para el nivel L, se conocen como series L y así sucesivamente (Moore y Reynolds, 1997).

Para que la vibración de los electrones sea identificada, es necesario que las emisiones de numerosos electrones se interfieran positivamente (Figura 31, Moore y Reynolds, 1997). La dispersión de los Rayos X en las estructuras cristalinas es descrita por la Ley de Bragg, la cual establece que: “cuando un haz de Rayos X incide en un cristal en cierta dirección (angular) las radiaciones emitidas estarán en fase, es decir, habrá interferencia constructiva, si el desfase entre las mismas es $n\lambda$, donde n es cualquier número entero (Bragg y Bragg, 1914), dicha relación se expresa matemáticamente como:

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

Donde n es un número entero, λ la longitud de onda del haz incidente, d la distancia interplanar y θ el ángulo que se forma entre el rayo incidente y los planos cristalográficos. Dichas interferencias positivas se registran en los difractogramas como curvas de intensidad contra ángulos 2θ . Para cada mineral, se observan combinaciones de “picos” característicos asociados a su estructura cristalina y composición determinada, por lo cual es posible identificarlos.

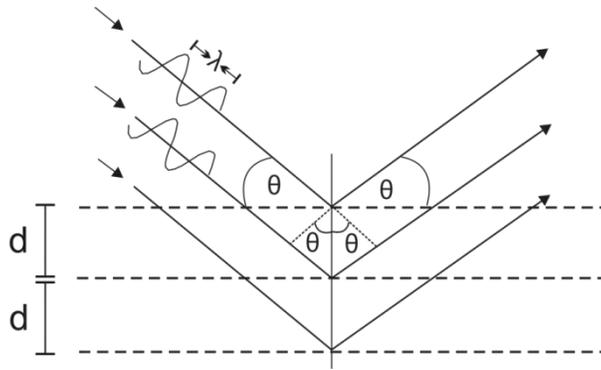


Figura 31: Difracción de Rayos X en cristales, donde d es el espaciamiento entre planos cristalinos, θ el ángulo entre los rayos incidentes y los planos de los cristales y λ la longitud de onda de los rayos. Cuando la distancia entre las líneas punteadas es $n\lambda$, los rayos difractados de cada plano están en fase, resultando en interferencia positiva que se observa como un pico en los difractogramas. Editado de Harris (2007).

A1.2 Índice de Cristalinidad de Illita

A1.2.1 Illita: Estructura y propiedades cristalográficas.

Las arcillas son los minerales más comunes en la corteza terrestre, pertenecen al grupo de los filosilicatos [del griego “phylon”= hoja, y del latín “silic”= sílex\pedernal], y por su composición química se les denomina aluminosilicatos. Estos minerales se caracterizan por el acomodo de óxidos de silicio y aluminio en largas capas que resultan en estructuras cristalinas laminares o con hábito escamoso (Moore y Reynolds, 1997). Dado que estos minerales crecen principalmente en fracciones menores a $4\mu\text{m}$, sus propiedades han sido elucidadas a partir de sus patrones de difracción de Rayos X e imágenes del microscopio electrónico (Moore y Reynolds, 1997; Lanson, 1997).

Las estructuras de estos minerales se constituyen a partir de dos tipos de capas: capas de tetraedros y de octaedros. Las capas de tetraedros se componen principalmente por un catión rodeado de cuatro oxígenos. El catión es predominantemente silicio (Si^{4+}) aunque también se presenta Al^{3+} y Fe^{3+} . Los tetraedros comparten sus tres oxígenos basales con tetraedros vecinos, definiendo geometrías hexagonales sobre un mismo plano (plano siloxano). La celda unitaria de estas capas, tiene una longitud lateral de 9.23 \AA (Figura 32, Moore y Reynolds, 1997).

Las capas de octaedros están constituidas por cationes que son rodeados por seis oxígenos, lo que resulta en arreglos octaédricos. Los cationes en el centro de los octaedros pueden ser Al^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , y con menor frecuencia Li o algunos elementos de transición. El oxígeno, es comúnmente reemplazado por iones OH^- . Los octaedros se unen entre sí a través de sus seis oxígenos, generando láminas con simetrías hexagonales. Con base en las valencias de los cationes y por ende, en las proporciones entre cationes y aniones ($\text{C}^+ : \text{A}^-$), se distinguen 2 tipos de arreglos (Figura 32):

- 1) Arreglos trioctaédricos o de tipo Brucita. La razón $\text{C}^+ : \text{A}^-$ es 1:2, es decir, cada anión está unido a 3 cationes. Todos los sitios con coordinación octaédrica son ocupados por

cationes divalentes, lo que permite neutralizar las cargas de las capas. La celda unitaria de estas capas, tiene una longitud lateral de 8.99 Å (Moore y Reynolds, 1997)

- 2) Arreglos dioctaédricos o de tipo Gibbsita. La razón $C^+ : A^-$ es 1:3, es decir, cada anión está unido a dos cationes y un sitio permanece vacante. Dos de cada tres sitios con coordinaciones octaédricas están ocupados por cationes trivalentes, balanceando las cargas de la estructura). La celda unitaria de estas capas, tiene una longitud lateral de 8.19 Å (Moore y Reynolds, 1997).

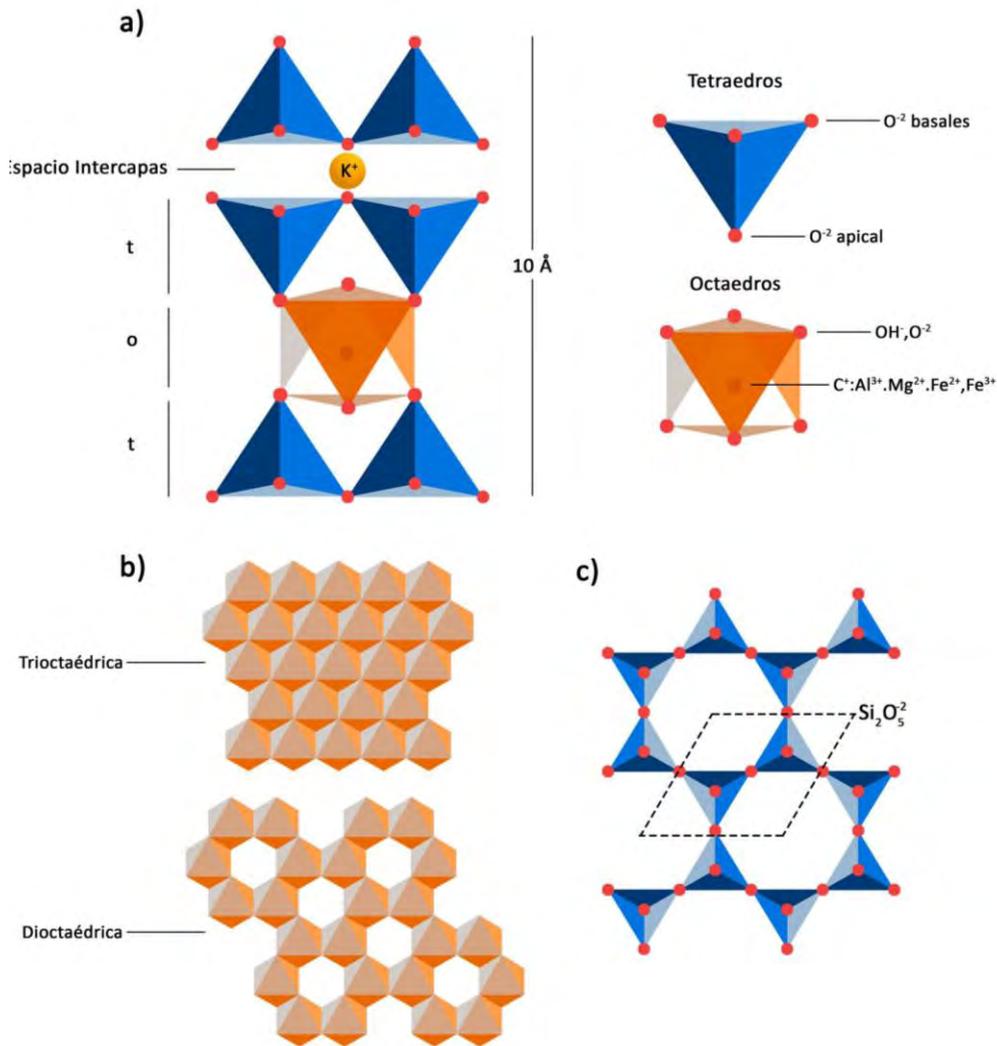


Figura 32: Arreglo de las capas de tetraedros y octaedros y estructura tot de la illita: a) La illita tiene una estructura tot con capas dioctaédricas en su estructura b) Los octaedros se recuestan sobre una cara triangular y comparten todos sus oxígenos o grupos hidroxilo a diferencia de las capas tetraédricas. La celda primitiva se compone de 6 octaedros. Seis oxígenos rodean cationes con valencias +2 y +3 generando dos tipos de arreglos: dioctaédricos y trioctaédricos. c) Los tetraedros presentan cuatro oxígenos que se disponen alrededor de un catión de Si o Al, de manera que tres de ellos están contenidos en un mismo plano (Azul) y el oxígeno restante permanece en otro plano. Los oxígenos basales se comparten entre tetraedros generando redes hexagonales, cuya celda primitiva se compone de 2 tetraedros (entre líneas punteadas). La sustitución de Si por Al genera un incremento en las dimensiones laterales..

Las capas de tetraedros se acoplan con las de octaedros a partir de los oxígenos apicales, de modo que 2 de 3 de los OH⁻ de las capas octaédricas son sustituidos por O²⁻ (Moore y Reynolds, 1997). Dos tipos principales de acoplamiento se observan: 1) estructuras tipo 1:1, una capa de tetraedros y una de octaedros; 2) estructuras tipo 2:1, dos capas de tetraedros y una de octaedros. Dado que las dimensiones laterales de las capas de octaedros y tetraedros no es igual, las estructuras sufrirán distorsiones para ajustarse entre sí en el plano de unión (*junction plane*).

Comúnmente las estructuras 2:1 ó 1:1 presentan cargas superficiales permanentes generadas por sustituciones catiónicas heterovalentes ($C^{n+} \leftrightarrow C^{n-1+}$) dentro de las estructuras, así como cargas superficiales variables causadas por efectos de borde (Moore y Reynolds, 1997). Las sustituciones heterovalentes alteran la neutralidad en las estructuras cristalinas: en los octaedros las principales sustituciones son Mg^{2+} , $Fe^{2+} \rightarrow Al^{3+}$, Fe^{3+} y espacios vacantes $\rightarrow Fe^{2+}$ cuando las estructuras pasan de dioctaédricas a trioctaédricas; en el caso de los tetraedros la sustitución más común es $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$ (Meunier, 2005). Estas sustituciones generan cargas negativas en las capas, de modo que para reestablecer la neutralidad eléctrica algunos iones o grupos de iones se acomodan en los espacios intercapa (Figura 33). Los iones “neutralizantes” presentan gran variabilidad debido a los grandes sitios generados por la deformación de capas tetraédricas, la capacidad de interacción con iones presentes en las soluciones y el ensamblaje de redes de moléculas de agua en las cavidades tetraédricas (Meunier, 2005). La gran superficie específica de las arcillas genera que la interrupción de enlaces catión-oxígeno en los bordes, rompa con la neutralidad eléctrica de las estructuras. Dicha neutralidad se restituye completando los enlaces con iones presentes en las soluciones circundantes (Meunier, 2005), por lo que es sensible al pH de las soluciones (Moore y Reynolds, 1997).

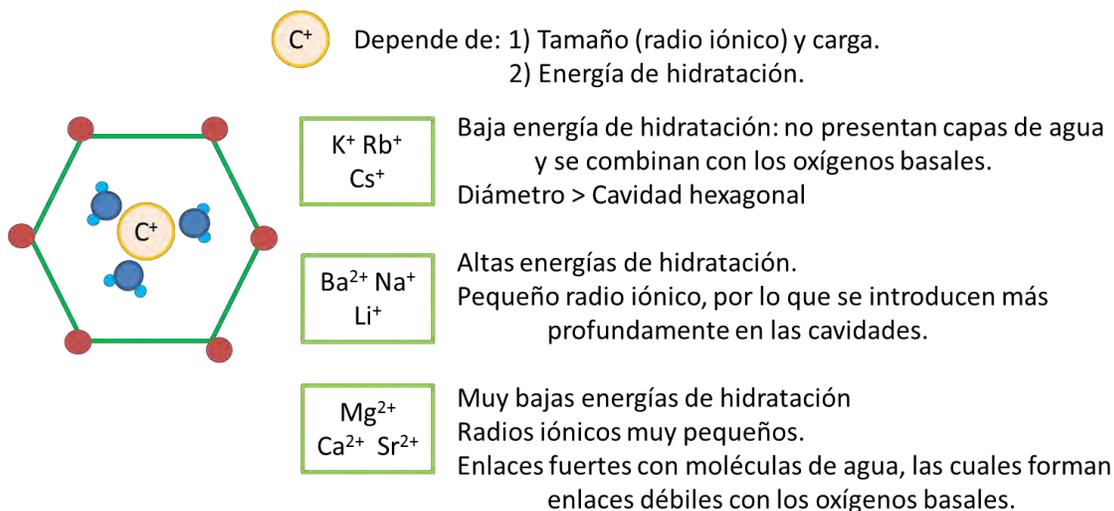
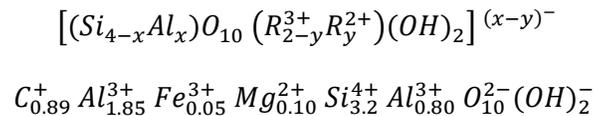


Figura 33: Interacción entre cationes y capas superficiales. El hexágono verde representa una cavidad de las capas tetraédricas superficiales; los círculos rojos, los oxígenos apicales. De azul se representan moléculas de agua y de amarillo los cationes neutralizantes presentes en la intercapa. La energía de hidratación se refiere a energía necesaria para expulsar moléculas de agua de este complejo. Se reconocen 3 grupos de cationes con propiedades similares (Meunier, 2005), los cuales se señalan en la imagen. En el caso del Litio, su pequeño radio iónico le permite introducirse en las cavidades junto con una molécula de agua (Meunier, 2005).

La illita es una arcilla del tipo 2:1 dioctaédrica, no expandible, que presenta una estructura tipo mica (Figura 32). Dicha estructura fue primero descrita por Pauling (1930) y Jackson y West (1930, 1933). Este mineral debe su nombre a "Illinois" donde fue descrita por primera vez por Grim en 1937. Desde ese tiempo, la definición de las propiedades mineralógicas de la illita han variado, según su química y sus patrones de difracción (Meunier y Velde, 2004). Su fórmula química fue calculada por Srodón *et al.* (1992):



De donde puede inferirse que la carga total resultante en las capas, es de -0.9 el cual es balanceado por los cationes externos (C^+) que tienen cargas de +0.89 (Srodón *et al.*, 1992). Sin embargo, la carga en las capas toma valores de entre 0.75 y 1 por celda unitaria, lo que puede deberse a mezclas de illita con otros minerales (Hower and Mowatt, 1966; Lanson y Champion, 1991; Meunier y Velde, 2004). El principal catión que se encuentra en las intercapas de la illita es el Potasio (K^+), no obstante, también puede estar presente NH_4^+ (Moore y Reynolds, 1997) o iones hidronio (Meunier y Velde, 2004). El contenido de potasio en la illita, así como su carga de capas, es menor que el que presentan en general los minerales del grupo de las micas (Meunier y Velde, 2004).

Dado que la carga máxima es de 0.9, se infiere que dentro de la estructura micácea de las illitas un espacio hexagonal de cada diez que forman los oxígenos basales, es neutra eléctricamente (tipo pirofilitico). Su distribución depende de las sustituciones existentes tanto en las capas de octaedros como en las de tetraedros (Hower and Mowatt, 1966) y puede ser de tres tipos a) desordenada; b) aleatoriamente ordenada y c) segregada. Dichas cavidades están ocupadas sólo por moléculas neutras, como el agua, las cuales se conectan a las capas tetraédricas mediante enlaces débiles (Meunier y Velde, 2004).

La presencia de las cavidades pirofiliticas genera heterogeneidades en las cargas de capa, de modo que para ensamblar varias capas 2:1 se requiere tanto de cavidades pirofiliticas como las cavidades cargadas, se contrapongan con cavidades eléctricamente similares (Meunier y Velde, 2004). Los sitios disponibles en la intercapa y los generados por efectos de borde, resultan en una alta capacidad de intercambio catiónico (Meunier y Velde, 2004), el cual incrementa cuando se reduce el tamaño de las partículas.

A partir de imágenes de microscopio electrónico y patrones de difracción Lanson (1997) y Kübler y Jaboyedoff (2000) distinguen dos morfologías o hábitos principales (Figura 34): 1) Illita pobremente cristalizada (PCI): asociado a cristales con morfologías elongadas o filamentosas, que pueden presentar fases expansivas (p. ej. esmectita) en bajas proporciones, el cual en un difractograma muestra un pico de poca intensidad centrado en posiciones mayores a los 10 Å; 2) Illita bien cristalizada (WCI): como su nombre lo dice, los cristales que generan este pico son hojuelas hexagonales de mayor tamaño que los anteriores, carecen de fases minerales expansivas y en patrones de difracción se describe como un pico centrado en 10 Å.

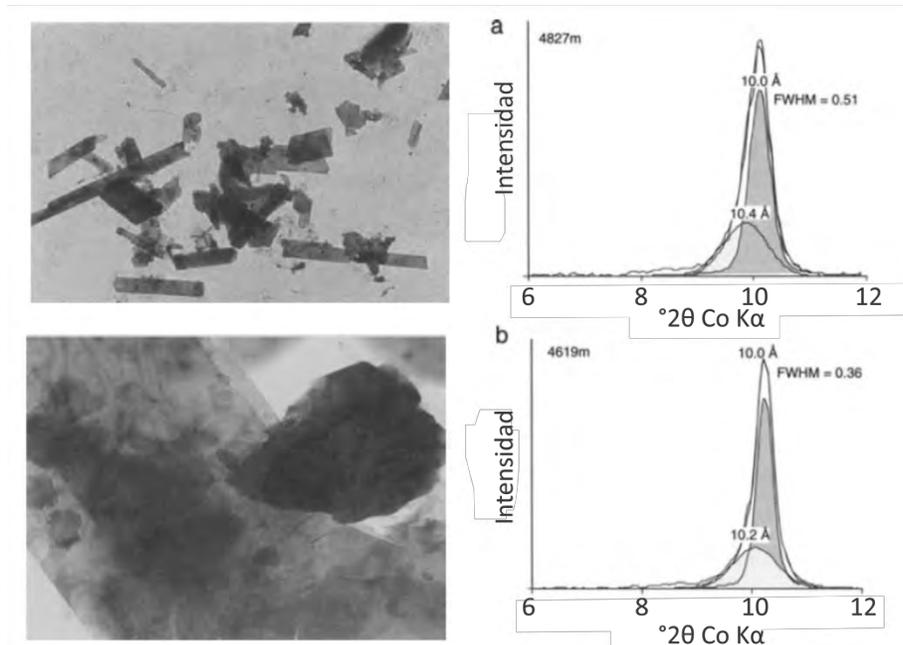


Figura 34: Patrones de difracción y tamaño de los cristales de illita. Se muestran imágenes del microscopio de transmisión y patrón de difracción del pico de 10 Å descompuesto en dos componentes: PCI y WCI. Para los cristales laminares o fibrosos (a) la anchura del pico de 10 Å es más grueso que el de los cristales hexagonales; (b) por ende el IC de los primeros será más grande que el de los segundos.

A1.2.2 Evolución y maduración de illita.

La transformación de rocas sedimentarias con alto contenido esmectítico a rocas enriquecidas en illita, ha sido motivo de estudio desde hace más de medio siglo. Dicha transformación, nos permite comprender tanto condiciones de evolución en materiales de la corteza, como propiedades de estos minerales que permiten su aplicación en diversos campos industriales y ambientales. La transición illita esmectita se da a partir de una serie de reacciones, conocidas comúnmente como “illitización”.

En las rocas sedimentarias es común encontrar dicha transición en ambientes de baja temperatura, que van desde la diagénesis temprana hasta el metamorfismo de bajo grado (Burst, 1959; Merriman, 2005), es por esto que la mayoría de los estudios de dicha transformación se han realizado en cuencas sedimentarias. En éstas se encuentran fases arcillosas en diferentes proporciones y las condiciones físico químicas que rodean a las rocas de la cuenca no son estáticas en el tiempo debido a la compactación. Además, Weaver (1959) encontró que mientras más viejas las rocas de una cuenca, mayor es su contenido illítico. De estas premisas, se ha deducido que las series de esmectita a illita dependen de dos factores principales: el aumento de temperatura, compactación y el paso del tiempo (Burst, 1959; Bauer *et al.*, 2000), y la proporción entre estos dos minerales, es indicadora del progreso de la reacción de illitización (Meunier y Velde, 2004).

Las condiciones físico-químicas y el contexto geológico determinan el crecimiento y el hábito cristalino de la illita (Bauer *et al.*, 2000). En la reacción de illitización se han descrito tres

principales mecanismos de crecimiento cristalino (Moore y Reynolds, 1997; Meunier y Velde, 2004; Meunier, 2005)

- a) Transformaciones en estado sólido: se refieren a reemplazos graduales de un mineral original por otro nuevo (en este caso la illita reemplaza illita). Generalmente estas transformaciones dependen de la actividad de fluidos que transportan elementos químicos desde entorno y reaccionan con capas individuales en las interfaces.
- b) Procesos de disolución-cristalización: Estos procesos ocurren a partir de la disolución parcial o total de especies preexistentes que continúan con la nucleación y crecimiento de cristales nuevos. Generalmente estos procesos dominan en sistemas abiertos, con alta porosidad.
- c) *Oswald Ripening Process*: Este proceso se refiere a una maduración que se generalmente en sistemas cerrados, y se producen a partir de disolución de partículas inestables y crecimiento de partículas más estables de mayor tamaño.

Los cristales resultantes de la transformación illita-esmectita son fibrosos o tabulares (PCI) y se componen de interestratificados con illita dominante y un bajo contenido de capas de esmectita (Figura 35). Las illitas puras que crecen paralelas a esta transformación son principalmente hojuelas hexagonales (WCI), formadas en condiciones de alta actividades de Potasio a partir de material presente en solución (Bauer *et al.*, 2000; Meunier y Velde, 2004). En ambos casos, estos materiales illíticos (WCI y PCI), dependen de presencia de Potasio para su crecimiento y en condiciones de baja temperatura (entre los 20°C y los 300°C) dominan sobre los cristales del grupo de las micas (Figura 35), a mayores temperaturas o condiciones de metamorfismo, ambos grupos recrystalizan en minerales micáceos.

A1.2.3 Índice de cristalinidad.

Los primeros estudios sobre la transformación esmectita-illita, se realizaron con el objetivo de distinguir rasgos característicos en la evolución y maduración de cuencas sedimentarias. En dichas cuencas, las condiciones de transición entre metamorfismo de muy bajo grado a bajo grado, no pueden ser determinadas a partir de análisis petrográficos comunes. Entonces, se propuso el uso de índices de cristalinidad para determinar las zonas o límites de dicha transición a partir de índices de cristalinidad (Kübler, 1964; Merriman y Peacor, 1999).

Estos índices consisten en el análisis de la forma del pico basal de 10 Å, la cual depende de 5 factores principales, dos asociados a los instrumentos de medición: efectos del aparato de medición y dispersión de la radiación de Rayos X incidente; así como a tres a propiedades cristalinas de los minerales: tamaño de los cristales, proporción de fases expandibles en la muestra, y en menor grado las distorsiones presentes en las estructuras cristalinas.

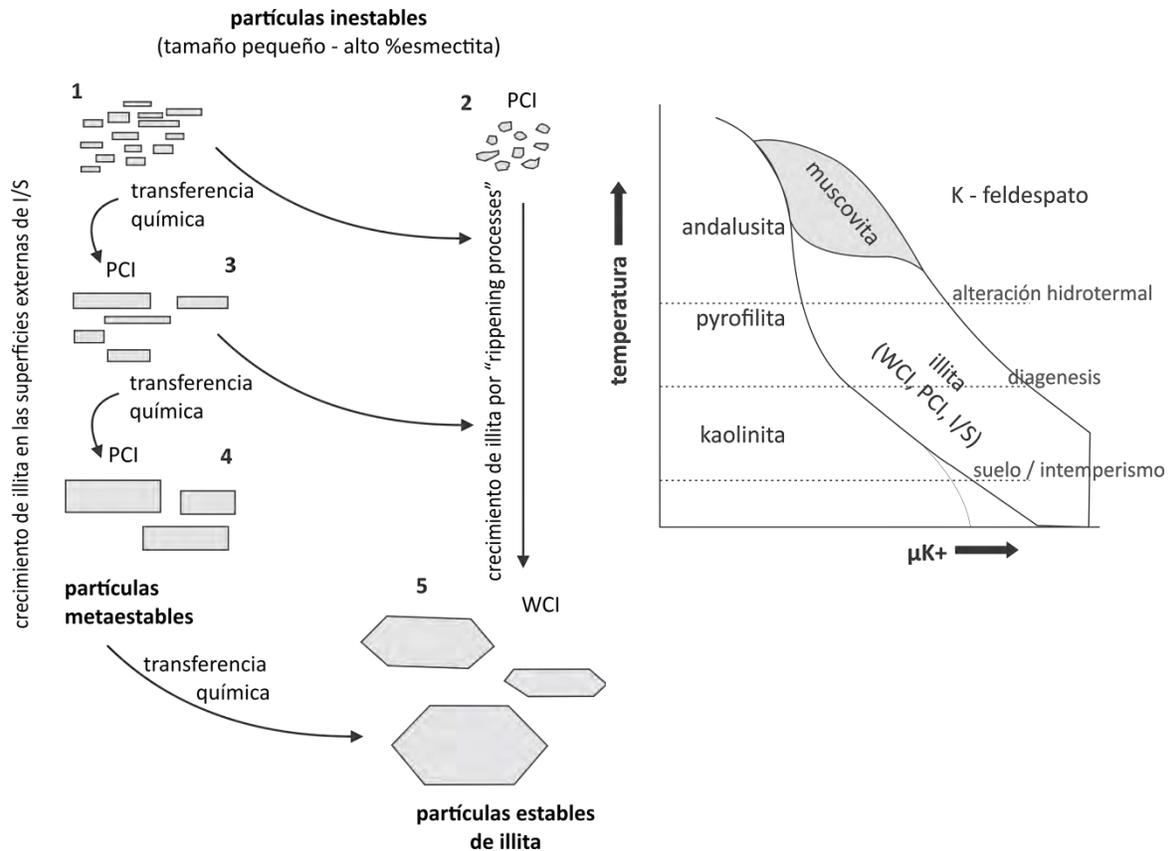


Figura 35: etapas de progreso en la reacción de illitización y diagrama de fases de temperatura y potencial de Potasio simplificado. a) Se observan cristales inestables de pequeño tamaño, con composiciones puras e interstratificados de esmectita/illita. Los cristales I/S evolucionan a partir de procesos de disolución-precipitación o de estado sólido, aumentando su tamaño (PCI) hasta alcanzar estados metaestables, conforme crecen el contenido de illita en los interstratificados aumenta. Los cristales PCI metaestables finalmente se disuelven para formar cristales hexagonales WCI a partir de procesos de crecimiento cristalino. Los cristales pequeños de illita pura crecen a por el *Oswald ripening process* a cristales bien cristalizados, con (WCI) de mayor tamaño. b) La illita corresponde al mineral micáceo de menor temperatura. Con el aumento en la temperatura cualquier material illítico pasa al campo de estabilidad de las micas verdaderas. Tomado de Meunier y Velde (2004) y Meunier (2005).

El índice más utilizado en la literatura es el índice de Kübler (1964), con modificaciones de Kübler (1967; 1968) y Eber y Velde (1989). El índice de cristalinidad de Kübler se analiza en muestras orientadas, en la fracción $<2\mu\text{m}$. Este índice relaciona la anchura del pico de 10 \AA (ó de 5 \AA) a media altura en su máxima intensidad (FWHM por sus siglas en inglés) con la ecuación de Scherrer (Figura 36) lo que permite determinar el espesor promedio de los cristales presentes en una muestra. La anchura de dicho pico depende principalmente del tamaño de los dominios y en menor grado de las imperfecciones en las estructuras cristalinas de los minerales, así como de factores de medición (Abad, 2007). Mientras más suave o ancho sea este pico, el índice de cristalinidad aumenta, y por lo tanto, la cristalinidad disminuye.

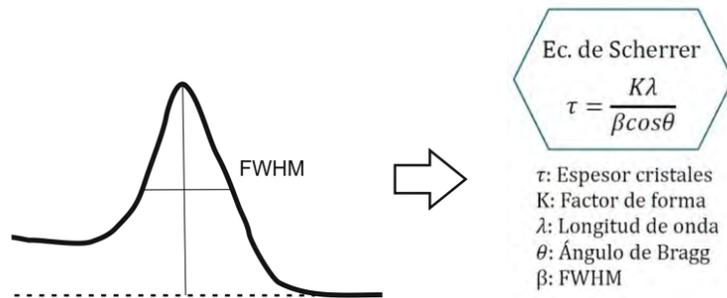


Figura 36: Ecuación de Scherrer. Se muestra la medición del FWHM del pico de 10 Å, con correcciones de fondo propuestas por Eberl y Velde (1989). Nótese que este valor es inversamente proporcional al espesor de los cristales de illita, de modo que los picos más finos o agudos, presentan un mayor espesor.

Cada paso en la reacción de transformación de esmectita-illita, puede verse como un estado metaestable (Merriman y Peacor, 1999), compatible con la regla de pasos de *Ostwald* (Morse y Casey, 1988) y conforme esta reacción avanza en sentido progrado, tenderá al equilibrio con las condiciones del entorno (presión, temperatura). Dicho progreso está controlado por factores cinéticos, como son la actividad de fluidos, la energía térmica y la deformación, de modo que regiones que presenten similitud entre dichos factores, presentarán tamaños de grano y grados metamórficos similares (Essene y Peacor, 1995). Para que los valores arrojados por estos índices sean comparables, es necesario reducir las variaciones de preparación entre laboratorios utilizando muestras y métodos estandarizados (Warr y Rice, 1994; Moore y Reynolds, 1997), de modo que el índice de cristalinidad puede ser utilizado como un marcador de temperatura y condiciones de metamorfismo (Tabla 6).

Zona Metapelítica	Profundidad [Km]	Temperatura [°C]	Índice de Kübler	Grosor de cristales en TEM	% illita en I/S	Facies metamórficas	Microfábrica
Zona diagenética somera	3.5 - 4	100	~1.00		60 - 80	zeolita	
Zona diagenética profunda	6.5 - 8	200	0.52	200	90		Paralela a estratificación (So)
Anquizona baja			0.42	400	95	prehnita-pumpelita	Crenulaciones (So) clivaje pizarroso
Anquizona alta	10 - 12	300	0.32	500	>99		Clivje (S1)
Epizona						esquisto verde	Clivaje (S1) filítico

Tabla 6: Zonas metapelíticas definidas por índices de cristalinidad y su relación con otros parámetros texturales y mineralógicos. Se presentan diferentes parámetros como espesor de cristales medido en imágenes de TEM, Reflectancia de Vitrinita, microfábricas y litologías típicas, índices de cristalinidad y estabilidad de fases de esmectita-clorita. Editado de Frey y Robinson (1999), Merriman (2005) y Warr y Mählmann (2015) .

ANEXO 2: Anisotropía de susceptibilidad magnética

A2.1 Fundamentos físicos.

El magnetismo es un fenómeno físico presente en nuestro planeta y su efecto puede observarse a diferentes escalas en todos los cuerpos. En las rocas (y minerales) este fenómeno ha permitido tener una fuente potencial de información de diferentes procesos geológicos y geofísicos en la Tierra.

El magnetismo en las rocas, básicamente sigue los principios establecidos por las 4 leyes o ecuaciones de Maxwell que describen el comportamiento de los campos eléctricos y magnéticos, las interacciones entre ellos y los efectos que éstos generan en los cuerpos. Los campos pueden presentar diferente magnitud, la cual puede deducirse a partir de la densidad de líneas de flujo, conocida como inducción magnética B . Dichos campos tienden a orientar de manera paralela los momentos magnéticos m de cualquier magneto presente con su dirección experimentando un torque que los alinea y la energía que se requiere para generar dicha alineación se conoce como Energía Magnetostática E_m :

$$E_m = -m \cdot B = -mB \cos \theta.$$

Con θ = ángulo entre el momento magnético y la dirección del campo. Dicho de otra manera, el movimiento de los electrones genera corrientes atómicas, las cuales resultan en pequeños momentos magnéticos dipolares, que al ser expuestos a un campo externo responden orientándose paralelos a la dirección del campo, así que podemos definir la magnetización inducida como el número de momentos magnéticos dipolares, presentes por unidad de volumen:

$$M = Nm.$$

De lo anterior podemos deducir que existe cierta relación entre la magnitud del campo y el número de momentos que se alinean con el mismo, la cual está dada por:

$$M = kH.$$

Donde k es la susceptibilidad magnética, que es característica de cada material y cuyas propiedades se desarrollarán en la sección 4.2. Dado que las líneas de flujo son continuas en el espacio, éstas se continúan dentro y fuera de los cuerpos magnetizados, por lo que existe una relación entre el campo externo H , la magnetización M y la inducción magnética B :

$$B = \mu(H + M).$$

Donde μ es la constante de permeabilidad. En el vacío esta constante se conoce como permeabilidad de espacio libre (μ_0). Cuando nos encontremos en cualquier punto externo a un cuerpo con magnetización inducida $M = 0$, esto resultará en $B = \mu H$.

A2.1.1 Magnetización a escala atómica

La magnetización a escala atómica juega un papel imperante en las propiedades de los materiales, debido a que las estructuras atómicas en respuesta a un campo externo H , presentarán características distintas. Este fenómeno puede ser descrito según la mecánica cuántica, en donde los electrones en los átomos se encuentran en diferentes estados de energía, es decir, que se encuentran cuantizados. A partir de las soluciones de onda propuestas por Schrödinger, se describen los primeros 3 números cuánticos, y un cuarto que no se deduce directamente de dicho modelo; un breve resumen de estos números, según Reger et al. (2009), los podemos ver a continuación:

- Número cuántico principal (n): Se refiere a la distancia entre los electrones y el núcleo, es decir, a **tamaño de los orbitales**. En general se usa el término de capa (Shell en inglés) para todos orbitales con el mismo valor de n . Existen 4 capas que rodean el núcleo de los átomos: K, L, M y N. La energía incrementa entre cada capa, es decir, con el valor de n .
- Número cuántico angular (l): Cada valor de l se asocia con la **forma de los orbitales**. Las capas entonces se subdividen en subcapas, nombradas en general como: s, p, d y f.
- Número cuántico magnético (m): Cada subcapa presenta un cierto número de orbitales, que en total suman $2l+1$. Este número, aunado a los dos anteriores, nos permite conocer la **orientación de los orbitales** en el espacio (en tres dimensiones).
- Número cuántico de spin (s): Las corrientes eléctricas producidas por el giro de los electrones tienen dos posibles direcciones, y por ende, los campos dipolares asociados presentarán dos posibles **direcciones de polaridad**. De aquí que este número pueda sólo tomar valores de $+1/2$ y $-1/2$. Se dice que dos electrones con el mismo spin son paralelos y con diferente spin, son electrones pares. El spin sigue la regla de Hund.

Algunas reglas que siguen los electrones al ocupar los orbitales son: 1) los electrones ocupan primero los orbitales de menor energía y luego los de mayor energía, 2) por el principio de exclusión de Pauli, ningún electrón en un átomo, presentará los mismos 4 número cuánticos que otro.

El momento magnético asociado a los electrones tiene entonces dos fuentes: la primera asociada al movimiento de electrones en los orbitales, cuya energía depende o es descrita por el número cuántico principal (n); y la segunda asociada a la paridad del spin (s). Estas dos características de los electrones responden a los campos magnéticos externos de diferente modo, generando 3 formas principales de magnetización: diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo (Figura 37)

A2.1.2 Formas de magnetización de los minerales

1. Diamagnetismo.

Es una propiedad de todos los materiales, sin embargo, sólo puede distinguirse cuando todos los espines son pares. Cuando los átomos son expuestos a un campo externo \vec{H} el momento magnético de los átomos experimenta un torque generado por dicho campo. Este torque genera

movimientos de precesión en el momento magnético, lo que resulta en que el sentido de cambio del momento neto y que es opuesto al sentido del campo. Es decir, se genera una pequeña magnetización que es opuesta a la dirección del campo.

La relación entre el campo y la magnetización inducida es lineal, con una susceptibilidad magnética negativa que toma valores de $\sim -10^{-5}$ SI (Hrouda, 2010). Cuando $\bar{H} = 0$ entonces $\bar{M} = 0$. Este tipo de magnetización es independiente de la temperatura y de la magnitud del campo (Borradaile y Jackson, 2004). Algunos de los principales minerales son: cuarzo, calcita, dolomita, feldespato y compuestos orgánicos (no minerales).

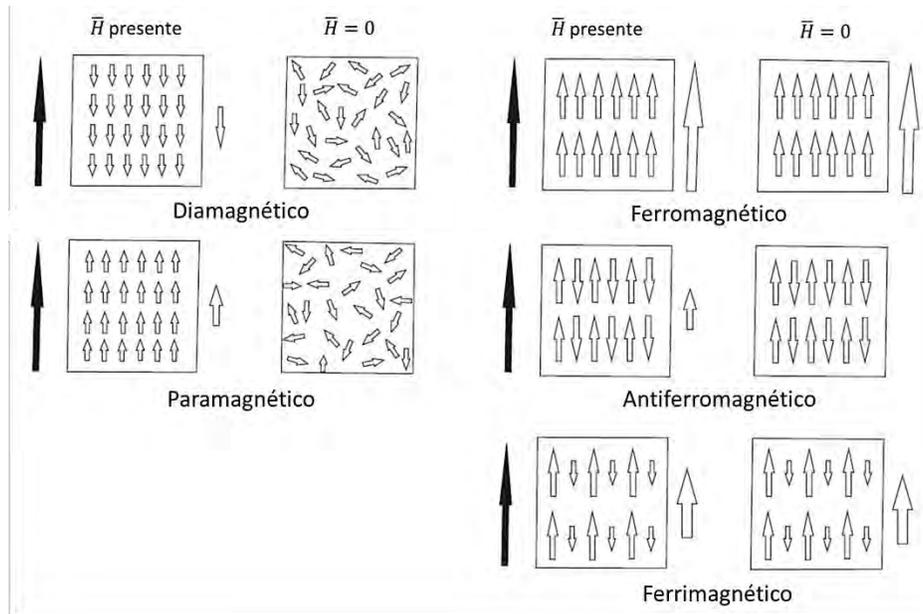


Figura 37: Formas de magnetización de las rocas. Los diagramas del lado izquierdo representan la magnetización adquirida en presencia de un campo externo \bar{H} cuya dirección se denota con una flecha negra sólida. Los diagramas del lado derecho, representan la magnetización de los minerales cuando no hay campos externos. Tomada y editada de Tarling y Hrouda (1993).

2. Paramagnetismo.

Los electrones que presentan espines impares actúan como dipolos, que en ausencia de un campo externo y de interacciones con momentos vecinos (interacciones de intercambio) se orientan aleatoriamente. Los momentos se distribuyen equitativamente en todas las direcciones, resultando en una magnetización resultante nula. La magnetización a partir de un campo externo, puede explicarse a partir del modelo de Langevin. Así, la magnetización total depende del grado en que los momentos se alinean con el campo \bar{H} . Cuando todos los momentos dipolares se alinean, resultan en una magnetización saturada M_s . Para minerales más comunes la susceptibilidad adquiere valores positivos, de 10^{-2} a 10^{-4} SI (Tarling y Hrouda, 1993). Así, la susceptibilidad y por ende, la magnetización es anisotrópica, no lineal e inversamente proporcional a la temperatura (Ley de Curie para minerales paramagnéticos). Algunos de los

principales minerales son: hornblenda, grupo de los filosilicatos (p. ej. illita, clorita, biotita, muscovita) y turmalina.

3. Ferromagnetismo.

Cuando los espines impares interactúan con los momentos adyacentes se genera una magnetización sin necesidad de un campo externo. Esta magnetización se conoce como remanente o espontánea. La energía de estas interacciones, es una consecuencia del principio de exclusión de Pauli y se minimiza cuando todos los espines se ordenan paralela o antiparalelamente. Los elementos con mayor energía de interacción son los que presentan orbitales 3d (mayoría de elementos de transición) y estos mismos en interacción con el oxígeno (típico en la serie de los óxidos de Fe y Ti).

El ferromagnetismo se encuentra en función de la temperatura. Cuando aumenta la temperatura, las estructuras cristalinas se expanden reduciendo las interacciones internas y por ende la magnetización. Sobre la temperatura de Curie, la magnetización neta es nula, y los materiales se comportan como paramagnéticos.

Los sólidos ferromagnéticos alcanzan la saturación de magnetización M_s en direcciones preferenciales conocidas como direcciones preferenciales magnetocristalinas, definidas a partir de que los orbitales rotan conforme los momentos magnéticos atómicos forzan la rotación, y la dirección en la que es más sencillo rotar estará determinada por la cristalografía, ya que define el espaciamiento entre átomos.

Estos minerales entonces, presentan magnetización permanente asociada a las interacciones entre espines adyacentes, la energía asociada a dicha magnetización es la energía de intercambio que determina cómo se ordenan dichos espines. Existen 3 categorías de alineación o de interacciones:

- a) *Ferromagnéticos*. Todos los momentos magnéticos atómicos se observan ordenados en pares paralelos con el mismo sentido (Figura 37). Al interactuar con un campo externo presentan una magnetización espontánea fuerte. Este comportamiento principalmente se observa en aleaciones metálicas. Principales materiales: aleaciones de Hierro, Niquel, Cobalto etc.
- b) *Antiferromagnéticos*. Son aquellos materiales que en presencia de un campo, los pares atómicos se alinean de manera antiparalela, es decir, con la misma magnitud pero con sentidos opuestos, resultando en una magnetización nula. Sin embargo, defectos en la red cristalina, direcciones de spin ligeramente inclinadas o aumento en la temperatura, puede generar pequeñas magnetizaciones. Principales minerales: ilmenita, hematita, goetita.
- c) *Ferrimagnéticos*. En este caso, los pares atómicos se alinean de manera antiparalela, pero a diferencia de los anteriores, un sentido presenta mayor magnitud que el otro, siendo en la gran mayoría de los casos la magnetización mayor que los minerales

antiferromagnéticos (Figura 37). Principales minerales: magnetita, maghemita, pirrotita, greigita.

A2.2 Propiedades magnéticas anisotrópicas

La mayoría de las propiedades magnéticas en los minerales son anisotrópicas. Dicha anisotropía en la magnetización es la base del paleomagnetismo y de la identificación de fábricas magnéticas, de ahí la importancia de comprender su origen. La energía magnetostática por unidad de volumen o densidad de energía magnetostática, está dada por:

$$\varepsilon_m = -M \cdot B.$$

Dado que la ε_m es mínima cuando la magnetización es paralela al campo. Los momentos tenderán entonces a alinearse con el mismo. Sin embargo, la rotación de la magnetización no es libre dentro de las estructuras cristalinas. La energía de anisotropía ε_a , que depende de la dirección en que se magnetizan los minerales según sus estructuras, genera barreras energéticas que impiden la rotación. Estas barreras producen que la magnetización sólo ocurra en ciertas direcciones preferenciales donde la ε_m alcanza valores mínimos.

A.2.1 Anisotropía Magnetocristalina

Dentro de las estructuras cristalinas los diferentes átomos interactúan mediante diversos procesos (p. ej. *exchange coupling*). La naturaleza y magnitud de dichas interacciones varía sistemáticamente con la orientación de la estructura. Por lo que las direcciones preferenciales de magnetización corresponden con direcciones cristalográficas. Dado que las interacciones dependen de las distancias interatómicas, la temperatura influye en dichas direcciones preferenciales. Este tipo de anisotropía domina principalmente en los minerales con magnetizaciones inducidas bajas o bien ferrimagnéticos de tamaño pequeño.

Como la cristalografía determina interacción entre orbitales de diferentes átomos, la distorsión de las estructuras modifica el comportamiento magnético de los minerales. Así mismo, la magnetización puede ejercer cierta fuerza sobre la forma de los orbitales, modificando la forma de los cristales y por ende, generando nuevas direcciones preferenciales de magnetización. Este último proceso se conoce como “magnetostricción”.

A2.2.2 Anisotropía de forma

Las propiedades magnéticas de minerales altamente magnéticos, como es la magnetita, están fuertemente influenciadas por sus condiciones de frontera. Las cargas dispersas en la superficie de dichos minerales se polarizan, generando un campo demagnetizante Hd dentro del mineral, donde:

$$Hd = -NM$$

Donde N se conoce como Factor Desmagnetizante, y éste depende de la forma del grano y la orientación de la magnetización dentro del mismo (Figura 38), por lo que este factor es descrito

como un tensor de segundo orden. Por otro lado, las diferentes formas que pueden presentar los minerales producirán diferentes distribuciones en las cargas superficiales. Considerando lo anterior, el campo interno total de una partícula expuesta a un campo externo es:

$$H_i = H_{ext} + H_d = H_{ext} + N \cdot M$$

Entonces la densidad de energía magnetostática dentro del cristal es:

$$\varepsilon_m = M \cdot B = -M \cdot \mu_0 H_{ext} - \frac{1}{2} M \cdot N \cdot M$$

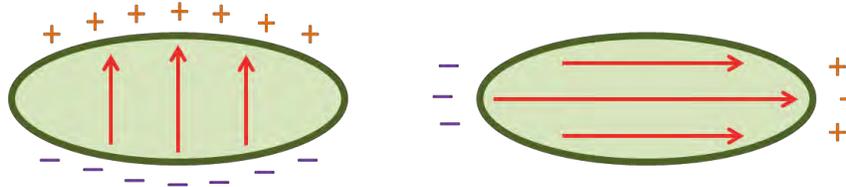


Figura 38: Anisotropía de forma. Las flechas rojas indican el sentido de la magnetización, y los signos “+” y “-” las cargas en superficie. Un grano ferrimagnético elongado y magnetizado a lo largo tiene una ε_m mucho menor que si se magnetiza a lo ancho, debido a la cobertura de cargas superficiales en cada caso. Sin embargo el factor de desmagnetización es mucho más alto, cuando se magnetiza a lo ancho. Esta diferencia entre energías representa una barrera para la rotación libre de la magnetización. Editada de Butler (1992).

A2.2.3 Dominios magnéticos

Cuando los minerales ferromagnéticos, por ejemplo la magnetita, ocurren en tamaños pequeños, la magnetización es uniforme en todo el cristal. Estos granos se conocen como “dominio sencillo” (SD, por sus siglas en inglés). Sin embargo, cuando se presentan en mayores dimensiones, la magnetización no es uniforme, por lo que los cristales buscan mecanismos que les permitan reducir su estado de energía. Conforme va aumentando el tamaño, se subdividen en múltiples dominios magnéticos por lo que se conocen como “dominio múltiple” (MD, por sus siglas en inglés). Éstas se subdividen en regiones con magnetizaciones uniformes, las cuales se separan por paredes de dominio, las cuales son zonas en que cambia “rápidamente” la dirección de los espines.

A2.3. Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)

Desde hace más de 50 años, se ha estudiado la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS, por su nombre en inglés) de las rocas. Inicialmente, las variaciones en la susceptibilidad se explicaban a partir del magnetismo remanente o como efecto de la presencia de minerales ferrimagnéticos (Borradaile y Jackson, 2004). Sin embargo, estudios como los realizados por Graham (1954, 1966), Nye (1957) y Fuller (1960, 1963) lograron un mayor entendimiento y desarrollo de esta técnica, así como una mayor aplicabilidad e interpretación, de lo que después se traduciría como las fábricas magnéticas en las rocas.

Como se mencionó anteriormente, la razón entre un campo magnético aplicado y la magnetización inducida por el mismo se conoce como susceptibilidad magnética k , entonces

$\bar{M} = k\bar{H}$ y $k = \bar{M}/\bar{H}$. La intensidad de magnetización inducida en las rocas, depende de la forma en que se magnetizan los diferentes minerales que las componen, así como de la distribución de las orientaciones (OD) de dichos minerales (Borradaile y Jackson, 2004). Es por esto que la magnitud de la magnetización inducida no es uniforme en todas las direcciones y depende de la orientación con que se aplica el campo \bar{H} , de manera que la susceptibilidad magnética es una propiedad anisotrópica (Tarling y Hrouda, 1993).

Cuando las magnetizaciones son lineales, la AMS define un tensor de segundo orden, simétrico ($x_y = y_x$) con 6 elementos independientes:

$$\begin{pmatrix} M_x \\ M_y \\ M_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zx} & k_{zy} & k_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \\ H_z \end{pmatrix}$$

Con base en los valores principales de dicho tensor, la AMS define un elipsoide de magnitud, cuyos semiejes corresponden a las susceptibilidades principales $k_{max} > k_{int} > k_{min}$ (Nye, 1957), las cuales cumplen ser mutuamente ortogonales entre sí, permitiendo así el cálculo de todas las componentes del tensor (Borradaile y Jackson, 2004).

Comúnmente las susceptibilidades principales se grafican en el sistema de coordenadas geográfico, en redes estereográficas. Por otra parte, algunos autores proponen parámetros que surgen a partir de las relaciones matemáticas entre los tres semiejes de susceptibilidad principal. Estos parámetros se comparan en diversos gráficos obteniendo así información sobre la fábrica magnética de los minerales en las rocas, como se observa en la Figura 39.

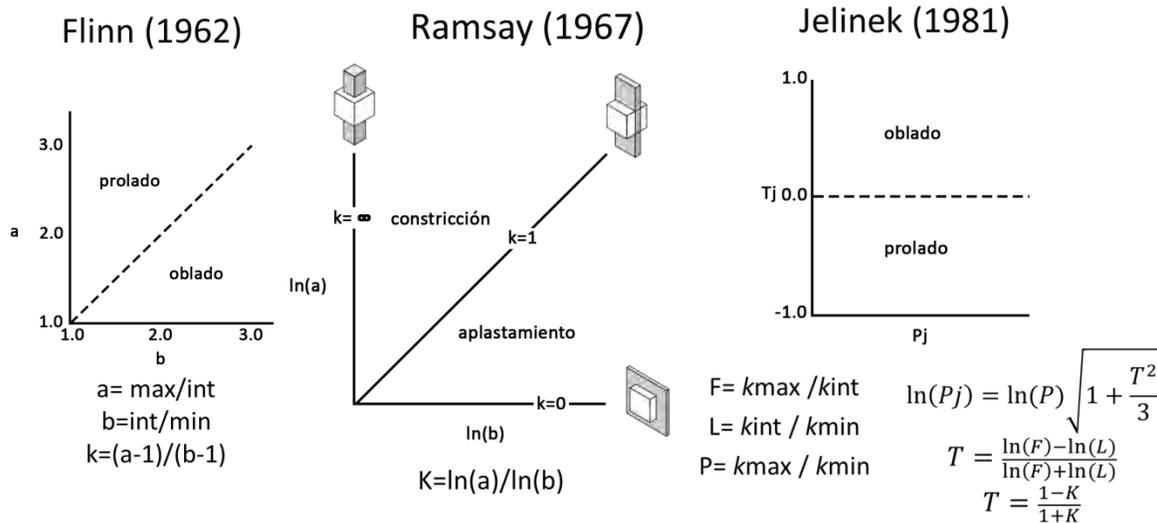


Figura 39: Forma de los elipsoides magnéticos. Los tres gráficos más usados para determinar cómo es la forma de los elipsoides magnéticos son a) Flinn (1962) considera relaciones entre los valores principales de la susceptibilidad; b) Ramsay (1967), considera el logaritmo natural de los parámetros a y b de Flinn (1962); c) Jelinek (1981) introduce los parámetros T (de forma) y Pj (de anisotropía) a partir de los parámetros propuestos por los autores anteriores.

A2.3.1. AMS en cristales individuales.

Nye (1957) observó la influencia de la simetría de los cristales en la anisotropía de la susceptibilidad, a escala de estructura cristalina. Para minerales con anisotropía magnetocristalina dominante, la orientación de los ejes del elipsoide de AMS está constreñida por las relaciones angulares de los ejes cristalográficos, aunque sus magnitudes no pueden deducirse directamente a partir de dichas relaciones (Borradaile y Jackson, 2010). Los ejes de susceptibilidad son controlados por los grupos de simetría de los cristales y la composición determina el ángulo entre los ejes cristalográficos y de susceptibilidad (Figura 40). Mientras el AMS es un tensor y sus ejes principales son ortogonales, los ejes cristalográficos son sólo ortogonales en grupos de alta simetría (Borradaile y Jackson, 2004). Las susceptibilidades medidas en minerales puros no pueden ocuparse como valores estándar debido a la variabilidad estequiométrica y al contenido de impurezas en los cristales. Sin embargo, pueden funcionar como guías para interpretar el AMS como una contribuciones de diferentes minerales (Borradaile y Jackson, 2010).

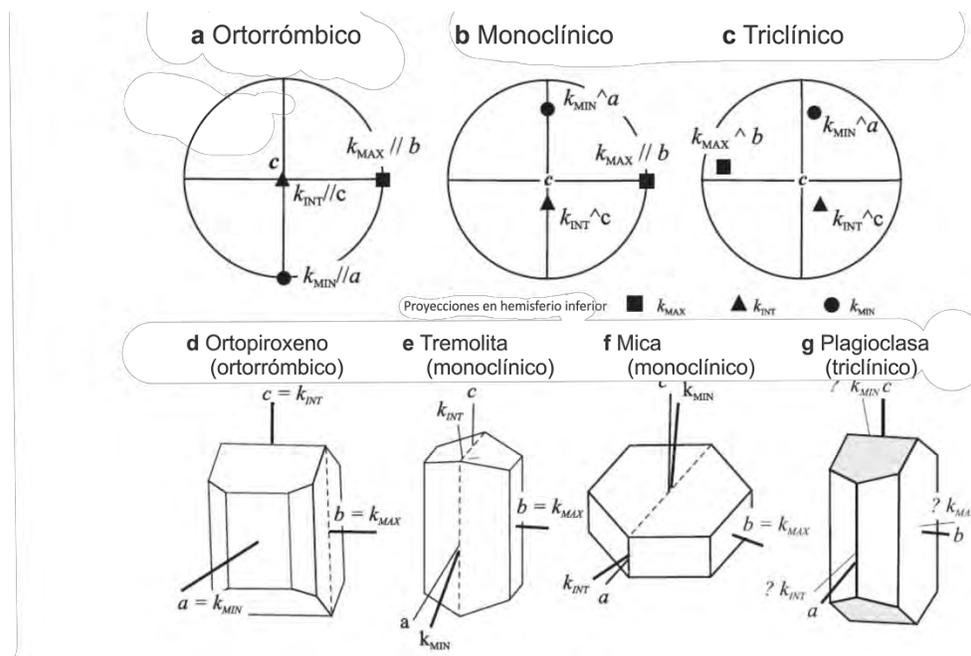


Figura 40: para minerales puros los ejes principales del AMS están controlados por la estructura cristalina y fijos en orientación de acuerdo con el grupo de simetría del cristal (Nye, 1957). A) para cristales ortorrómicos cada eje cristalográfico es paralelo a un eje principal de susceptibilidad. B) para cristales monoclínicos sólo un eje cristalográfico define una de las 3 susceptibilidades principales. C) los cristales triclínicos no muestran correspondencia entre los ejes cristalográficos y los de AMS. D-G) posibles arreglos en minerales puros: depende de inclusiones y estequiometría.

Tomado de Borradaile y Jackson (2004).

Los cristales ferrimagnéticos, como la magnetita, presentan principalmente anisotropía de forma, debido a esto sus mecanismos de alineación son diferentes de los otros minerales. Por otra parte, estos minerales se encuentran en bajas proporciones en las rocas. Generalmente son de tamaño pequeño y pueden estar presentes como cristales individuales o bien dentro de las estructuras de otros minerales, por lo que su orientación puede depender de los mecanismos de alineamiento del mineral huésped (Borradaile y Jackson, 2010).

A2.3.2 AMS de roca total.

Dado que las rocas están conformadas por diversos minerales, la susceptibilidad total de la roca (*kesp*) estará dada por la suma de las contribuciones de cada mineral:

$$k_{esp} = \sum k_i f_i \quad \text{donde} \quad \sum f_i = 1$$

f_i es la fracción de volumen de la fase mineral i en el espécimen y k_i es la susceptibilidad volumétrica de la fase pura. Como la susceptibilidad es anisotrópica, las k_i son tensores de segundo orden, de manera que se suman los tensores de cada grano individual expresados en las coordenadas del espécimen (Borradaile y Jackson, 2010). El tensor del espécimen (k_{esp}) depende de minerales que conforman el espécimen, sus abundancias relativas, magnitud de las susceptibilidades, la anisotropía a escala de grano y la distribución de orientaciones de cada grano. (Borradaile y Jackson, 2010):

Las rocas sedimentarias se componen principalmente por matrices y granos paramagnéticos, aunque también pueden presentar alta concentración de cuarzo o calcita, cuyas respuestas diamagnéticas disminuyen los valores de susceptibilidad del espécimen (Borradaile y Jackson, 2004). En las rocas pelíticas el AMS resulta principalmente de la orientación cristalográfica de filosilicatos y otros minerales tabulares, cuya alta anisotropía los convierte en trazadores principales de fábricas magnéticas (Parés y van der Pluijm, 2002). Estas rocas presentan además minerales ferrimagnéticos (p. ej. magnetita), aunque en menor proporción, que cuando se encuentran en concentraciones altas (>0.1% wt), producen un aumento en la magnitud del AMS sin modificar las fábricas magnéticas de roca total (Figura 41, Parés, 2010). Por otro lado, los granos ferrimagnéticos pueden interactuar entre sí generando variaciones en las susceptibilidades individuales y la resultante de estos minerales en conjunto.

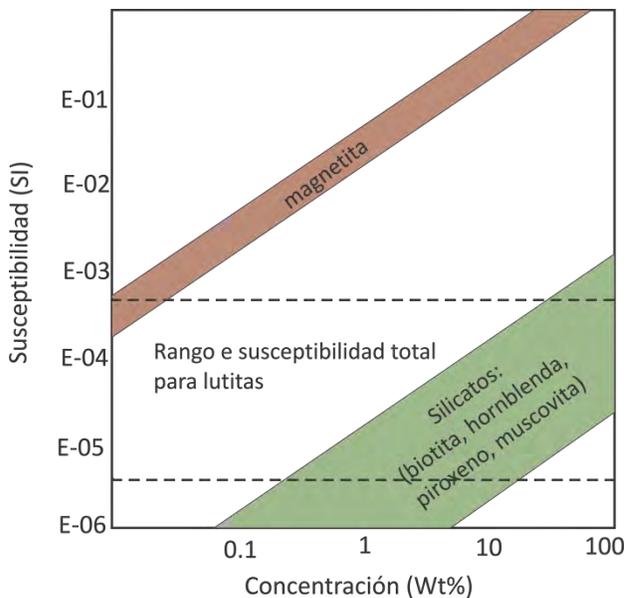


Figura 41: Valores promedio de susceptibilidad. La magnetita se encuentra por lo general en porcentajes de peso total menores al 0.1% por lo que influencia en bajo grado al valor de la susceptibilidad. Tomada de Parés (2010)

Otro factor que produce variaciones en la susceptibilidad total del espécimen es la presencia de fábricas en la roca. El alineamiento mineral por diversos procesos (p. ej. neocrystalización) produce orientaciones preferenciales de las estructuras cristalinas (PCO: *preferred crystallographic orientation*) y con esto, una alta correlación de las orientaciones axiales del AMS con las cristalográficas (Borradaile y Jackson, 2010). No obstante, la variabilidad de la simetría de propiedades anisotrópicas de los minerales y los diferentes mecanismos de alineamiento producen que no todos los cristales estén alineados paralelamente en un tiempo dado, generando variaciones en el AMS del espécimen (Borradaile y Jackson, 2004). Es por esto que se ha buscado separar las contribuciones de cada fase mineral de la AMS, así como particionar la AMS entre diferentes subfábricas de las rocas (p. ej. Hrouda, 2010; Bilardello, 2015), pero es un proceso complejo dada la variabilidad mineral y las heterogeneidad entre las susceptibilidades (Borradaile y Jackson, 2004).

A2.2.3 Evolución de las fábricas magnéticas: AMS y deformación.

Dado que la AMS es sensible a la distribución de orientación de los minerales, éste método distingue la fábrica de las rocas de una manera precisa, y representa una herramienta útil, práctica y confiable frente a otras técnicas (Olivia-Urcia et al., 2012). Por lo que comúnmente, los resultados pueden ser asociados con la deformación finita o la historia de deformación de una región específica, entre otras interpretaciones.

La relación entre los elipsoides de AMS y de deformación no es directa. La anisotropía magnética de una roca (o de un espécimen) resulta de la suma de las anisotropías magnéticas características de cada mineral que la conforman, y ésta se asocia a procesos que determinan la abundancia y grado de alineación de dichos minerales (Borradaile y Jackson, 2010). De modo que, mientras que el elipsoide de AMS llega a un punto de saturación cuando todos los cristales son paralelos entre sí, el elipsoide de deformación puede crecer en magnitud de manera indefinida y es libre de cambiar su orientación en el espacio (Borradaile y Sarvas, 1990). Por otra parte, las historias de deformación generalmente son no coaxiales, de modo que cada incremento de distorsión es oblicuo al anterior, generando rotación en los elipsoides y superposición de fábricas nuevas (Passchier y Trouw, 2005; Borradaile, 1988; Borradaile y Jackson, 2004).

El alto contenido de minerales monoclinicos y triclinicos en las rocas, la inhomogeneidad mineral en las rocas, las inclusiones de minerales de altas susceptibilidades, y la magnetización inversa, son otros factores que disminuyen la correspondencia entre la deformación y la AMS (Borradaile y Jackson, 2004; 2010). Sin embargo, cuando los procesos tectónicos y metamórficos son continuos y la AMS va variando progresivamente, su orientación está determinada por los diferentes mecanismos de deformación que actúan a escala de grano, realineando los minerales (ver: Capítulo II) en direcciones determinadas por dicho régimen metamórfico y/o tectónico (Borradaile y Sarvas, 1990; Borradaile y Jackson, 2010).

Existen múltiples trabajos en los que se ha reportado la sensibilidad de la AMS a la evolución textural de las rocas: desde la diagénesis de rocas sedimentarias no deformadas, con estructuras primarias, hasta rocas deformadas que presentan clivaje macroscópico (p. ej. Borradaile y Tarling,

1981; Parés, 1999; Debacker, et. al., 2004; Dinarès y Parés, 2004; Robion et al., 2007). A continuación se describirán brevemente las características de la evolución de la fábrica magnética (AMS) con la deformación.

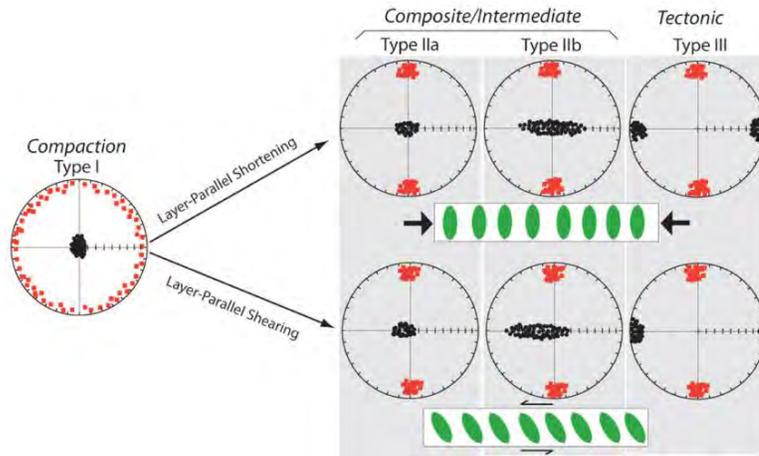


Figura 42: Evolución de las fábricas vs. evolución de los ejes de AMS. Las tramas sedimentarias se forman principalmente por compactación donde k_{min} es normal a los planos de deposición. Las tramas tipo 2 resultan de acortamiento paralelo a capa que compite con las tramas primarias, y k_{min} se extiende paralelo a la dirección de máximo acortamiento y k_1 se acumula paralelos a la dirección de intersección entre estas fábricas. Tomada de Parés (2010)

Sin deformación, fábricas sedimentarias.

En los sedimentos, las fábricas magnéticas dependen de la orientación, empaquetado y características de borde de los granos minerales presentes. Como se observa en la Figura 42 las lutitas y lodolitas, se componen principalmente por arcillas cuyo ordenamiento es el principal generador de dichas fábricas (Chadima, et al., 2004; Parés, 2010) ya que éstas son muy anisotrópicas cristalográficamente, y sus cargas se distribuyen entre sus bordes (cargas positivas) y sus caras (cargas negativas) (Bennet et al., 1991).

Los principales mecanismos que generan fábricas durante la diagénesis y el enterramiento son 2: a) gravedad: incluye procesos de consolidación, compactación, pérdida de agua en los poros, derrumbes y desplazamientos de masas por gravedad, y b) diagénesis – cementación: considera alteraciones minerales, transporte de fluido intersticial, cementación y licuefacción, e interacciones entre material orgánico, arcillas y fluidos (Bennet et al., 1991). Para regiones con condiciones de baja energía, la evolución de los filosilicatos y con ésta de las fábricas magnéticas se describe en la Figura 43. La sobrepresurización por baja permeabilidad en los sedimentos puede evitar la evolución de los contactos de las arcillas, además de facilitar el deslizamiento de partículas al reducir la fricción entre las mismas, lo que inhibe variaciones en la anisotropía (Parés, 2010).

Primeras etapas de deformación

Cuando sometemos a las rocas a acortamiento paralelo a las capas, el agua que queda en los poros es expulsada, resultando en una pérdida de volumen. Los cristales seden ante los esfuerzos, y generan nuevas fábricas a partir de la rotación de cristales sobre el eje Y tectónico (Figura 13). Estas nuevas fábricas, corresponden con nuevas orientaciones preferenciales, que generan efectos en las fábricas magnéticas aun cuando los efectos de la deformación no son mesoscópicamente identificables (p. ej. Graham, 1966; Parés et. al., 1999; Pueyo-Anchuela, 2011). En el elipsoide, estas primeras etapas de acortamiento resultan en un agrupamiento progresivo de k_{max} perpendicular a la dirección de acortamiento, acompañado de una guirnalda que contiene el k_{int} y k_{min} . Dicha distribución se interpreta como una foliación magnética que es paralela al plano de acortamiento (Parés et. al., 1999; Parés y van der Pluijm, 2002; Robion et al., 2007).

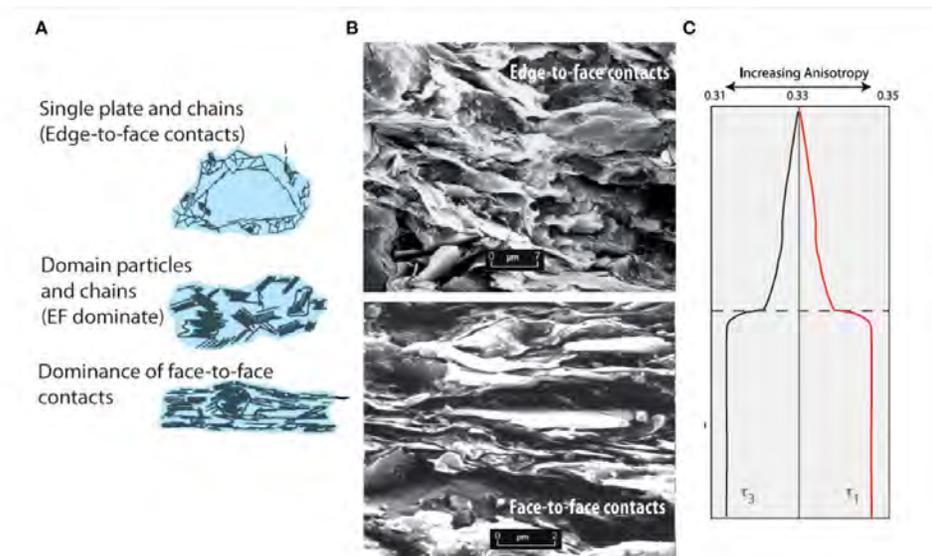


Figura 43: Evolución de fábricas primarias. A) Esfuerzos asociados a enterramiento producen contactos cara- borde de alto ángulo entre las arcillas, y forman largas cadenas que resultan en lineaciones magnéticas y por ende en elipsoides de AMS típicamente prolados (Parés, 2010). Al consolidarse el sedimento las arcillas colapsan y rotan orientándose paralelamente con contactos cara- cara. Esta alineación aunada a un mayor empaque de las arcillas, y a la reducción del volumen y porosidad total de la roca, resulta en un incremento en la anisotropía magnética y una conversión a foliaciones magnéticas. El elipsoide de AMS pasa entonces de prolado a oblado (Parés, 2010). B) Imágenes de TEM de lutitas poco compactadas con contactos cara borde (superior) a muy compactadas con contactos cara cara (inferior). C) Variación en la anisotropía como efecto de la compactación. Tomada de Parés (2010).

Etapas intermedias de deformación.

Aumenta la deformación, y las hojuelas de arcilla rotan a mayor ángulo de la dirección de acortamiento. Las fábricas tectónicas empiezan a competir con las primarias, generando clivaje de lápiz en las rocas (Figura 13). Cuando dos fábricas compiten, el k_{max} es particularmente sensible a los acortamientos tectónicos, ya que desarrolla lineaciones a partir de la intersección de los planos de estratificación y los planos de acortamiento (plano XY) (Parés y van der Pluijm, 2002). El k_{min} puede presentarse perpendicular a la estratificación, al clivaje o intermedio entre ambas fábricas. El elipsoide de susceptibilidad pasa al campo prolado (Parés et. al., 1999).

Clivaje bien desarrollado

Conforme la deformación continua, se desarrolla clivaje pizarroso bien definido en las rocas (Figura 13). Cuando las fábricas tectónicas están bien desarrolladas en las rocas, los ejes principales de la susceptibilidad tienden a ser paralelas con las direcciones principales de deformación, sin embargo, dicha relación depende de la intensidad de la deformación (Parés van der Pluijm, 2002). Entonces, el elipsoide se mueve progresivamente al campo de *flattening* (aplastamiento) en los diagramas de Flinn, es decir, que el elipsoide de susceptibilidad cambia de prolado a oblado. k_{min} es normalmente perpendicular a la foliación (paralelo a la dirección de mínima extensión) y k_{max} paralelo a la dirección de máxima extensión (Dinarès y Parés, 1992).

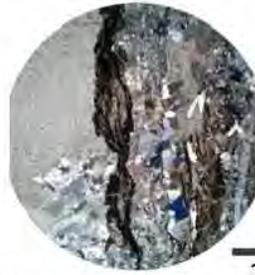
ANEXO 4: Descripción de láminas delgadas y SEM

Zona de cizalla



0.75mm

Dominios insolubles compuestos de filosilicatos sin orientación preferencial y granos de pirita y pseudomorfos de óxidos de hierro. Los óxidos se observan de diferente tamaño y presentan un núcleo opaco rodeado de hematita. Los filosilicatos generan estructuras S-C aunque no son claras.



2mm

Se observa un dominio de insolubles que agrupan alrededor de un plano de disolución. Entre este y el siguiente plano se observan cuarzos equigranulares con extinción ondulante, bordes difusos y están estirados en una dirección. Enseguida se observa otro plano de disolución y cuarzos inequigranulares centrales y subhedrales.



0.42mm

Cuarzo euhedral inequigranular con bordes rectos a ligeramente curvos que son cortados y desplazados en la parte central por un plano de disolución.



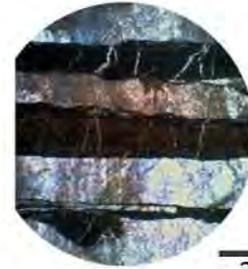
0.75mm

Vetas paralelas a la foliación, las de los extremos superior e inferior se componen de cristales de cuarzo euhedral con bordes rectos a curvos, mientras que en la parte central se observan cuarzos de menor tamaño, con extinción ondulante y deformación intracristalina. Dominios insolubles separan ambos grupos de vetas.



0.75mm

En el centro se aprecian cristales de cuarzo alargados, con extinciones ondulantes, bordes ameboides que son difusos en algunos casos. Dichas vetas son cortadas por vetas perpendiculares a la foliación: unas compuestas de calcita y con bordes rectos, otras con bordes rectos que parecen alterar los cristales que cruzan.



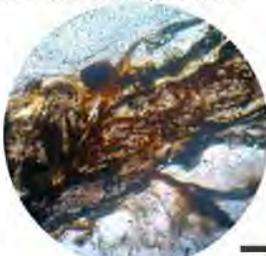
2mm

Geometría de la intercalación de dominios solubles e insolubles en la porción norte de la zona de cizalla, nótese los bordes rectos y la acumulación de granos de óxidos de hierro dentro de los dominios insolubles. Se observan vetas paralelas y perpendiculares a la foliación con diferente espesor y textura. Las segundas tienen bordes irregulares y los cristales presentan distorsión intracristalina.



2mm

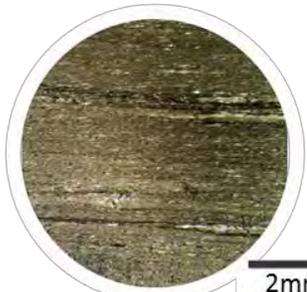
Se observa un dominio insoluble en el que se evidencia la ausencia de un orden o paralelismo entre los filosilicatos, aunque su tamaño es mayor que los observados en las rocas encajonantes. Vetas perpendiculares a la foliación lo cruzan plegándose o presentándose desfaces dentro de las vetas.



0.42mm

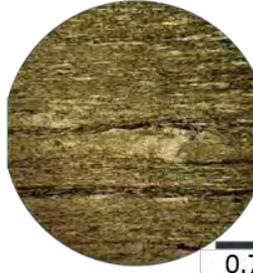
Dominios insolubles: conformados por Pirita y pseudomorfos de hierro cuya forma y espesor es variante. Se acumulan también filosilicatos y materia orgánica. Nótese que no hay un arreglo ordenado de estos materiales dentro de dichos dominios.

Sección norte



2mm

Se observan filosilicatos perfectamente paralelos, entre estos hay cristales de cuarzo y fósiles elongados en la misma dirección. En la parte superior, se distinguen regiones en que se acumulan filosilicatos así como óxidos y sulfuros (dominios de clivaje)



0.75mm

Detalle de la foto 1. Fósil con ala de calcita, se observa rodeado por filosilicatos en su cima y base. Abajo de éste se distingue un dominio enriquecido en opacos y filosilicatos que se diferencia del resto de clivaje de manera gradual. Algunos granos de óxido de hierro se dispersan aleatoriamente entre el clivaje



0.42mm

Piratas con alas de Qz y calcita. Se distinguen granos de cuarzo elongados, fósiles estirados y filosilicatos extendidos en la misma dirección. Sobre estas piratas se distingue un dominio enriquecido en pequeños cristales de cuarzo.



2mm

Piratas aladas de diferente tamaño. Las piratas más grandes se observan parcialmente sustituidas mientras que la más pequeña se observa sustituida completamente por hematita. Las alas son de cuarzo y calcita, y su asimetría señala componentes de cizalla simple.



2mm

Detalle de pirita alada. Se observan sectores alterados y la parte central preservada. Está bordeada por dominios enriquecidos en filosilicatos y granos de óxidos de hierro de diferente tamaño. La forma de las alas es dominada por el desplazamiento.

Sección sur



2mm

Veta de calcita con cristales granulares elongados, borde irregular y ligero maclado que atraviesa cuarzo y fósiles elongados paralelos a filossilicatos, cuya orientación define planos de foliación. El cuarzo y fósiles son de mayor tamaño que los observados en la sección norte.



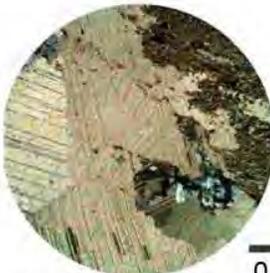
0.75mm

Detalle de veta de calcita. Se observa plegamiento en las maclas de calcita (kinking/ bending), los bordes entre los cristales de calcita van de rectos a amoeboides, son cristales subhedrales e inequigranulares.



2mm

Se observan maclas en cristales de calcita, las cuales no continúan sino que se ven desplazadas (microfallas). Sobre estos cristales de calcita se observan cuarzos de bordes rectos, que parecen precipitar por procesos de recristalización. Las maclas del extremo inferior izquierdo señalan temperaturas de $\sim 250^{\circ}\text{C}$



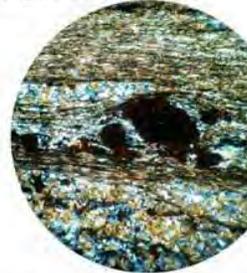
0.75mm

Se observan grandes cristales de una veta de calcita en contacto con los minerales que la encajonan. Se observan cristales de cuarzo que crecen en bordes de las calcitas, su extinción es ondulante, los contactos amoeboides y son inequigranulares. También se observan fracturas rellenas de óxidos que entran en contacto con los cuarzos.



2mm

Horizontes de filossilicatos e insolubles intercalados con horizontes de cuarzo y calcita con formas euhedrales, micrita y algunos insolubles exparcidos en dicho horizonte. El cuarzo y calcita tienen extinción recta, no presentan evidencias de deformación intracristalina y están bordeados por los dominios de filossilicatos.



0.42mm

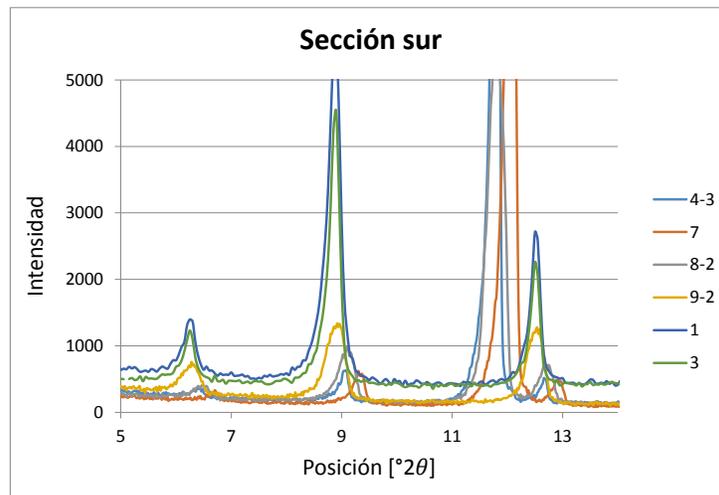
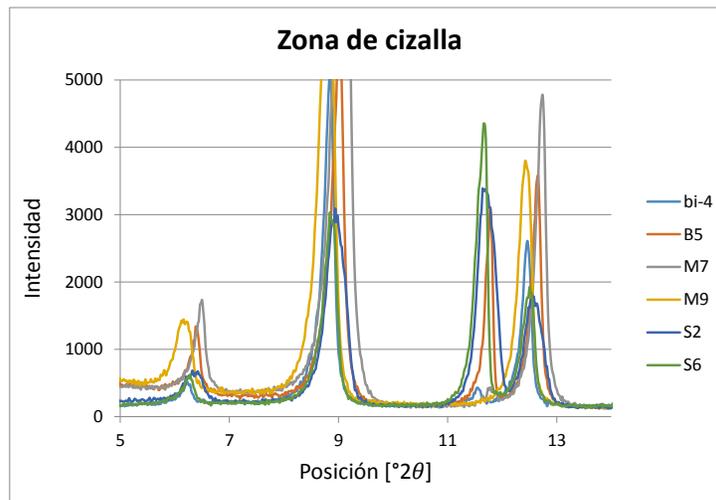
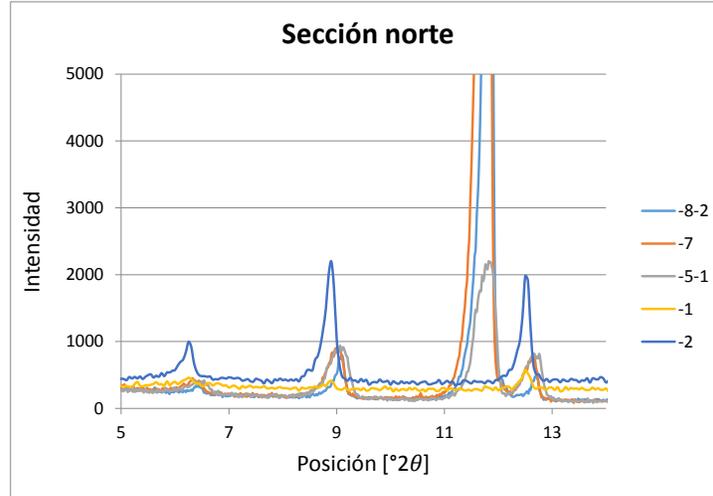
Piritas sigmoides con "alas" de cuarzo y calcita. Se distingue una pirita fracturada, rotada y alterada químicamente. Cada bloque presenta sombras de presión y en conjunto son bordeadas por filossilicatos granos de insolubles.



2mm

Veta perpendicular- oblicua a la foliación que en el centro presenta una traza de inclusiones fluidas y sus bordes son irregulares siguiendo los planos de clivaje. Se observa otro grupo de vetas de menor espesor con características similares. Los cristales de calcita presentan maclas rectas y plegadas.

ANEXO 5: Difractogramas de la fracción <math><2\mu\text{m}</math> para IC de Illita



REFERENCIAS

- Ángeles, M.E., Hinojosa, J.J., López, J.G., Valdés, A., Livas, M., 2005, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón de la Boca, Santiago, Nuevo León, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, 272-281.
- Bauer, A., Velde, B., Gaupp, R., 2000, Experimental constraints on illite crystal morphology: *Clay minerals*, 35, 587-597.
- Biot, M.A., Odé, H., Roever, W., 1961, Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis: Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media: *Geological Society of America Bulletin*, 72, 1595-1632.
- Bobbillo- Ares, N., Bastida, F., Aller, J., 2000, On tangential longitudinal strain folding: *Tectonophysics*, 319, 53-68.
- Bons, P.D., Elburg, M., Gómez-Rivas, E., 2012, A review of the formation of tectonic veins and their microstructures: *Journal of Structural Geology*, 43, 33-62.
- Borradaile, G. J., 1988, Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain: *Tectonophysics*, 156, 1-20.
- Borradaile, G. J., Jackson, M., 2004, Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. (F. Martín- Hernández, C. Lüneburg, C. Aubourg, & J. M., Edits.) *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society, London, Special Publications.(238), 299-360.
- Borradaile, G., Jackson, M., 2010, Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM): *Journal of Structural Geology*, 32, 1519-1551.
- Borradaile, G., Sarvas, P., 1990, Magnetic susceptibility fabrics in slates: structural, mineralogical and lithological influences: *Tectonophysics*, 172, 215-222.
- Borradaile, G., Bayly, M.B., Powell, C., 1982, *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*: Berlin, Springer-Verlag, 551 p.
- Burst, J.F., 1959, Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene (resumen), en *Sixth National Conference on Clays and Clay Minerals*, 1957: Berkeley, Ada Swineford, 327-341
- Butler, R.F., 1992, *Paleomagnetism: Magnetic domains to geological terranes*: Edición electrónica, 248 p.
- Campa, M.F., 1983, *The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in mexican territory*: Stanford University Publications, Geological Science, 18, 44-46.

Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, 20, 1040- 1051.

Campbell, W.H., 2003, *Introduction to geomagnetic fields*: Cambridge, Cambridge University Press, 337 p.

Chadima, M., Hansen, A., Hirt, A.M., Hrouda, F., Siemes, H., 2004, Phyllosilicate preferred orientation as a control of magnetic fabric: evidence from neutron goniometry and low and high field anisotropy (SE Rhenohercynian Zone of Bohemian Massif), en Martín- Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubpurg, C., Jackson, M. (eds), *Magnetic Fabric: Methods and applications*: London, Geological Society, Special Publications, 238, 361-380

Chávez- Cabello, G., Cossio- Torres, T., Peterson Rodriguez, R. H., 2004, Change of the maximum principal stress during the Laramide Orogeny in the Monterrey Salient, northeast México: *Geological Society of America Special Papers*, 383, 145-159.

De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F. XX Congreso Geológico Internacional, 87p.

Debacker, T.N., Robion, P., Sintubin, M., 2004, The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low grade, cleaved pelitic rocks, influence of cleavage/bedding angle and type and relative orientation of magnetic carriers, en Martín- Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubpurg, C., Jackson, M. (eds), *Magnetic Fabric: Methods and applications*: London, Geological Society, Special Publications, 238, 361-380

Dinarès, J., Parés, J., 1992, Determinación de fábricas mediante la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en roca con diferente grado de deformación. Ejemplo de materiales eocenos de la cuenca de Ainsa (Pirineo Central): *Geogaceta*, 12, 22-25.

Eberl, D., Velde, B., 1989, Beyond the Kübler index: *Clay Minerals*, 24, 571-577.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda- García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1-26.

Essene, E., Peacor, D., 1995, Clay mineral thermometry- A critical perspective: *Clay minerals*, 43, 540-553.

Evans, M.A., Ficher, M.P., 2012, On the distribution of fluids in folds: A review of controlling factors and processes: *Journal of Structural Geology*, 44, 2-24.

Fischer, M.P., Higuera Díaz, I.C., Evans, M.A., Perry, E.C., Lefticariu, L., 2009, Fracture controlled paleohydrology in a map- scale detachment fold: insights from the analysis of fluid inclusions in calcite and quartz veins: *Journal of Structural Geology*, 31, 1490-1510.

- Fitz- Díaz, E., Hall, C.M., van der Pluijm, B., 2016, XRD based $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age correction for fine grained illite, with applicaton to folded carbonates in the Monterrey Salient (Northern Mexico): *Geochimica et Cosmochimica acta*, 181, 201-216.
- Fitz- Díaz, E., Tolson, G., Bolaños Rodriguez, D., Ortega Flores, B., Vázquez Serrano, A., 2012, The role of folding in the development of the Mexican Fold- Thrust Belt: *Geosphere*, 8, 931-949.
- Flinn, D., 1961, On folding during three-dimensional progressive deformation: *Journal of the Geological Society*, 118, 385-348.
- Fossen, H., 2010, *Structural Geology*: New York, Cambridge University Press, 457 p.
- Freed, R., Peacor, D., 1992, Diagenesis and formation of authigenic Illite- rich I/S Crystals in gulf coast shales: TEM study of clay separates: *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 220-234.
- Frey, M., Robinson, D., 1999, *Low Grade Metamorphism*: Cambridge, Blackwell Science, 313 p.
- Fuller, M., 1960, Anisotropy of susceptibility and the natural remanent magnetization of some Welsh slates: *Nature*, 186, 791-792.
- Fuller, M., 1963, Magnetic anisotropy and paleomagnetism: *Journal of Geophysic Research*, 68, 293-309.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeography of northeast Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 340.
- Gray, G., Lawton, T.F., 2011, New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63, 333-343.
- Higuera Díaz, C., Fischer, M.P., Wilkerson, M.S., 2005, Geometry and kinematics of the Nuncios detachment fold complex: Implications for lithotectonics in northeastern Mexico: *Tectonics*, 24, 1-19.
- Hower, J., Mowatt, T., 1966, The mineralogy of illites and mixed layer illite/ montmorillonites: *The American Mineralogist*, 51, 825-854.
- Hower, J., Eslinger, E., Hower, M., Perry, E., 1976, Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: Mineralogical and chemical evidence: *Geological Society of America Bulletin*, 87, 725- 737.
- Hrouda, F., 2010, Modelling relationship between bulk susceptibility and AMS in rocks consisting of two magnetic fractions represented by ferromagnetic and paramagnetic minerals - Implications for understanding magntic fabrics in deformed rocks: *Journal Geological Society of India*, 75, 254-266.

- Hudleston, P., Treagus, S., 2010, Information from folds: A review: *Journal of Structural Geology*, 32, 2042-2071.
- Kübler, B., Jaboyedoff, M., 2000, Illite crystallinity: *Earth and Planetary Sciences*, 331, 75-89.
- Lanson, B., 1997, Decomposition of experimental X-Ray diffraction patterns (Profile fitting): a convenient way to study clay minerals: *Clay minerals*, 45, 132-146.
- Lanson, B., Champion, D., 1991, The I/S to Illite reaction in the late stage diagenesis: *American Journal of Science*, 291, 473-506.
- Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Geherls, G.E., Amato, J.M., 2009, Provenance of Upper Cretaceous - Paleogene sandstones in the foreland basin system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: *Geological Society of America Bulletin*, 121, 820-836.
- Leader, L., Robinson, J., Wilson, C., 2010, Role of faults and folding in controlling gold mineralization at Fosterville, Victoria: *Australian Journal of Earth Sciences*, 57, 259-277.
- Mawer, C.K., 1987, Mechanics of formation of gold-bearing quartz veins, Nova Scotia, Canada: *Tectonophysics*, 135, 99-119.
- Marrett, R.J., Aranda-García, M., 1999, Regional structure of the Sierra Madre Oriental fold thrust belt, Mexico Field trip guidebook en Reunión Anual de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros and the American Association of Petroleum Geologists: Veracruz, Mexico, 31-55.
- Merriman, R., 2005, Clay minerals and sedimentary basin history: *European Journal of Mineralogy*, 17, 7-20.
- Merriman, R.J., Peacor, D.R., 1999, Very low grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress en Frey, M., Robinson D. (eds.), *Low grade metamorphism*: Blackwell Science, 10-60.
- Meunier, A., 2005, *Clays*: Berlin, Springer, 472 p.
- Meunier, A., Velde, B., 2004, *Illite*: Berlin, Springer, 286 p.
- Moore, D., Reynolds, R., 1997, *X Ray Diffraction and the identification and analysis of clay minerals*: New York, Oxford University Press, 378 p.
- Morse, J., Casey, W., 1988, Ostwald processes and mineral paragenesis in sediments: *American Journal of Science*, 288, 537-560.
- Nye, J.F., 1957, *Physical properties of crystals: their representation by tensors and matrices*. Oxford, Oxford University Press, 329 p.

Olivia-Urcia, B., Pueyo, E., Pacoví, A., 2012, Structural and paleomagnetic evidence for nonrotational kinematics in the western termination of the External Sierras (southwestern central Pyrenees): *Geological Acta*, 10, 125-144.

Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 2, 37-44.

Padilla y Sánchez, R. J., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 6, 1-20.

Parés, J.M., 2015, Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks: *Frontiers in earth science*, 3, 1-13

Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2002, Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks: *Tectonophysics*, 350, 283-298.

Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., Dinarès- Turell, J., 1999, Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain): *Tectonophysics*, 307, 1-14.

Passchier, C., Trouw, R., 2005, *Microtectonics*: Berlin, Springer- Verlag, 366 p.

Pauling, L., 1930, The structure of the micas and related minerals: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 16, 123-129.

Pueyo-Anchuela, Ó., Gil-Imas, A., Pocoví, A., Ipas, J.F., 2011, Acquisition and blocking of magnetic fabrics in synsedimentary structures, Eocene Pyrenees, Spain: *Geophysical Journal International*, 186, 1015-1028

Ramsay, J., 1967, *Folding and fracturing of rocks*: McGraw Hill, New York, 568 p.

Ramsay, J., 1974, *Folds, Development of Chevron*: *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1741-1754.

Ramsay, J., Huber, M., 1987, *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures*: Cambridge University Press, London, 391 p.

Reger, D.L., Goode, S.R., Ball, D.W., 2009, *Chemistry: Principles and Practice*: Belmont, Cengage Learning, 1120 p.

Robion, P., Grelaud, S., Frizon de Lamotte, D., 2007, Pre-folding magnetic fabrics in a fold and thrust belts: why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois Basin (NE Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar Basin (SW Himalaya, Pakistan)?: *Journal of Sedimentary Geology*, 196, 181-200

- Rutter, E.H., Elliott, D., 1976, The kinetics of rock deformation by pressure solution [and discussion]: *Philosophical transactions, The Royal Society of London*, 283, 203-219.
- Srodon, J., Elsass, F., McHardy, W., Morgan, D., 1992, Chemistry of illite- smectite inferred from TEM measurements of fundamental particles: *Clay Minerals*, 27, 137-158.
- Tanner, G., 1989, The flexural slip mechanism: *Journal of Structural Geology*, 11, 635-655.
- Tardy, M., Logoria, J., Martinez- Reyes, J., Mitre, L., Patiño, M., Padilla y Sánchez, R., & Ramírez, C., 1975, Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: Aloctonía del conjunto Cadena Alta- Aliplan Central, entre Torreón, Coah. y San Luis Potosí, S.L.P. México: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 75, 1-11.
- Tarling D.H., Hrouda, F., 1993, *The magnetic anisotropy of rocks*: Chapman & Hall, London, 218p.
- Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R.F., van der Voo, R., 2016, *Essentials of paleomagnetism*: California, Edición electrónica.
- van der Pluijm, B.A., Marshak, S., 2004, *Earth Structure: an introduction to structural geology and tectonics*: New York, United States of America: Norton & Company, Inc.
- van der Pluijm, B.A., Ho, N.-C., Peacor, D., Merriman, R., 1998, Contradictions of slate formation resolved?: *Nature*, 392, 348.
- Warr, L., Mählmann, R., 2015, Recommendations for Kübler Index standardization: *Clay minerals*, 50, 283-286.
- Warr, L., Rice, A., 1994, Interlaboratory standarization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data: *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.