

THE MAPPING OF GEOLOGICAL STRUCTURES

KEN McCLAY

TRADUCCIÓN: Ing. Geol. Mauricio Chiquín Yoj
MODIFICACIÓN ARCHIVO PDF: Anónimo (LG)
2010

Este documento se realizó sin fines de lucro, únicamente aporte de estudiantes para estudiantes.

INTRODUCCIÓN

1

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

Este manual está designado como una guía básica del mapeo de estructuras geológicas. Se hace énfasis en la identificación de estructuras y el registro sistemático de datos estructurales, puesto que ambos deberán ser una parte fundamental del programa de mapeo. La identificación y descripción de estructuras, junto con un entendimiento de su desarrollo, sus patrones de movimiento (*análisis cinemático*) y una apreciación de las fuerzas y esfuerzos responsables de ellos (*análisis dinámico*) son extremadamente útiles para la interpretación de estructuras particulares, y para el conocimiento de la geometría que se debe esperar mientras se mapea en un terreno particular.

Los datos estructurales deben estar acompañados por descripciones litológicas, sedimentológicas, petrológicas y paleontológicas para su completa interpretación.

En este documento se enfatizan los siguientes aspectos:

1. Reconocimiento de estructuras
2. Qué medir y qué describir
3. Cómo analizar los datos recolectados
4. Cómo interpretar los datos e incorporarlos en la estratigrafía, interpretación y síntesis regional para un área.

En todos los casos se pone énfasis en observaciones sistemáticas de campo, mediciones exactas de la orientación de elementos estructurales, registro cuidadoso de los datos en el campo sobre la libreta, diagramadas y fotografiadas de estructuras, y análisis en el campo utilizando la proyección estereográfica. Sobre todo, la geología estructural requiere la apreciación de la naturaleza en tres dimensiones de estructuras. Piense en 3D y aprenda a proyectar su punto de vista de las estructuras arriba y abajo del mapa.

1.2 Trabajo de campo:

La importancia de trabajo de campo cuidadoso, exacto y sistemático no se puede obviar. Este manual describe las técnicas de campo para mapeo de estructuras geológicas y para la interpretación de mapeo de tipos particulares de estructuras. También da un breve resumen de la interpretación y análisis de estructuras.

Recuerde los siguientes puntos:

1. Es esencial una medición exacta, observación y registro de todos los elementos estructurales. Evite la discriminación de datos en el campo, ya

que en el laboratorio podría caer en que no midió un rasgo estructural importante.

2. Lleve una interpretación en proceso mientras esta en el campo (haga bosquejos de mapas y secciones). Esto le ayudará a reconocer áreas clave donde trabajo futuro puede ser necesario. Su interpretación estará regida por su experiencia y conocimiento de estructura regional, *pero solamente datos exactos y bien recolectados tendrán un valor permanente y permitirán una reinterpretación continua.*
3. Los datos deberán plotearse siempre en los mapas y secciones mientras se está en el campo. Solamente en estas condiciones se puede lograr una interpretación efectiva.
4. Los datos estructurales deben ser recolectados junto con otros datos litológicos, petrológicos y paleontológicos.

Conducta y seguridad en el campo

El trabajo de campo generalmente pone a los geólogos en situaciones peligrosas. Los geólogos estructurales comúnmente trabajan en terrenos escabrosos donde son buenas las exposiciones en 3D. Condúzcase en forma segura y cautelosa de los posibles peligros, particularmente de rocas sueltas y caída de rocas.

1.3 Regímenes tectónicos y estructurales

Esta fuera del alcance de este manual la descripción de relaciones estructurales regionales en detalle, pero es muy útil identificar los rasgos dominantes asociados con ambientes tectónicos particulares, puesto que proveen una guía muy útil de las estructuras que se pueden hallar en el campo (Tabla 1.1). En un ambiente particular se puede esperar que ocurran familias características de estructuras. La Tabla 1.1 no es exhaustiva ni exclusiva en su contenido y usted deberá estar siempre preparado para otras estructuras y registrar toda la información estructural de los afloramientos de su área de mapeo.

1.4 Estratificación

En rocas sedimentarias y muchas metamórficas, las *superficies de estratificación* (superficies de acumulación primaria) son nuestro *marco de referencia principal* (o datum). Existen muchas formas de capas posibles en secuencias sedimentarias y el geólogo estructural debe estar atento de que en ciertos ambientes sedimentarios pueden ocurrir desviaciones significativas de estratigrafía paralela-estrato; por lo tanto los datos estructurales deben ser siempre colectados junto con datos sedimentológicos y estratigráficos.

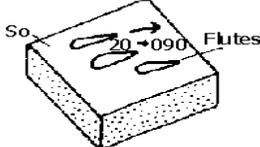
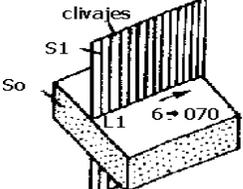
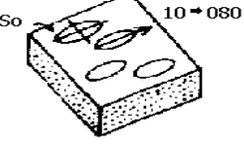
Tabla 1.1 Estructuras asociadas con regímenes tectónicos particulares.

REGIMENES INTRA PLACAS				
	Márgenes pasivos continentales	Zonas rift continentales	Zonas de movimiento de rumbo intra placas	Cadenas de pliegues y fallas intra placas
Elementos estructurales	Fallamiento extensional (normal). Tectónica sindeposicional, Tectónicas salinas	Fallamiento extensional (normal). Sistemas de movimiento de rumbo uniendo fallas de extensión	Sistemas mayores de falla, asociados con plegamiento en echelón. Fallamiento secundario y contraccional a lo largo de sistemas de fallas curvadas y traslapantes	Plegamiento y cabalgamiento variable. Fallamiento extensional asociado con levantamiento regional.
Metamorfismo	Metamorfismo de sepultamiento. Compactación debido a sepultamiento	Sistemas hidrotermales y actividad volcánica, flujo de calor elevado. Metamorfismo dinámico asociado con fallas, cataclásitas—milonitas.	Generalmente de bajo grado	Variable—a facies granulita. Desarrollo de rocas de falla, cataclásitas—milonitas a lo largo de zonas de fallas activas
Ejemplos	Margen continental este de EUA. Margen continental oeste de Africa	Cuenca del Mar del Norte Sistema Rift del Este Africano	Fosa Montañas Rocosas Norte— Sistema de Falla Tintina, Canadá	Cuenca y Cadena, EUA.
REGIMENES DE MARGENES DE PLACAS ACTIVAS				
	Constructivos	Conservativos	Destructivos	Colisión
Elementos estructurales mayores	Sistemas de dorsales meso-oceánicos y sistemas de divergencia de cuenca marginal Sistemas de fallas extensionales (normal), sistemas de fallas de rumbo (transformante) principales	Sistemas de fallas de rumbo principales Sistemas de fallas de rumbo Sistemas de fallas de extensión (normal) y contraccionales (inversa) locales. Plegamiento local—patrones típicamente en echelón. Desarrollo de cuencas pull-apart a lo largo de sistemas de falla.	Sistemas de arco marginal de arco de islas o continentales Complejos de subducción—Cinturones de pliegues y cabalgamientos—arcos volcánicos levantados—Cuencas ante-arco, subducción oblicua—Sistemas de fallas de rumbo. <i>Complejos de subducción—</i> Fallamiento contraccional (cabalgamiento), Sistemas de vetas, clivajes penetrativos, melanges. <i>Cinturones de pliegue y cabalgamiento—</i> Nappes de cabalgamiento y plegamiento— <i>Arcos volcánicos levantados—</i> fallas de extensión, patrones de fracturas asociadas con intrusiones y volcánicos. <i>Cuencas ante-arco—</i> tectónica extensional local.	Colisión continente-continente o continente-arco de islas Cuerpos de cabalgamiento mayor (alóctonos). Nappes de pliegues mayores. Fallas de rumbo principales. <i>En zonas internas—</i> Nappes plegados, fallas contraccionales (cabalgamiento), deformación polifásica. Fallas de rumbo mayores, levantamiento y fallas extensionales (normales) tardías. <i>En zonas externas—</i> Cinturones de pliegues y cabalgamientos de antepaís, Fallas de rumbo menores (generalmente geometría más simple que zonas internas). Desarrollo de cuencas antepaís envueltas en el cabalgamiento

(Continuación Tabla 1.1)
REGIMENES DE MARGENES DE PLACAS ACTIVAS

	Constructivo	Conservativo	Destructivo	Colisión
<i>Metamorfismo</i>	Rango de metamorfismo desde Zeolita, Esquistos Verdes, Anfibolita. Alteración hidrotermal y sistemas de vetas.	Metamorfismo de bajo grado—sub esquistos verdes de sepultamiento. Metamorfismo dinámico local (milonitas cataclasitas) y alteración hidrotermal a lo largo de zonas de fallas mayores.	Metamorfismo de baja temperatura alta presión en complejos de subducción. Metamorfismo de alta temperatura y baja presión en el interior de arcos (asociado con intrusiones).	<i>Zonas internas</i> —polimetamorfismo de alto grado e intrusiones ígneas, foliaciones penetrativas. <i>Zonas externas</i> —Metamorfismo de bajo grado o de sepultamiento, una o ninguna foliación penetrativa.
<i>Ejemplos</i>	Sistema Rift Islándico	Sistema de Falla San Andrés, Sistema de Transformación del Mar Muerto	Sistemas de Arco de Islas Japonés	Zona de Colisión Himalayana

Tabla 1.2 Datos a ser recogidos de observaciones en estratificación So.

<i>Estructura</i>	<i>Qué medir</i>	<i>Que observaciones registrar</i>	<i>Resultados del análisis</i>
<p>Estratificación</p>  <p>Dir. de buzamiento</p>	Dirección de buzamiento (o rumbo y buzamiento)	Litología, espesores de estratificación. Tamaño de grano. Formas de grano, fábricas granulares.	
 <p>Flutes</p>	Orientación de estructuras sedimentarias	Estructuras sedimentarias. Estructuras geopetales	Superficies deposicionales. Direcciones de paleocorrientes. Paleoambientes. Polaridad.
 <p>clivajes</p>	Orientación de estructuras tectónicas sobre el plano de estratificación (particularmente intersección de estratificación/clivaje).	Estructuras tectónicas (relaciones de clivaje, lineaciones sobre plano de estratificación).	Orientación de estructuras tectónicas en relación a estratificación.
	Orientación y magnitud de deformación en objetos deformados sobre el plano de estratificación.	Naturaleza de deformación en relación a estratificación.	Deformación sobre plano de estratificación componente de acortamiento paralelo a la capa. Competencias relativas de unidades.

La estratificación es uno de los elementos estructurales más importantes; los datos que se deben recoger para estratificación se muestran en la Tabla 1.2.

La distribución espacial de estratificación o bandeamiento composicional (p.ej. en terrenos gnéisicos), definirán los pliegues y fallas mayores dentro del área de mapeo.

1.4.1 *Polaridad*

La polaridad es la dirección en la cual se hallan las capas/unidades más jóvenes. (El termino *tope* es también algunas veces usado en este contexto).

La *polaridad estratigráfica* es de importancia fundamental en la determinación de la estructura de un área. Esta se basa en el conocimiento de la estratigrafía y de estructuras sedimentarias de pequeña escala que indican la polaridad estratigráfica y la secuencia de deposición. Las estructuras sedimentarias que indican polaridad se resumen en la Fig. 1.1. Siempre busque y registre rasgos de polaridad cuando este mapeando.

La polaridad estructural se refiere a las relaciones estratificación/clivaje que indican la posición dentro de una estructura plegada

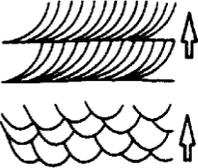
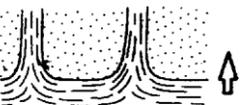
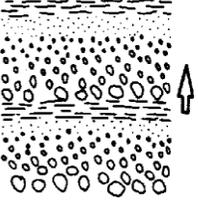
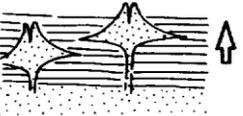
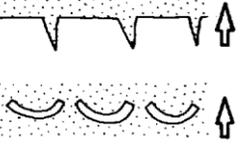
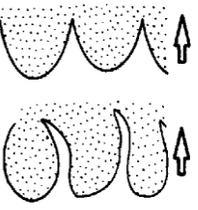
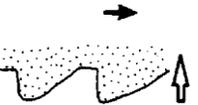
DESCRIPCION	ESTRUCTURA PRIMARIA	DESCRIPCION	ESTRUCTURAS PRIMARIAS
<p>ESTRATIFICACION CRUZADA</p> <p>Estratificación cruzada Tabular</p> <p>Estratificación cruzada Trough</p>		<p>DEWATERING STRUCTURES</p> <p>Pillar Structures formed in sandstones and siltstones as water escaped upwards</p>	
<p>ESTRATIFICACION CON GRADACION NORMAL</p> <p>Granos gruesos en la base gradando hacia arriba en grano fino. Típico de una secuencia de turbiditas.</p>		<p>DEWATERING STRUCTURES</p> <p>Sand volcanoes in mudrocks or siltstones.</p> <p>May be underlain by sandstone dykes</p>	
<p>ESTRUCTURAS SCOUR</p> <p>Scour surface at base of sandstone bed overlying mudrock. Coarse-grained lag deposit may occur in the scour.</p>		<p>SHRINKAGE STRUCTURES</p> <p>Mudcracks infilled with overlying sandstone</p> <p>Dish structures in mudrock that has undergone desiccation.</p>	
<p>LOAD STRUCTURES</p> <p>Sandstone overlying mudrock</p> <p>Load cast</p> <p>Flame Structures</p> <p>Upward injection of mud into the sandstone</p>		<p>VOLCANIC STRUCTURES</p> <p>Lobate Pillow structures in lavas.</p>	
<p>FLUTE CAST</p> <p>Developed on the underside of bedding units in sandstones.</p> <p>Buenos indicadores de Paleo corrientes</p>		<p>VOLCANIC STRUCTURES</p> <p>Blocky, rubbly and weathered tops to lava flows.</p>	

Figura 1.1 Estructuras primarias que pueden ser utilizadas para determinar la polaridad estratigráfica de las capas.

mayor (p.ej. sobre el limbo volcado de un pliegue recumbente. Esto podría no tener relación con la polaridad estratigráfica. Tenga cuidado en distinguir los dos.

1.5 “Sinsedimentario” vs. Estructuras tectónicas

En muchas áreas de rocas sedimentarias deformadas, es difícil distinguir entre estructuras formadas durante deposición o diagénesis temprana, cuando el sedimento no estaba consolidado, y aquellos formados después de la litificación en respuesta a fuerzas tectónicas. En un examen rápido muchas estructuras “sinsedimentarias” tales como pliegues slump tienen similitudes geométricas con pliegues “tectónicos”. Fallas sindeposicionales también son comunes y en algunos casos se han observado fabricas de clivaje sindeposicional. Por lo tanto es extremadamente importante al mapear distinguir entre estructuras “tectónicas” sindeposicionales (pre-litificación) y post-

litificación. En algunas situaciones, p.ej. márgenes continentales activos, los sedimentos se deforman por fuerzas tectónicas muy rápido después de deposición, antes de la completa litificación. Por lo tanto se puede hallar un completo espectro de estructuras, desde aquellas formadas durante deposición a aquellas formadas más profundamente en la corteza.

1.5.1 Discriminación de pliegues de prelitificación (“sinsedimentarios”) de post-litificación (tectónicos).

Los pliegues “sinsedimentarios” o “slump” tienen muchas similitudes geométricas con las formas, longitudes de onda y tamaños de los “pliegues tectónicos”. Los pliegues slump son generalmente apretados a isoclinales con formas variables en amplitudes de pliegues bajos. Sus ejes de pliegue generalmente están dispersos en el plano del slump y predominan los pliegues recumbentes. Las superficies

de pliegue axial pueden estar ligeramente imbricadas (acumuladas como tablillas) y los pliegues vergen hacia el paleotalud inferido. Algunas veces se desarrollan clivajes axiales planares, particularmente en las regiones de charnela (probablemente debido a compactación posterior durante el sepultamiento). Las lineaciones y ondulaciones son algunas veces producidas por la capa slump, y estas pueden ser replegadas junto con otras estructuras menores. Los contactos de la capa slump pueden ser graduales. Sus límites superiores pueden exhibir truncamientos erosivos agudos. Las fracturas sinsedimentarias dentro de secuencias con efecto slump generalmente no son agudas, y no se mantienen las aberturas de fractura. El veteado esta ausente aunque el plano de fractura puede estar relleno con sedimento movilizado. En general, los pliegues slump no tienen relación genética o geométrica con pliegues macroscópicos mayores.

El plegamiento sindeposicional esta comúnmente asociado con secuencias sedimentarias disturbadas –fallamiento extensional sinsedimentario, laminaciones convolutas, estructuras de bola y almohadas, volcanes de arena y lodo. Recuerde que los slumps se caracterizan por estructuras extensionales en la parte posterior, mientras que la frontal esta marcada por compresión localizada, con el desarrollo de pliegues, fallas inversas e imbricaciones. Los rasgos característicos de pliegues sindeposicionales se listan en la Tabla 1.3 y se comparan con los rasgos de los pliegues “tectónicos”.

1.5.2 Discriminación de fallamiento sinsedimentario a partir de fallamiento tectónico.

Los atributos de las fallas tectónicas se describen posteriormente. Estas se caracterizan en particular por sus relaciones geométricas con estructuras asociadas, pliegues, fracturas y veteamiento, y mas importante, por el desarrollo de rocas falladas a lo largo de los planos de falla. La presencia de fallas que limitan cuencas mayores será revelada por el mapeo regional, por las distribuciones de facies asociadas de sedimentos gruesos derivados de fallas adyacentes al escarpe de falla, por espesores de sedimento que se incrementan cerca de la falla, y por las fallas y slumps menores sindeposicionales asociados indicando tectonismo activo durante la sedimentación. Aquí, la atención se centra en rasgos de escala de afloramiento indicativos de fallas sinsedimentarias.

1. Las fallas sinsedimentarias típicamente no afectan *toda* la secuencia estratigráfica y están sobreyacidas por sedimentos no fallados en contacto deposicional.
2. Las fallas son típicamente lítricas en forma.
3. Las fallas son típicamente irregulares en planta—a menudo curvadas.
4. El lado bajo de la falla esta comúnmente rellena con una cuña triangular de sedimentos que en algunos casos puede ser de grano mas grueso que lo circundante.
5. No existe veteado y rocas falladas típicas de deformación frágil.
6. Los planos de falla generalmente no son fracturas

Tabla 1.3. Criterios usados para distinguir entre pliegues sinsedimentarios y ‘pliegues tectónicos’. **A** es el criterio más confiable y **C** es el menos. Note que se deben utilizar varios criterios en conjunto para determinar el origen de un pliegue particular.

Pliegues sedimentarios	Índice de confiabilidad	Pliegues tectónicos	Índice de confiabilidad
Truncamiento por capas sobreyacentes	A	Distribución espacial limitada—correlacionada con estructura regional	A
Perforación por organismos	A	Vergencias de pliegues y planos axiales Simétricos alrededor de pliegues mayores	A
Corte por estructuras dewatering sinsedimentarias	A	Patrones de fracturas simétricas—desarrollo de arrecifes saddle	A
Clastos o fósiles no deformados	A	Fábricas cristalográficas en no filosilicatos (posiblemente asociados con clivaje planar axial de abanicamiento en filosilicatos)	A
Pliegues con ningún clivaje planar axial—cortado por clivaje tectónico posterior	B-C	Estrías y lineaciones metamórficas—sobre los limbos y alrededor de charnelas de pliegues	B
Ejes de pliegues fuertemente dispersos en plano de capa	B-C	Asociados con cabalgamientos frágiles—pliegues generados por rampas	B
		Pliegues kink con planos axiales superior derechos (con respecto al buzamiento de capa)	B
		Continuidad de los planos axiales a través de varias capas	B
		Relaciones parasíticas entre pliegues mayores y menores	B
		Clivaje de plano axial abanicado en filosilicatos	C

planares suaves, sino a menudo irregulares en una escala pequeña, comúnmente con sedimento inyectado a lo largo del plano de falla.

7. Las fallas a menudo están asociadas con slumping sindeposicional y secuencias sedimentarias disturbadas –laminaciones convolutas y volcanes de arena.

1.5.3 Clivaje sindeposicional

Este generalmente se encuentra en las lodolitas deformadas de secuencias slump. Las foliaciones son planares y paralelas al buzamiento de las capas sedimentarias, y típicamente tienen la apariencia de clivaje pizarroso o clivaje de fractura fina, muy estrechamente espaciado. Estos son planares axiales a los pliegues slump recumbentes y generalmente no penetran las capas de arenisca sino están restringidos a lodolitas. Puede ocurrir ligero abanicamiento pero la fuerte refracción de clivajes comúnmente hallado en las rocas litificadas generalmente no ocurre.

Si existe evidencia de deformación sinsedimentaria, entonces se debe tener mucho cuidado en el reconocimiento y mapeo de rasgos de clivaje. En algunas circunstancias se requiere un examen cuidadoso de todas las relaciones de campo, antes que se pueda adscribir un clivaje a procesos sindeposicionales o a tectonismo posterior.

1.7 Seguridad

1. No corra laderas abajo
2. No escale frentes rocosos a menos que sea un escalador entrenado y tenga un compañero presente.
3. No entre a una mina vieja o sistemas de cavernas excepto que sea bajo un programa y siempre acompañado
4. Vista ropa fácilmente vista
5. Siempre vista un casco protector en canteras, bajo escarpes abruptos y en forma subterránea, y utilice anteojos cuando martille rocas
6. Tome en consideración los pronósticos del tiempo en montañas y si usted va a un área remota deje con una persona responsable su mapa de ruta y la hora en que piensa regresar.
7. Mantenga un kit de primeros auxilios y un manual en el campo. Lleve siempre un kit de emergencia en su mochila, incluyendo vendajes para ampollas, un silbato y una lámpara para señales (y un espejo si su brújula no tiene). Incluya también fósforos sellados en una bolsa de plástico. En climas cálidos, lleve una botella de agua y un paquete de tabletas efervescentes esterilizantes de agua. Siempre lleve alguna forma de ración de

emergencia en caso tenga que pasar una noche en el campo.

2

TÉCNICAS DE MAPEO

2. TÉCNICAS DE MAPEO

En esta sección se discutirán brevemente los procedimientos utilizados en el campo para registrar estructuras geológicas.

2.1 Equipo

Además del equipo usual de campo—un martillo, lupa, bote de ácido, cuchillo y *Kit de primeros auxilios*, el mapeo estructural requiere de lo siguiente:

En el campo

Libreta de notas: De cubierta dura y a prueba de agua; suficientemente grande para dibujar secciones y bosquejos de mapas pero no muy grande para ser estorbo (20 cm x 10 cm es un tamaño óptimo).

Carpeta para mapas: Para mapas base y/o fotografías aéreas, no magnética (tamaño aproximado, 30 cm x 25 cm).

Brújula-clinómetro: P. Ej. *Freiberg, Brunton, Silva 15T*.

Altimetro: Para áreas con topografía apreciable.

Mapas base: Mapas topográficos detallados a escalas apropiadas. En mapeo estructural es esencial localizarse exactamente y los mapas base deben tener suficientes curvas topográficas para el propósito. En el campo se deberán utilizar copias de los mapas base.

Fotografías aéreas: son extremadamente útiles incluso cuando se tienen buenos mapas base; en particular para delimitar rasgos.

Estereoscopio de bolsillo

Una buena cámara de 35 mm y películas.

Papel milimetrado: para construcción de secciones

Brújula-clinómetros

Para mapeo estructural se requiere un clinómetro brújula que cumpla con los siguientes requerimientos; (1) exactitud, (2) confiabilidad, (3) facilidad de operación, y si es posible, (4) una que contenga un nivel de burbuja.

2.2 Proyecciones estereográficas

La proyección estereográfica es una herramienta fundamental en geología estructural y se utiliza para representar datos de orientación en 3D, en una forma gráfica 2D. Comúnmente se utiliza para resolver problemas que incluyen las relaciones angulares de líneas y planos en espacio 3D. No pueden ser utilizadas para resolver problemas que incluyan las posiciones geográficas relativas de líneas y planos.

Esta fuera del alcance de este manual describir la construcción y ploteo de proyecciones

estereográficas y el estudiante deberá ir a excelentes textos sobre el ploteo y manipulación de proyecciones estereográficas (Phillips, 1971; Ragan, 1985). Es esencial que antes de comenzar cualquier trabajo de campo estructural el estudiante se haga familiar con este método.

2.2.1 Tipos de proyección estereográfica

Se pueden utilizar dos tipos de proyecciones estereográficas—la red de Wulff o red de ángulos iguales y la red de Schmidt o red de áreas iguales. La red de Wulff se utiliza para resolver relaciones angulares, particularmente cuando se hacen construcciones geométricas sobre la red, mientras que la red de Schmidt se utiliza para resolver relaciones de ángulos y para evaluar estadísticamente relaciones angulares utilizando proyecciones estereográficas de contornos. En este documento se utilizan proyecciones en el hemisferio inferior de áreas iguales.

Cuando los datos estructurales son numerosos es apropiado evaluarlos estadísticamente por contornos. En el campo esto se puede hacer fácilmente utilizando una red de conteo, la red de Kalsbeek.

Sobre proyecciones estereográficas:

1. las estructuras planares se plotean como líneas de círculos mayores pero también pueden ser representadas por polos (o normales) a los planos; estos se plotean como puntos en la proyección.
2. Las estructuras lineales se plotean como puntos.

2.3 Cómo medir estructuras

La mayoría de brújulas se pueden ajustar para corregir la diferencia angular (declinación) entre el norte magnético y el norte geográfico. Esta corrección deberá ser hecha con referencia a los mapas topográficos de su área antes de empezar el mapeo, y deberá estar registrada en su libreta de notas. El ajuste de su brújula deberá ser chequeado periódicamente durante su programa de mapeo.

2.3.1 Acuerdos

La mayoría de geólogos tienden a registrar la posición de las estructuras planares como un rumbo y buzamiento, p.ej. **Rumbo 220°, Buzamiento 45° SE**. Se deben hacer tres mediciones en cada localidad: rumbo, buzamiento y dirección general de buzamiento, y se pueden hacer registros ambiguos fácilmente cuando las direcciones de buzamiento son a menudo olvidados, y omitidos. Es más seguro e inequívoco registrar *direcciones de buzamiento* para estructuras planares: **estratificación 45° → 130°**, una

estratificación que buza 45° en la dirección de 130° a partir del norte, y para estructuras lineales registrar la inmersión, p.ej. **inmersión del eje menor de pliegue $20^\circ \rightarrow 120^\circ$** , una inmersión de 20° del eje de pliegue en la dirección de 120° a partir del norte. Los datos estructurales deberán ser *consistentemente* registrados en los siguientes formatos: *Ángulos (medidos a partir de la horizontal) en dos dígitos, p.ej. 20° . Azimuts (medidos a partir del norte en un plano horizontal en tres dígitos, p.ej. 102° . P. Ej. el pliegue tiene inmersión $20^\circ \rightarrow 120^\circ$ o la dirección de buzamiento de estratificación $45^\circ \rightarrow 130^\circ$. Estos convencionales de signos son inequívocos y definitivos.*

2.3.2 Métodos para medición—superficies planares

Las estructuras planares tales como estratificación, clivaje, esquistosidad, planos axiales de pliegue, planos de falla, juntas y vetas se miden esencialmente en la misma manera. Los métodos de medición se ilustran utilizando brújulas convencionales.

Método 1: Mediciones con brújulas convencionales, p.ej. Silva Ranger 15 T.

Método 1a: método de rumbo y buzamiento

1. Encuentre la línea de rumbo (la línea horizontal sobre la estructura plañirá) utilizando la brújula Silva como un clinómetro y localizando la dirección de buzamiento cero sobre el plano. Marque esta línea (la línea de rumbo) sobre la superficie utilizando un lápiz suave (B o HB).
2. Mida el azimut de esta línea (su dirección a partir del norte)—este es el rumbo del plano. Registre este ángulo, p.ej. 220° .
3. Utilizando su brújula como un clinómetro, coloque la orilla a 90° de la línea de rumbo y mida la cantidad de máximo buzamiento. Registre este ángulo— 45° y registre la dirección de buzamiento—SE.

El rumbo y buzamiento del plano es: **rumbo 220° , buzamiento 45° SE.**

Nota: si la superficie es tosca o desigual, se puede obtener una lectura promedio colocando su carpeta de mapas sobre la superficie y tomando sus medidas sobre esta.

Método 1b: Método de dirección de buzamiento

1. Utilizando la brújula como clinómetro encuentre la dirección de máximo buzamiento sobre el plano.

Marque esta línea de dirección de buzamiento sobre una superficie y mida el ángulo de máximo buzamiento. *Registre esta lectura—p.ej. 45° .*

2. Coloque su libreta o carpeta de mapas a lo largo de la línea de dirección de buzamiento y sosteniéndolo *vertical* mida el azimut (dirección) del buzamiento. *Registre esta lectura, p.ej. 130° .*

Método 2: Mediciones con la brújula Freiberg

La brújula Freiberg permite una rápida determinación de las *direcciones de buzamiento* de una estructura planar en una operación. Coloque la tapa de la brújula contra la superficie a medir y, sosteniendo la base de la brújula en forma horizontal, (utilizando el nivel) mida el azimut de la dirección de buzamiento, p.ej. 130° . El buzamiento puede ser leído directamente a partir de la bisagra a lado de la brújula, p.ej. 45° . *Registre estos datos.* La dirección de buzamiento del plano es **$45^\circ \rightarrow 130^\circ$** .

Método 3: Mediciones con brújulas convencionales y Freiberg

Pueden surgir problemas cuando no se puede tener una superficie disponible sobre la cual la brújula pueda ser colocada, o la superficie es demasiado tosca. En estas situaciones la libreta o carpeta se deberá usar para hacer un plano medible de la estructura planar geológica, luego se mide la orientación de la carpeta utilizando los Métodos 1a, 1b o 2 (los planos axiales de pliegues comúnmente no se exponen como superficies, por lo que este método a menudo es la única manera de medirlos).

Nota: muchos estudiantes no toman suficientes lecturas en áreas pobremente expuestas debido a que no se exponen buenas superficies planares. El uso de la carpeta para medir estructuras planares es esencial en estas situaciones.

Método 4: método de proyección

Para estructuras de buzamiento moderado a abrupto, puede ser posible medir el rumbo y buzamiento por proyección a lo largo de la brújula. Este método es particularmente útil cuando las capas o afloramientos no forman planos expuestos convenientes para medir. Es también muy útil determinar el buzamiento promedio de un gran afloramiento o exposición de acantilado. En este método es esencial que usted alinee su línea de vista paralela al rumbo de las capas o superficies planares a ser medidas.

1. Alinéese para que su línea de vista sea paralela al rumbo de la superficie planar.

2. Vea a través de la brújula y mida el azimut o rumbo del plano. *Registre este azimut*, p.ej. 150°.
3. Utilizando la brújula como un clinómetro, alinee la orilla de la brújula con el buzamiento de la superficie planar y mida el ángulo y dirección de buzamiento, p.ej. 60° SE. *Registre estas lecturas*.

La superficie planar tiene un **rumbo de 150° y buza 60° SE**.

Recuerde que las técnicas descritas aplican a la medición de *cualquier* superficie planar, p.ej. estratificación, clivaje, esquistosidad, planos axiales de pliegues, juntas, planos de fallas y vetas.

2.3.3 Métodos para medición—estructuras lineales

Las estructuras lineales (líneas) incluyen lineaciones de intersección de estratificación/clivaje, lineaciones de alargamiento de minerales, líneas de charnela o ejes de pliegues menores, estrías y estructuras de fibras cristalinas. Todas las estructuras lineales se miden en la misma manera, ya sea como una inmersión o como un cabeceo en un plano.

Método 1: Medidas con brújulas convencionales, p.ej. Silva Ranger 15 T

Método 1a: inmersión de lineación o eje de pliegue

1. Coloque la orilla de su carpeta para mapas o libreta de notas a lo largo de la estructura lineal a ser medida. Manteniendo la carpeta o libreta vertical, mida el azimut de la dirección de inmersión. *Registre esta dirección*, p.ej. 060°.
2. Utilizando la brújula como un clinómetro, mida la inmersión de la estructura lineal colocando la orilla de la brújula a lo largo de la estructura. *Registre esta inmersión*, p.ej. 20°.

La inmersión de esta alineación es 20° → 060°.

Método 1b: Cabeceo de alineación

1. Encuentre el rumbo del plano como se describe en la Sección 2.3.2. Con su lápiz trace la línea de rumbo sobre la superficie planar para que intercepte la alineación L1. Mida el rumbo y buzamiento del plano (como se describe arriba en la sección 2.3.2, Método 1a). *Registre este dato*, p.ej. **rumbo 220°, buzamiento 45° SE**.
2. Recueste su brújula sobre el plano que usted ha medido, y utilícelo como un transportador alineando la orilla de la brújula a lo largo de la línea de rumbo y rote el anillo externo calibrado

hasta que la flecha de referencia este paralela a la línea de rumbo. *Anote esta lectura sobre el anillo externo*. Ahora rote este anillo hasta que la flecha de referencia este paralela a la alineación y *anote esta nueva lectura y la dirección del cabeceo de la línea*. La diferencia entre las dos lecturas es el cabeceo de L1 en el plano. *Registre este dato*, el cabeceo de la línea es **28° Norte** en el plano que tiene un rumbo de **220°** y buzamiento de **45° SE**.

Nota: El método de medición de cabeceos es más útil sobre planos de buzamiento abrupto donde las determinaciones de inmersión pueden ser difíciles, y cuando la alineación misma esta abruptamente inmersa, haciendo difíciles las determinaciones exactas de inmersión y resultando en grandes errores de azimut. Utilizando una estereofalsilla, la inmersión puede ser obtenida de una medición de cabeceo, y viceversa.

Método 2: Mediciones con la brújula Freiberg

Coloque la orilla de la tapa a lo largo de la estructura lineal a medir y luego, sosteniendo la base de la brújula horizontal, lea el azimut de la dirección de inmersión. Luego mida la cantidad de inmersión en la bisagra calibrada. *Registre este dato*, p.ej. **20° → 060°**.

Nota: En algunos casos puede no ser posible alinear la brújula directamente sobre la alineación. En estos casos la estructura lineal puede extenderse colocando un lápiz paralelo a la alineación y luego midiendo la inmersión del lápiz.

2.4 El mapa de campo y fotografías aéreas

El mapa de campo, fotografías aéreas y libreta de campo son los registros más importantes de sus observaciones de campo. Tenga mucho cuidado con ellos. Deben estar:

1. *etiquetados con su nombre y dirección,*
2. *limpia y cuidadosamente redactados y legibles,*
3. *completamente anotado con leyendas, símbolos y escalas, y conteniendo toda la información necesaria de localización,*
4. *completados mientras este en el campo.*

La importancia de completar su mapa mientras esta en el campo no se puede obviar, puesto que es cuando usted puede realizar una interpretación en proceso, construir secciones e identificar áreas clave y de problemas que signifiquen futuro trabajo.

2.4.1 Estilos de mapeo

El estilo de mapeo utilizado esta altamente controlado por la escala del mapa, el grado de complejidad estructural y el grado de exposición. Si se disponen de

buenos mapas topográficos detallados, entonces los datos de campo pueden ser ploteados directamente sobre estos. Cuando se muestra insuficiente detalle sobre el mapa topográfico, se deben utilizar fotografías aéreas en el campo para localizar afloramientos exactamente, y para mapear en límites litológicos y trazas estructurales. Los datos son subsecuentemente transferidos sobre el mapa base. Existen varios estilos de mapeo, y estos se resumen así:

1. *Travesía (Transversos)* es utilizada mayormente para mapeo regional a escalas de 1:250,000 a 1:50,000.
2. *Mapeo de contactos* es utilizado mayormente para mapeo más detallado a escalas de 1:50,000 a 1:15,000.
3. *Mapeo de afloramientos* es mapeo detallado durante el cual se registran la localización y tamaño de cada afloramiento, generalmente a escalas 1:15,000 a 1:1,000.
4. *Mapeo de línea base* incluye el mapeo detallado utilizando línea base medida (o brújula y pasos) a escalas de 1:10,000 a 1:1000.
5. *Mapeo en mallas o mapeo de mesa plana* son técnicas utilizadas para mapeo detallado de afloramientos a escalas de 1:1000 a 1:1.

Travesías: En áreas estructuralmente complejas, es el mejor método de establecimiento rápido de relaciones estructurales y estratigráficas básicas. Esto se puede lograr atravesando perpendicularmente el rumbo de la traza estructural dominante y construyendo secciones cruzadas en el campo.

Mapeo de contactos: Esta técnica involucra el seguimiento de contactos estructurales para establecer relaciones estructurales en 3D. Por ejemplo, puede ser necesario determinar si una falla corta arriba o abajo en la estratigrafía o establecer el patrón de afloramientos en un terreno de deformación polifásica.

Mapeo de línea Base, Malla y Mesa Plana: El mapeo detallado utilizando estas técnicas es esencial para establecer relaciones detalladas en un afloramiento o en un grupo de afloramientos estrechamente espaciados. Las relaciones estructurales clave se ilustran por estos métodos.

2.4.2 Escalas de Mapas

Un mapa estructural detallado puede ser producido a cualquier escala desde 1:250,000 a 1:1. Los mismos tipos de datos estructurales deberían ser colectados en cada localidad, *sin importar* la escala a la cual se está mapeando. El incumplimiento en la medida de elementos estructurales disponibles puede dificultar sus futuras interpretaciones. Evite utilizar mapas base que

han sido excesivamente engrandados a partir de un mapa topográfico de escala grande: no son más exactos que los mapas de los cuales vienen.

2.4.3 Fotografías aéreas

En muchas situaciones, usted mapeará directamente sobre fotografías aéreas. Cuando se utiliza la región central de la fotografía aérea, se pueden minimizar los problemas de excesiva distorsión. Los datos estructurales, límites de formación, ejes de pliegues y trazas de fallas mayores, y números de localidades, se pueden plotear directamente sobre la fotografía. Estos son posteriormente transferidos sobre sus mapas base utilizando las técnicas descritas por varios autores. Las fotografías aéreas son particularmente útiles para localización exacta de afloramientos, mapeo de límites litológicos, e identificación y mapeo de rasgos estructurales. En muchas áreas la traza estructural puede ser fácilmente vista sobre la fotografía aérea pero difícil de observarse en el campo. El uso de fotografías aéreas es una aptitud que se adquiere a través de la práctica y paciencia. Se necesita gran cuidado en ubicarse exactamente y acostumbrarse a la escala de la fotografía.

2.5 Libreta de campo

Así como con su mapa de campo, su libreta de notas es un registro importante de sus observaciones de campo. Debe ser limpio, legible, claramente escrito y bien ilustrado. Tenga cuidado con esta!

La libreta de campo es un registro de actividad y debe contener la localización apropiada y datos de referencia, para que junto con su mapa de campo, *pueda ser interpretada por alguien más*. No adopte el hábito de tratar esta como un registro personal: cuando usted es un empleado, su libreta pertenecerá a su empleador. No use su propia taquígrafía ni jeroglíficos. Usted deberá registrar tanto detalle como le sea posible e ilustrar completamente su libreta con bosquejos (3D si es posible), secciones interpretativas y mapas. Nada es más frustrante al regresar al laboratorio y ver que sus notas de campo no están completas.

La clave para producir buenas notas de campo es una observación cuidadosa y profunda, y registro sistemático. El siguiente procedimiento de registro se debería adoptar *para cada localidad*:

1. Fecha, hora y localización de sus observaciones. Utilice referencias de cuadrícula y números de referencia de fotografía aérea cuando sea apropiado.
2. Resuma su método de mapeo—p.ej. travesía en Río Matanzas desde el puente en Carretera CA-9, Km. 165.

3. Número de localidad de afloramiento—para ser también marcado sobre su mapa de campo. Incluya un breve resumen de las características del afloramiento—tamaño y naturaleza general del afloramiento.
4. Registre las características litológicas.
5. Registre las características estructurales—descripciones y medidas.
6. Diagrame el afloramiento y relaciones estructurales.
7. Registre la colección de muestras y fotografías tomadas.
8. Interprete el afloramiento en términos de ambiente regional y dibuje diagramas de las relaciones estructurales.

2.6 Símbolos de mapas

Los símbolos de mapas deben ser claros y no ambiguos. Para la mayoría de áreas de mapeo, en cada localidad del mapa de campo se deberán plotear datos representativos, con la posible excepción de juntas o vetas. A menos que sea requerido, el ploteo de juntas puede no tener un propósito de utilidad y hacer el mapa confuso. Se pueden utilizar varios colores de tinta para indicar diferentes rasgos geológicos—P. Ej. estratificación o rasgos litológicos—negro; rasgos estructurales—rojo; límites litológicos—azul o verde; rasgos geomorfológicos—café. Desafortunadamente, los colores no se pueden reproducir bien y se puede preferir tinta negra para todos los símbolos.

Recuerde, los datos geológicos de afloramientos deberán siempre ser ploteados en referencia a rasgos geomorfológicos.

Símbolos de Mapas

Se resaltan los siguientes:

1. Los símbolos del mapa deberán ser ploteados directamente en la localidad del afloramiento del cual se tomaron medidas, y *no* dejar “flotando” en áreas del mapa donde no existe afloramiento registrado.
2. Los azimuts de todos los datos de orientación deberán también ser ploteados sobre el mapa de campo, junto con datos de buzamiento e inmersión. Esto permite un chequeo exacto de los datos y permite que los datos sean extraídos del mapa para futuro análisis.
3. Los datos deberán ser ploteados sobre el mapa ya sea utilizando un transportador o utilizando la brújula Silva directamente.
4. *El ploteo deberá hacerse siempre en el campo*

La Tabla 2.1 da una lista de símbolos de mapas sugeridos que pueden ser usados en el campo.

2.7 Muestras orientadas

Puede ser necesario recoger muestras orientadas para (a) el análisis de orientaciones preferentes, (b) la investigación de la superposición de foliaciones y (c) la investigación de relaciones entre crecimientos de minerales metamórficos y fabricas tectónicas, o (d) determinaciones de esfuerzos.

2.7.1 Colección de muestras

1. Seleccione la muestra a ser coleccionada (piezas limitadas por superficies de juntas son las más fáciles de recoger y son las menos probables a romperse al extraerse).
2. Mida y registre los elementos estructurales asociados con la muestra y el afloramiento.
3. Seleccione el plano de referencia apropiado sobre la superficie de la muestra—esto generalmente va a ser la estratificación (So), un plano de foliación (S1), o una superficie de junta.
4. Mida la orientación de esta superficie, y con un marcador *a prueba de agua* escriba el rumbo y buzamiento de la superficie de referencia. Marque el *tope* de la muestra y el número. Registre los datos en su libreta y haga un bosquejo del espécimen y sus relaciones estructurales.
5. Extraiga la muestra y embólsela, etiquetándola completamente.

2.8 fotografía

La fotografía es un método importante de registro de información geológica. Sin embargo, no sustituye buenos bosquejos detallados de campo. A menudo es muy difícil distinguir o interpretar estructuras a partir de fotografías sin un buen bosquejo de campo. Por lo tanto se resaltan los siguientes puntos.

1. Es esencial una buena cámara de 35 mm (preferiblemente un lente réflex único). Se prefieren películas a color o blanco y negro. Pueden ser muy útiles los lentes de acercamiento.
2. *Siempre dibuje un bosquejo* del área o estructura que esta siendo fotografiada.
3. Registre la información acerca de la fotografía en su libreta de notas, en particular anotando la dirección de vista.
4. Donde sea posible incluya una escala fácilmente reconocible en la fotografía.
5. Rellene el cuadro con la estructura que esta fotografiando. Muchos estudiantes no se acercan lo suficiente al objeto y se pierde todo el detalle en la fotografía.

6. En algunas ocasiones se pueden tomar fotos estereoscópicas para ayudar a la interpretación posterior. En este caso se toman dos fotografías separadas aproximadamente 1.5 m en una línea paralela a la exposición que esta siendo fotografiada. Se requiere sesenta por ciento de traslape y el par de fotos resultantes pueden ser vistas estereoscópicamente para análisis. Esta técnica es particularmente útil para estudios de fracturas.

SIMBOLOS DE MAPAS								
SIMBOLOS GENERALES								
ESTRUCT.	Límite litológico observado	Posición de límite incierta	Posición de límite inferido	Contorno de afloramiento con # de localidad	Dirección de polaridad	Morrena	Quiebre en talud	Límite de aluvión
MAPA DE SIMBOLOS								
ESTRUCTURAS PLANARES								
ESTRUCT.	Estratificación	Estratificación volcada	Primer Clivaje	Segundo Clivaje	Plano axial de pliegue menor (fase 1)	Plano axial de pliegue menor (fase 2)	Juntas (set 1)	Juntas (set 2)
SIMBOLO TECTONICO	So	So	S1	S2	F1AP	F2AP	J1	J2
SIMBOLO DE MAPA								
	30,110	30,110	60,110	45,115	60,110	45,115	55,115	30,115
ESTRUCTURAS PLEGADAS								
ESTRUCT.	Sinclinal con dirección de buzamiento de plano axial	Anticlinal con dirección y cantidad de inmersión	Sinforme	Antiforme	Sinclinal volcado	Anticlinal volcado		
SIMBOLO DE MAPA								
	45,150	15,041						
ESTRUCTURAS FALLADAS								
ESTRUCT.	Falla extensional de alto ángulo	Falla extensional de bajo ángulo	Falla contracc. alto ángulo	Falla contracc. bajo ángulo	Falla de desgarre	Zona de cizalla		
SIMBOLO TECTONICO	Falla E Falla N	Falla E	Falla C Falla R	Falla C Falla T	Falla W	SZ		
SIMBOLO DE MAPA								
	70,150	20,145		15,160	90,155	90,155		
ESTRUCTURAS LINEALES								
ESTRUCT.	Intersección Estr/Cliv. (S1)	Intersección Estr/Cliv. (S2)	Lineación de alargm. mineral	Eje de pliegue menor (fase 1)	Eje de pliegue menor (fase 2)	Eje de pliegue M	Eje de pliegue Z	Eje de pliegue S
SIMBOLO TECTONICO	L1	L2	ML	MF1A	MF2A	M-MF1A	Z-MF1A	S-MF1A
SIMBOLO DE MAPA								
	10,050	15,055	45,050	45,050	35,051	50,050	40,045	56,045

Tabla 2.1

3**ESTRUCTURAS**
PLEGADAS

3 ESTRUCTURAS PLEGADAS

Aquí, se centra la atención en las geometrías de pliegues, nomenclatura, descripción y medición. La correcta descripción y medición de superficies plegadas da información valiosa de la geometría y mecánica de plegamiento.

3.1 Nomenclatura básica de pliegues

La nomenclatura básica se muestra en la Fig. 3.1. Se debe tener cuidado para distinguir términos que describen la orientación de la superficie plegada (p.ej. línea de charnela) de aquellos que describen aspectos de su orientación espacial (p.ej. línea de cresta de pliegue). Se resaltan los siguientes:

1. El eje de pliegue o línea de charnela del pliegue es la línea de máxima curvatura de la superficie plegada (Fig. 3.1a).
2. El plano axial del pliegue es el plano que contiene las líneas de charnela dentro de un pliegue en particular (Fig. 3.1a). (Nota: muchos planos axiales de pliegues son *curvados*—no *planares*, y se prefiere el término *superficie axial*).
3. Un pliegue es *simétrico* si los limbos de cualquier lado del plano axial son de igual longitud, y el pliegue no es simétrico si estos no lo son (Fig. 3.1b).
4. La *longitud de onda* del pliegue es la distancia entre las líneas de charnela adyacentes o puntos de inflexión.
5. Un pliegue es *cilíndrico* si tiene la misma forma en el plano perfil en todos los puntos a lo largo del eje de pliegue (Sección 3.2.2). Un pliegue *no cilíndrico* tiene una forma en perfil variable a lo largo del eje axial (Sección 3.2.2).

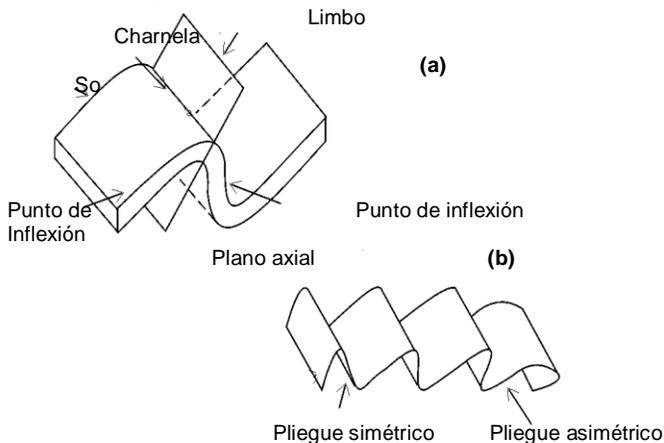


Figura 3.1 Nomenclatura y arquitectura de pliegues. (a) Un par de pliegue inclinado mostrando la nomenclatura básica. (b) Un tren de pliegues consistentes en pliegues verticales que pasan a inclinados y luego a recumbentes.

6. Un *tren de pliegues* es una serie de pliegues dentro de una unidad en particular o serie de unidades (Fig. 3.1b).
7. El concepto de *superficie envolvente* para una serie de pliegues es extremadamente importante. La superficie envolvente se dibuja tangente a las charnelas de pliegues (o a través de los puntos de inflexión). Esto es particularmente importante al mapear áreas con abundantes pliegues de pequeña amplitud y longitud de onda corta, que ocultan el buzamiento general (superficie envolvente) de una unidad.

3.2 Tipos de pliegues

La mayoría de textos de geología estructural describen los tipos de pliegues en detalle (Ramsay, 1967; Hobbs et al., 1976). Aquí nos concierne la descripción de pliegues como se ven en sección (la sección perpendicular al eje de pliegue (Fig. 3.2).

Tipos comunes de pliegue (como se describe en el plano perfil) son:

1. Pliegues *paralelos*. El espesor ortogonal (espesor perpendicular a la superficie plegada) es constante.
2. Pliegues *similares*. El espesor paralelo al plano axial es constante.
3. Pliegues *armónicos*. Los planos axiales son continuos a través de varias capas.
4. Pliegues *disarmónicos*. Los planos axiales no son continuos de una capa a la siguiente.
5. Pliegues *intrafoliales*. Pliegues contenidos dentro de la estratificación o foliación.
6. Pliegues *ptygmáticos* o *elásticos*. Pliegues apretados en los cuales los limbos de pliegues se repliegan sobre ellos mismos por lo que el ángulo entre los limbos de pliegues en la charnela tiene un valor negativo.
7. Pliegues *Chevron*. Pliegues angulares con limbos planares y charnelas agudas.
8. Pliegues *isoclinales*. Pliegues en los cuales los limbos son estrictamente paralelos.
9. Pliegues *policlinales*. Pliegues con más de un plano axial, p.ej. pliegues *encofrado* o bandas kink conjugadas.
10. *Bandas kink*. Pliegues angulares agudos limitados por superficies planares.

3.3 Análisis y clasificación de pliegues

Los pliegues se clasifican por:

1. La posición de sus líneas de charnela
2. La posición de sus superficies axiales

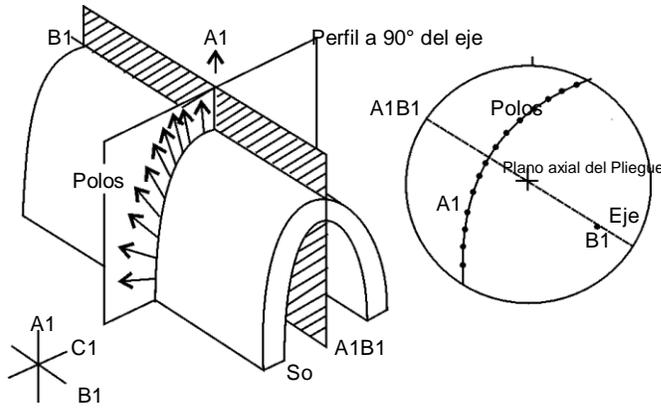


Figura 3.2. Arquitectura de pliegues mostrando el plano perfil; el plano axial del pliegue y relación de ambos con los ejes tectónicos regionales: "A1" indica la dirección de transporte tectónico, "B1" es paralelo al eje del pliegue, "C1" es normal a A1 y B1; y la proyección estereográfica de datos del pliegue. Note el uso de polos a estratificación para determinar el eje B1.

3. Sus ángulos interlimbales
4. Su simetría—relaciones de longitud de limbos de pliegue.
5. Formas de las capas plegadas
6. Su grado de cilindricidad

3.3.1 Métodos de clasificación bidimensionales

Estrechez de pliegues: El ángulo interlimbal medido entre los puntos de inflexión puede usarse para medir la estrechez de los pliegues (Tabla 3.1).

Orientación de pliegues: La orientación de un pliegue esta completamente definido por la dirección de cierre y las posiciones de la línea de charnela (eje de pliegue) y la superficie de charnela (plano axial). Esta nomenclatura de clasificación se describe en la Tabla 3.2.

Nota: Se utilizan dos datos para describir la orientación de un pliegue, (a) la inmersión de la línea de charnela o eje de pliegue y (b) el buzamiento y el plano axial. Ambos son requeridos para describir correctamente la posición del pliegue.

Forma de Pliegues: Los pliegues pueden ser clasificados de acuerdo a la forma ya sea de superficies individuales o de capas plegadas.

(a) **Isógonas de buzamiento:** Generalmente el rasgo más registrado es la forma de las capas plegadas y se cuantifica por el uso de isógonas de buzamiento. Primero encuentre un plano perfil a través de un pliegue, luego dibuje líneas que unan puntos de igual buzamiento a través del paquete de capas plegadas. El datum de referencia es la tangente que pasa a través del

punto de charnela de la superficie plegada. Se encuentran tres clases básicas de patrones de isógonas de buzamiento:

- Pliegues Clase 1: Pliegues con isógonas de buzamiento convergentes.
- Pliegues Clase 2: Pliegues con isógonas de buzamiento paralelas: pliegues similares.
- Pliegues Clase 3: Pliegues con isógonas de buzamiento divergentes.

Nota: La convergencia y divergencia se mide yendo desde el arco externo al arco interno del pliegue. Las isógonas de buzamiento se pueden usar para construir secciones cruzadas y son particularmente útiles en terrenos metamórficos donde los espesores de estratificación cambian alrededor de un pliegue.

Tabla 3.1 Términos usados para describir la estrechez de los pliegues.

	Ángulos interlimbales	Estrechez de pliegues
	180° - 120°	Suave
	120° - 70°	Abierto
	70° - 30°	Cerrado
	30° - 0°	Apretado
	0°	Isoclinal

(b) **Análisis armónicos o de Fourier.** La descripción de formas de pliegues se puede cuantificar posteriormente considerando las formas de ondas armónicas, que al ser combinadas, generan la forma del pliegue. Esta técnica fue establecida por Huddleston (1973) y por inspección visual se puede aplicar una versión simplificada utilizando la carta de 30 formas de pliegues idealizados: A—Pliegues encofrados, B—Pliegues curvados de doble charnela, C—Semi-elipses, D—Parábolas, E—SMI-chevron y F—pliegues Chevron. Esta carta está también graduada en amplitudes de 1 a 5 y por lo tanto se pueden utilizar para clasificar superficies plegadas.

Tabla 3.2 Términos que describen la posición de los pliegues

Buzamiento de la superficie axial o inmersión del eje del pliegue	Buzamiento de la superficie de charnela (posición del plano axial)	Inmersión de la línea de charnela (posición del eje axial)
0°	Pliegue recumbente	Pliegue horizontal
1° - 10°	Pliegue recumbente	Pliegue sub-horizontal
10° - 30°	Pliegue ligeramente recumbente	Pliegue de inmersión suave
30° - 60°	Pliegue moderadamente inclinado	Pliegue de inmersión moderada
60° - 80°	Pliegue abruptamente inclinado	Pliegue de inmersión abrupta
80° - 89°	Pliegue vertical	Pliegue sub vertical
90°	Pliegue vertical	Pliegue vertical

3.4 Simetrías de pliegues parásitos menores.

La simetría de pliegues se caracteriza por consideración de las longitudes relativas y posiciones de los limbos *largo—corto—largo* (Fig. 3.3a). Los pliegues menores de simetría Z, S y M se pueden identificar (Fig. 3.3a). Los pliegues M tienen limbos de pliegue de igual longitud, y por lo tanto no tienen simetría.

La simetría de pliegue esta siempre determinada viendo sobre la inmersión del pliegue menor. (Note que un pliegue menor con asimetría Z viendo hacia abajo de la inmersión tendría una sentido S de asimetría al verlo arriba de la inmersión: por lo tanto, siempre vea hacia abajo en la inmersión.)

En una estructura plegada grande, el sentido de asimetría de pliegues parásitos menores variará sistemáticamente alrededor de la estructura y tal puede ser utilizado para determinar la posición de un afloramiento dentro de una estructura plegada mayor (Fig. 3.3b). Los pliegues S y Z se hallan en los limbos de los pliegues mayores mientras que los pliegues M indican la región de charnela de una estructura plegada mayor (Fig. 3.3b). La determinación sistemática y registro de asimetrías de pliegues menores es una herramienta poderosa para identificar estructuras mayores y debería ser siempre realizada durante su programa de mapeo. Las simetrías de pliegues menores deben ser siempre ploteadas en su mapa (Fig. 3.3c).

3.5 Vergencia

Vergencia es un término utilizado para indicar la dirección de movimiento y rotación que ocurrió durante la deformación. El concepto de vergencia se puede aplicar a pliegues asimétricos y a la relación de un clivaje con otro, aunque este es un procedimiento complejo y no se describe en este instructivo. La vergencia es extremadamente útil en terrenos

deformados complejos, y usted siempre deberá evaluar las relaciones de vergencia al hacerse el mapeo.

3.5.1 Vergencia de pliegue

La vergencia de pliegues *asimétricos* se define como la dirección horizontal de movimiento del componente *superior* de un pliegue (medido en el plano perfil, p.ej. Fig. 3.4). Los pliegues menores de asimetría S y Z puede tener la misma vergencia, los pliegues M en la región de charnela de un pliegue mayor tienen vergencia neutral, y pliegues con inmersión vertical tienen vergencia sinestral o dextral (Fig. 3.5). El objetivo principal de utilizar la vergencia de pliegues menores es localizar superficies axiales de pliegues mayores. En geometrías simples, los pliegues menores cambian de vergencia a través de superficies de pliegues mayores (Fig. 3.6).

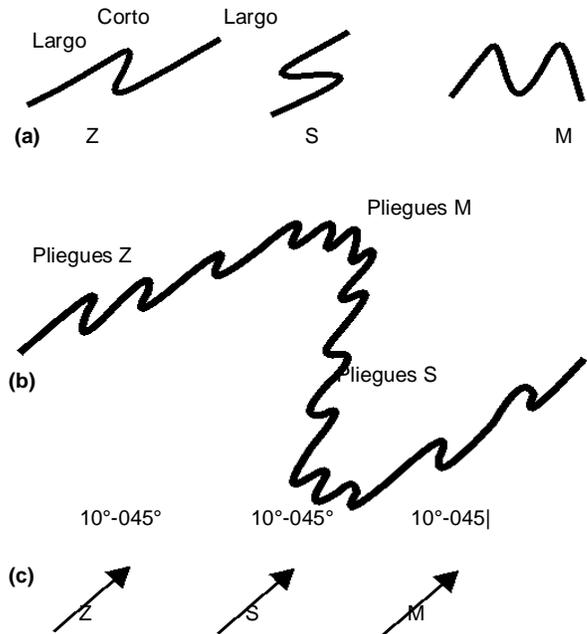


Figura 3.3. Pliegues parásitos menores (a) Pliegues menores de simetría Z, S y M, como se ven sobre la inmersión del pliegue; (b) Simetría de pliegues parásitos menores alrededor de estructuras plegadas mayores; (c) Símbolos de mapas para pliegues menores y sus simetría.

3.6 Esfuerzos en pliegues

Dentro de una capa plegada, se puede hallar una gran variedad de estados de esfuerzos. La mayoría de pliegues que se desarrollan por el combado de una capa competente, tienen esfuerzos de extensión en el arco externo y esfuerzos de contracción en el arco interno. Un plano de esfuerzo nulo (*superficie neutral finita*— existe

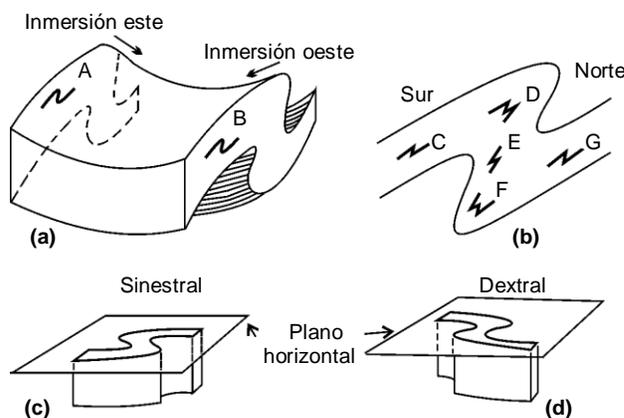


Figura 3.5. Relaciones de vergencia de pliegues menores a una estructura mayor. (a) El retroceso de la inversión conduce al retroceso del sentido de simetría, pero no de la vergencia. El pliegue menor A tiene un sentido S de asimetría (viéndolo sobre la inmersión al oeste). Ambos pliegues menores tienen vergencia al norte hacia la charnela de la estructura anticlinal. (b) vergencia de pliegue menor utilizada para localizar los ejes de pliegues mayores. En sección cruzada los pliegues menores C y E vergen hacia la charnela del anticlinal, mientras que los pliegues D y F tienen vergencia neutral en las líneas de charnela. Los pliegues menores E y G vergen alejándose del eje del sinclinal; (c) pliegue de inmersión vertical con una vergencia sinistral; (d) pliegue de inmersión vertical con una vergencia dextral.

Dentro del estrato plegado, pero este se mueve hacia abajo, *hacia el arco interno* del pliegue al irse apretando. En el campo, los esfuerzos extensionales producen fracturas dilatantes y vetas (ver Capítulo 7) y los clivajes se producen en áreas de esfuerzos contraccionales. Los pliegues de deslizamiento flexural (pliegues paralelos producidos por deslizamiento de capas sobre capas) se caracterizan por poca deformación interna de las capas sobre los limbos de pliegues, esfuerzos de convamiento en las charnelas, y estrías bien desarrolladas entre capas competentes en el pliegue. Muchos pliegues pueden tener esfuerzos de aplanamiento superpuestos sobre ellos para producir un

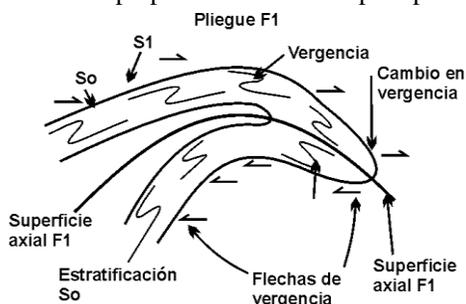


Figura 3.6 Ejemplo que ilustra el uso de la vergencia para determinar la charnela F1 y el plano axial de un pliegue "replegado".

estilo de pliegue similar. Estos esfuerzos de aplanamiento comúnmente se reflejan en el desarrollo

de clivajes axial-planares bien desarrollados (ver Capítulo 4).

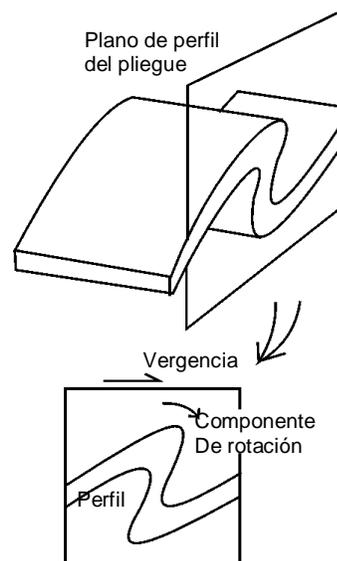


Figura 3.4. Definición de vergencia de pliegue

3.7 Pliegues asociados con fallas

Muchos pliegues están geoméricamente relacionados con fallas. En general, estos son pliegues pasivos cuya geometría esta controlada por la geometría de la falla: pueden ocurrir a cualquier escala.

En sistemas de fallas contraccionales, para que se desarrollen escalones en el plano de falla, se requiere el desarrollo de *pliegues geoméricamente necesarios* en el bloque techo en tanto se mueve sobre la grada (Fig. 3.7a). Resultan geometrías kinkformes y pliegues encajonados. Similarmente, en sistemas de fallas extensionales, se generan pliegues geoméricamente necesarios en la geometría de plano de falla (Fig. 3.7). Así, en terrenos fallados debemos esperar fallas geoméricamente necesarias donde existen *cambios en buzamiento del plano de falla*. Pliegues relacionados a fallas se discuten en el Capítulo 6.

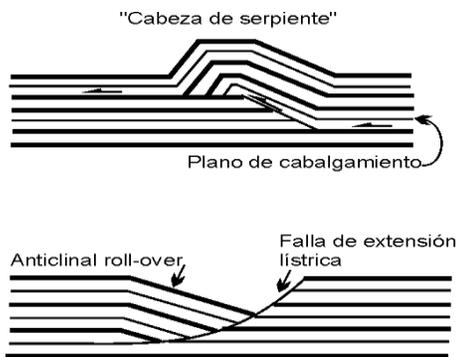


Figura 3.7. Pliegues geoméricamente necesarios generados por cambios en el buzamiento de planos de falla: (a) Geometría de “cabeza de serpiente” de estratos plegados en kink, (b) Pliegue “anticlinal roll-over” desarrollado en el bloque techo arriba e una falla lítrica extensional.

3.8 Bandas kink

Ejemplos típicos de bandas kink se ilustran en las Figs. 3.8. Estas generalmente solo ocurren en *rocas anisotrópicas fuertemente foliadas* (a menudo son estructuras secundarias o posteriores desarrolladas después de que se ha formado un primer clivaje penetrativo) y pueden ocurrir aisladamente o en pares conjugados. Si ocurre lo segundo se pueden usar para determinar orientaciones de paleo esfuerzos (análisis dinámico).

Se encuentran dos formas de bandas kink:

1. Bandas kink normales (Fig. 3.8a) en las cuales existe un decrecimiento en volumen en la banda kink.
2. Bandas kink inversas (Fig. 3.8b) en las cuales existe un incremento en volumen en la banda kink.

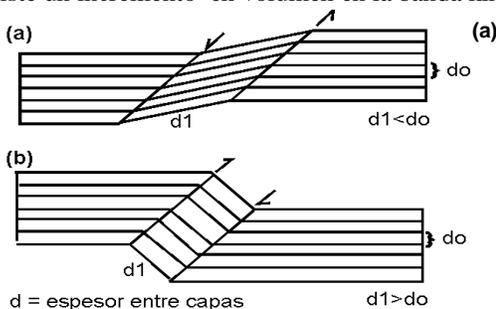


Figura 3.8. Nomenclatura de banda kink: (a) kink normal: note la disminución en volumen en la banda kink; (b) kink inverso: note el incremento en volumen de la banda kink.

Análisis de esfuerzos utilizando bandas kink

Las bandas kink conjugadas se pueden usar para calcular la orientación de esfuerzos principales— (α (esfuerzo principal máximo σ_1 , esfuerzo intermedio

principal σ_2 y esfuerzo menor principal σ_3). σ_1 bisecta el ángulo *obtuso* entre los márgenes de la banda kink (planos axiales). σ_2 es paralelo a la línea de intersección de arreglos de bandas kink conjugadas y σ_3 bisecta el ángulo *agudo* entre los límites de las bandas kink. Lo que se debe medir en las bandas kink se muestra en la Tabla 3.3.

3.9 Mapeo de pliegues

Cuando se mapee rocas plegadas es importante decidir qué estructuras plegadas pueden ser representadas sobre el mapa y que estructuras deberían ser representadas como estructuras menores. (En el segundo caso se requieren *bosquejos detallados* y *mapas diagramáticos* para ilustrar el significado de estructuras menores a escala de afloramiento.

3.9.1 A la escala de afloramiento

Para pliegues que se hallan en un afloramiento individual o grupo de afloramientos y son demasiado pequeños para plotearse en detalle sobre su mapa, se deberán adaptar los siguientes pasos:

1. Describa y clasifique el estilo de plegamiento (p.ej. pliegue chevron; plegamiento paralelo; plegamiento de estilo similar). Siempre analice pliegues en la sección perfil viendo sobre la inmersión del eje de pliegue—donde sea posible siempre se deberán tomar fotografías y hacer bosquejos sobre la inmersión del pliegue. Determine la cilindricidad del pliegue para entender como los pliegues se proyectaran sobre la inmersión del eje de pliegue (ver 9.2.2).
2. Mida las orientaciones del *eje de pliegue* y *superficie axial del pliegue*. Mida—el ángulo interlimbal de los pliegues (Tabla 3.1) y —los espesores de estratificación alrededor del pliegue (esto le ayudara a clasificar —isógonas de buzamiento y para pliegues chevron haga simples estimados de acortamiento a través del pliegue).
3. Mida la *orientación de superficie envolvente* (Fig. 3.1)—esencial en áreas de pliegues complejos de pequeña escala. Mida la estratificación alrededor del pliegue— al plotear estos datos sobre la proyección estereográfica, esto le permitirá una mejor definición de los ejes de pliegue.
4. Determine las relaciones y medida de las orientaciones de clivaje y lineaciones en los pliegues (ver Capítulos 4 y 5 para detalles).
5. Determine la asimetría y vergencia de los pliegues (Figs. 3.3, 3.4 y 3.5). Mida la dirección de vergencia.
6. **Plotee sobre su mapa** (a) la traza, inmersión y asimetría (vergencia) del pliegue menor—o traza e

inmersión medias de un grupo de pliegues menores (Tabla 2.1); (b) la orientación y buzamiento de superficie axial del pliegue (Tabla 2.1); (c) la superficie envolvente de la estratificación en el afloramiento plegado, (d) las orientaciones de clivaje y lineaciones desarrolladas en el pliegue.

Note que su libreta deberá tener muchos más datos estructurales que lo que puede plotear sobre su mapa.

- Chequee que su libreta contenga los bosquejos apropiados y datos estructurales para analizar completamente el o los pliegues.

3.9.2 Sobre el mapa

Para representar exactamente las estructuras plegadas sobre su mapa se deberá esforzar por completar los siguientes pasos:

- Defina el pliegue mapeando suficientes afloramientos para que el pliegue se defina por (a) líneas de forma estratigráfica, (b) la distribución de unidades litológicas, (c) la distribución de líneas de superficie envolvente. (Nota: es importante en áreas con abundantes pliegues de pequeña escala).
- Intente definir la región de charnela del pliegue. Note que en la región de charnela de un pliegue con clivaje planar axial, la estratificación y clivaje están a ángulos casi rectos, mientras que sobre los limbos de los pliegues el clivaje esta en un ángulo menor a la estratificación (ver Capítulo 4).
- Mapee las relaciones de clivaje/estratificación (vergencia de clivaje) alrededor del pliegue.

- Mida la orientación y asimetría de los pliegues de escala pequeña alrededor del pliegue mayor. Esto, junto con la localización de la región de charnela y relaciones de estratificación/clivaje, permitirán la ubicación de la traza del plano axial a ser determinada.

- Mida suficientes datos estructurales alrededor del pliegue, para permitir las siguientes construcciones sobre una red estereográfica:

(a) Defina el círculo mayor de polos a estratificación (asumiendo plegamiento cilíndrico). Para esto se recomienda un mínimo de 15-20 datos buenos. Esto permitirá que se defina el eje de pliegue mayor. (Esto significa que usted deberá tomar siempre más datos de los que necesita que se ploteen sobre el mapa.) En áreas de plegamiento apretado a isoclinal, los datos deben ser colectados de una región de charnela para definir una faja de círculo mayor sobre la proyección.

(b) Mida el clivaje en todo el pliegue. El plano de clivaje medio se aproximará al plano axial del pliegue. (Para esto se recomienda un mínimo de 20 lecturas.)

(c) Mida la intersección de estratificación/clivaje y pliegues menores alrededor de la charnela del pliegue. Estos deberían ser aproximadamente paralelos al eje de pliegue mayor (se recomienda un mínimo de 20 lecturas).

Tabla 3.3 Datos a ser colectados de observaciones sobre bandas kink.

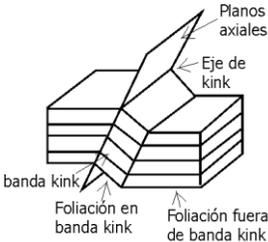
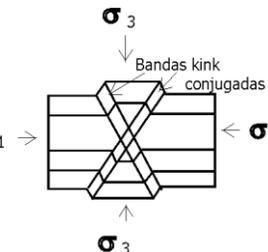
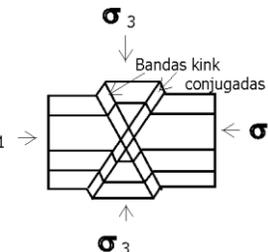
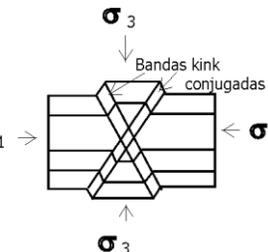
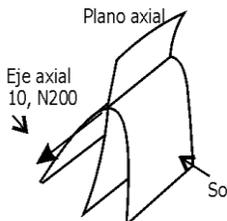
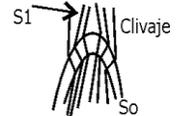
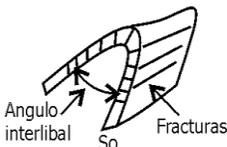
Estructura	Qué medir	Qué observaciones hacer	Resultados del análisis
<p>Bandas Kink (BK)</p> 	<p>Orientación de foliación fuera de la banda kink</p>	<p>Naturaleza de la foliación que está plegada.</p> <p>Naturaleza de la foliación en la banda kink: Veteado (kinks inversos), solución de presión (kinks normales).</p>	<p>Procesos de deformación durante la formación del kink.</p>
	<p>Orientación del plano axial de la banda kink</p>	<p>Angulo normal o inverso entre la banda kink y la foliación media.</p>	<p>Análisis de esfuerzos dando $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$.</p>
	<p>Orientación del plano axial del kink conjugado</p>	<p>Angulos entre bandas kink conjugadas</p>	<p>σ_1 bisecta ángulo obtuso entre bandas kink conjugadas</p>
	<p>Línea de intersección de bandas kink conjugadas. Ejes de pliegues de bandas kink</p>	<p>Lineación de crenulación/kink asociada con bandas kink.</p>	<p>Orientación de σ_2.</p>

Tabla 3.4 Datos a ser colectados de observaciones al mapear pliegues de una fase de deformación.

Estructura	<i>Qué medir</i>	<i>Qué observaciones registrar</i>	<i>Resultados del análisis</i>
	Orientación de la superficie axial del pliegue (dirección de buzamiento)	Naturaleza de la superficie axial. Relaciones de planos axiales en un grupo de pliegues.	Orientación de estructura plegada (Tabla 3.2)
	Orientación de eje de pliegue (inmersión)	Naturaleza de la línea de charnela—recta o curvada, Relaciones de líneas de charnela en un grupo de pliegues.	
	Vergencia (azimut)	Vergencia y sentido de asimetría. Pliegues parasíticos (S, Z y M).	Límites de vergencia. Ejes de estructuras plegadas mayores. Dirección de transporte tectónico
	Sección perfil de pliegue	Cambios de espesor en sección perfil. Cilindricidad. Tipo de pliegue.	Clasificación de pliegue: 2D o 3D, isógonas de buzamiento. Proyección de pliegue sobre la inmersión.
	Orientaciones de clivaje alrededor de pliegue.	Naturaleza del clivaje	Clivaje medio aproximado al plano axial del pliegue. Mecanismos de deformación.
	Patrones de fractura alrededor del pliegue	Naturaleza de fracturas—veteado.	Mecanismos de deformación.
	Angulo interlimbal	Naturaleza de limbos—planares—curvados.	Acortamiento a través del pliegue.
	Longitudes de limbos. Deformación de objetos deformados alrededor de capa (s) plegadas.	Asimetría. Naturaleza de deformación en objetos deformados.	Cuantificación de asimetría. Distribución de deformación, mecanismos de plegamiento.

6. Identifique y clasifique el estilo de plegamiento en su área de mapeo (p.ej. plegamiento paralelo generado por deslizamiento flexural; plegamiento chevron; o plegamiento de estilo similar, particularmente por observación en afloramiento de pliegues menores y a mesoscala. El patrón de afloramiento sobre su mapa y su sección cruzada (ver 9.2) deben reflejar el estilo de plegamiento.

La representación de un pliegue grande en su mapa deberá siempre estar apoyada por un bosquejo de sección cruzada mostrando las relaciones estructurales.

La Tabla 3.4 resume los datos que se deben recoger al mapear pliegues.

4

FOLIACIONES

4. FOLIACIONES

La foliación es una fábrica planar de roca. En este manual, nos interesamos en las foliaciones tectónicas que generalmente se producen por deformación y recristalización de los granos minerales dentro de la roca, para producir una orientación preferencial (opuesto a fábricas paralelas a estratificación inducidas por compactación durante sepultamiento). La mayoría de foliaciones (con excepción de clivajes de fractura) son penetrativas en una escala mesoscópica, es decir, penetran toda la roca; a diferencia de las juntas o fracturas que tienen poco o ningún efecto sobre la masa rocosa lejos de la zona de fractura.

Las superficies planares en una masa de roca se designan como superficies ‘S’ (excluyendo juntas y fracturas). La estratificación es ‘So’; el primer clivaje es ‘S1’ y así sucesivamente (ver símbolos de mapas en la Sección 2.6). Los subscripts indican la cronología relativa de la superficie. Las rocas con fábricas tectónicas planares fuertes se llaman ‘*tectonitas S*’.

4.1 Folioaciones comunes

El tipo de foliación tectónica desarrollada en una roca será fuertemente dependiente de las condiciones de deformación (temperatura, presión confinante, presión diferencial y esfuerzo) y en su composición. Las rocas que tienen abundantes minerales planares (arcillas y micas) tenderán a desarrollar foliaciones penetrativas que dan una fuerte partición direccional o *fisilidad* a la roca, mientras que rocas monomineralógicas laminares como calizas o cuarcitas tenderán a desarrollar clivajes espaciados (planos de foliación discretamente visibles) o fábricas de formas granulares. Abajo se listan los tipos de foliaciones más comunes hallados en rocas.

En rocas metamórficas de bajo grado a no metamorfoseadas:

1. *Clivaje pizarroso*: Foliación penetrativa que ocurre en unidades no competentes de grano fino, p.ej. lodolitas, e impartiendo una fuerte *fisilidad* a la roca—en la muestra de mano no se ven minerales o se ven segregaciones de minerales en el plano de clivaje.
2. *Clivaje de crenulación*: Es la foliación producida por micro plegamiento (plegamiento de crenulación) de una foliación pre-existente—comúnmente asociada con una segregación de minerales que se pueden ver como bandas en el plano de clivaje. Puede ser penetrativa en rocas de grano fino. Común en pizarras, filitas y esquistos.
3. *Clivaje de fractura*: Una foliación no penetrativa consistente en fracturas persistentes, cercanamente

espaciadas. Puede ocurrir en areniscas, calizas masivas y en rocas ígneas.

4. *Clivaje de presión-solución*: Un clivaje espaciado que produce una segregación mineral (a menudo asociada con micro plegamiento) y listas oscuras de material insoluble que imparte una lineamiento prominente a la roca.

En rocas metamórficas de alto grado:

5. *Esquistosidad*: Una foliación penetrativa/no penetrativa con filosilicatos visibles y segregación de minerales en bandas paralelas con la foliación. (Note que la esquistosidad es comúnmente paralela a la estratificación.) La esquistosidad está a menudo plegada por clivajes de crenulación posterior.
6. *Foliación gnéisica*: Una foliación en rocas de grano grueso, consistentes en láminas no persistentes de granos minerales. (Note que la foliación gnéisica a menudo es paralela-subparalela con el bandeamiento litológico.)
7. *Foliación milonítica*: Una foliación penetrativa desarrollada en zonas de alta deformación de cizalla, como fallas y zonas de cizalla. Esta se caracteriza por reducción tectónica en el tamaño de grano—a menudo resultando en roca de grano extremadamente fino, casi pizarrosa.

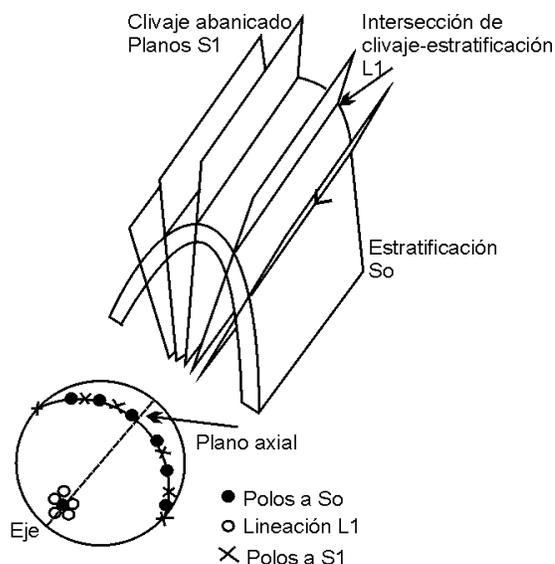


Figura 4.1. Foliación de abanicamiento axial planar alrededor de una capa plegada. La lineación de intersección L1 es paralela al eje de pliegue mayor. La proyección estereográfica muestra el ploteo de polos a la estratificación (círculos llenos). El eje del pliegue mayor (triángulo) está definido por el polo al gran círculo mayor de la estratificación.

4.2 Foliaciones axial planares

En la mayoría de los casos, las foliaciones son aproximadamente axial planares a los pliegues de la fase de deformación que produjo la foliación. Esta relación general se muestra en las Figs. 4.1. El plano de foliación se aproxima al plano de aplanamiento finito (plano XY del elipsoide de deformación) para la deformación que produjo la foliación. Esta es una regla general que se puede aplicar a series plegadas, pero se rompe dentro de zonas de cizalla donde el plano de foliación no es paralelo al plano de aplanamiento finito fuera de la zona de cizalla.

4.2.1 Abanicamiento y foliaciones refractadas.

En la mayoría de los casos el clivaje, p.ej. clivaje pizarroso, no es estrictamente planar axial al pliegue, sino de hecho, se abanica alrededor del pliegue. Esto surge de la diferencia de competencia de las capas que están sufriendo plegamiento. En el caso de pelitas interestratificadas (rocas lodosas de grano fino) y psammitas (rocas arenosas de grano grueso) (Fig. 4.2), sobre los limbos de pliegue, el clivaje está a un ángulo bajo con la estratificación en las litologías pizarrosas pero se refracta a un ángulo alto con la estratificación en las areniscas. Esta refracción de clivaje en zigzag revela diferencias importantes en composiciones litológicas, el plano de clivaje se curva hacia el paralelismo con el tope de una unidad estratigráfica gradada, y como tal, se puede utilizar para determinar polaridad (Fig. 4.2).

El clivaje de abanicamiento se designa como ocurren en abanicos de clivaje convergentes o divergentes. En litologías fuertemente contrastantes, p.ej. pizarra y arenisca, las orientaciones de clivajes 'anómalos' se encuentran en la región de charnela de los pliegues; en particular, un área sin clivaje ocurre en el punto neutral finito (Fig. 4.2). Este patrón de clivaje se encuentra en las unidades menos competentes, p.ej. pizarras, y surge de los patrones de deformación finitos alrededor de la zona de charnela del pliegue.

4.3 Foliaciones y pliegues

La relación entre foliación y pliegues es extremadamente útil en la determinación de la presencia y localización de estructuras plegadas mayores. La Fig. 4.3 muestra como se localiza la

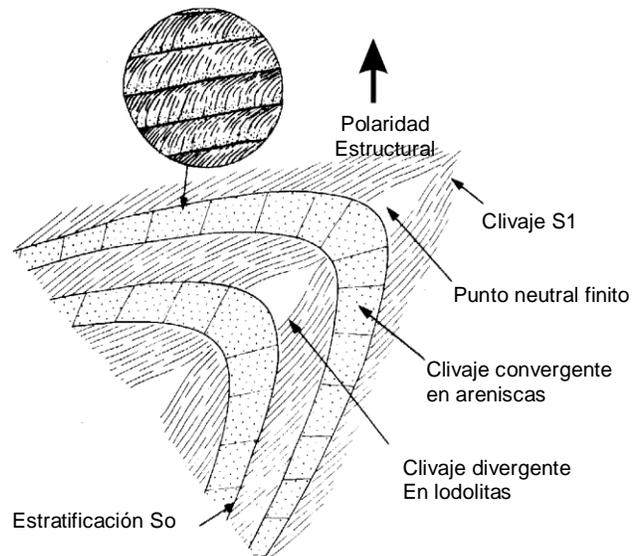


Figura 4.2. Refracción de clivaje alrededor de capas plegadas de diferentes competencias. Note el aplanamiento característico en las capas más pelíticas y el mayor ángulo entre el clivaje y la estratificación en las capas arenosas más competentes. En capas normalmente gradadas este patrón distintivo de aplanamiento de clivaje hacia arriba, puede ser utilizado para determinar el crecimiento estructural.

charnela antiforme. Note que en el limbo volcado la estratificación es más abrupta que el clivaje y viceversa en el limbo no invertido. Existe una relación casi ortogonal entre la estratificación y el clivaje en la región de charnela del pliegue. Las relaciones de estratificación - clivaje señalan la polaridad *estructural*. Se necesita evidencia de polaridad de estructuras sedimentarias para decir la polaridad *estratigráfica*.

La intersección de la superficie de foliación (S1) con el plano de estratificación (So) produce una alineación (L1) paralela con el eje de pliegue (Fig. 4.2). Es esencial que esta alineación sea registrada sistemáticamente durante el mapeo debido a que es una medida de inmersión de los pliegues (ver Tabla 3.4).

4.3.1 Transposición

La transposición es la rotación de una foliación o estratificación preexistente en paralelismo o cerca del paralelismo con el plano axial del pliegue. Esto produce un nuevo capeamiento transpuesto, que también puede incorporar segregación y redistribución mineral y por lo tanto puede resultar en un nuevo capeamiento metamórfico (Fig. 4.4a). A baja escala la orientación de este nuevo capeamiento no representa la orientación general de las unidades litológicas mayores. Un ejemplo de transposición en rocas de facies de esquistos verdes se muestra en la Fig. 4.4b.

4.3.2 Foliaciones superpuestas

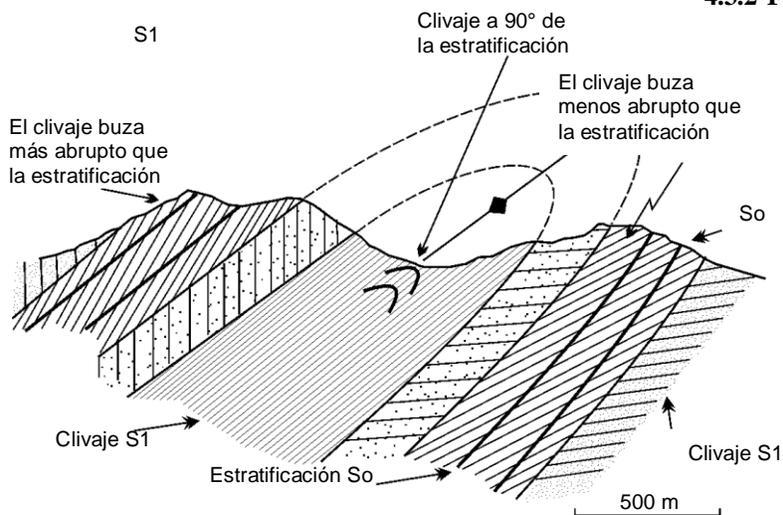


Figura 4.3. Ilustración al uso de las relaciones de estratificación – clivaje para determinar la estructura mayor y localizar la charnela mayor del pliegue.

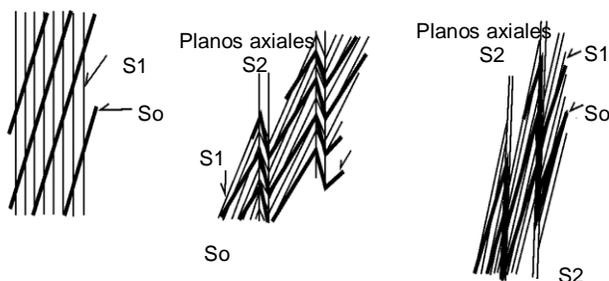


Figura 4.4. Transposición de una foliación S1 pre-existente y estratificación So por plegamiento de crenulación para producir una foliación transpuesta S2. (a) Estratificación So y primer clivaje S1; (b) Plegamiento de crenulación asimétrica con rotación de S1 y So en los limbos del pliegue; (c) Rotación incrementada de S1 y So hacia el paralelismo con la fábrica S2 (planos axiales de pliegues de crenulación). Solución de presión sobre los limbos de pliegues, recristalización y crecimiento metamórfico agrandará la fábrica S2.

En un área que ha sido afectada por dos deformaciones, la primera foliación (S1) se pliega y se desarrolla una nueva foliación (S2) (Fig. 4.5). La segunda foliación generalmente es un *clivaje de crenulación* que intercepta la primera foliación y produce una *lineación de crenulación* L2 en S1. La foliación de crenulación puede también interceptar la estratificación (So) para producir una alineación de crenulación L02 en So (ver Tabla 8.1). En áreas de solo dos fases de plegamiento, la foliación de crenulación S2 (aproximadamente planar axial a la segunda fase de pliegues) será más o menos constante en orientación, mientras que la orientación de L2 variará de acuerdo a

la orientación de S1 dentro de las estructuras plegadas de primera fase (foliación L1 abanicada). La orientación de la intersección L02 de clivaje de crenulación/estratificación, varía significativamente de acuerdo a la orientación de la estratificación So en las estructuras de pliegues de primera fase.

La transposición (Sección 4.3.1) es un rasgo común de microplegamiento asociado con clivajes de tipo crenulación producidas por una segunda deformación.

4.4 Mapeo de foliaciones

Las foliaciones deberían ser sistemáticamente mapeadas y ploteadas en la misma manera que la estratificación. Las técnicas de medición son las mismas que las empleadas para cualquier superficie ‘S’ (Sección 2.3.2). Los datos a ser registrados si se desarrolla cualquier clivaje o foliación tectónica, se detallan en la Tabla 4.1. La importancia de la medición de la orientación de clivaje S1 y la intersección de estratificación/clivaje L1 no se puede obviar. Si se presentan dos clivajes tectónicos, entonces la Tabla 4.2 describe los datos adicionales a ser registrados.

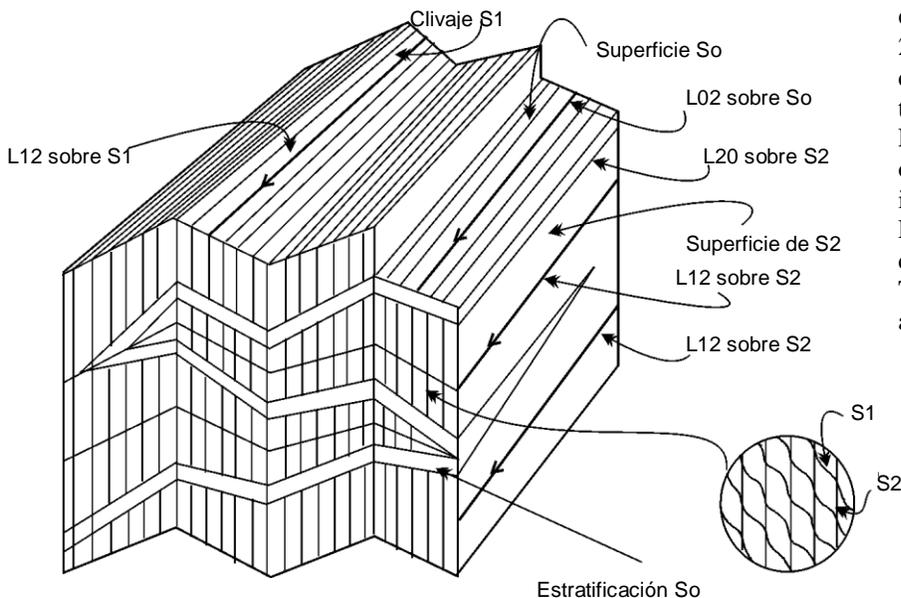


Figura 4.5. Foliaciones superpuestas. Un segundo clivaje—un clivaje de crenulación S2 se desarrolla por el microplegamiento del primer clivaje S1 (un clivaje pizarroso).

Tabla 4.1 Datos a ser colectados a partir de observaciones sobre el primer clivaje (o esquistosidad), S1 (comúnmente un clivaje pizarroso).

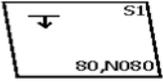
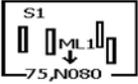
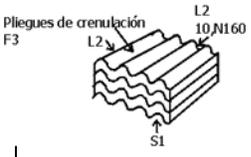
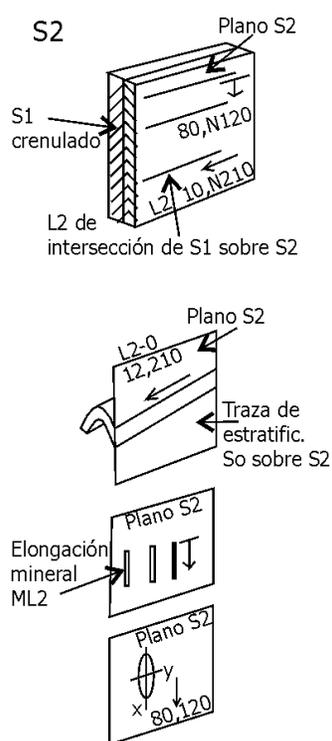
ESTRUCTURA	QUE MEDIR	QUE OBSERVACIONES REGISTRAR	RESULTADOS DE ANALISIS
	<p>Dirección de buzamiento de S1 (o rumbo y buzamiento De clivaje o esquistosidad</p>	<p>Orientación de clivaje Relativo a estratificación Sentido de vergencia refracción de clivaje Naturaleza del clivaje</p>	<p>Posición relativa al eje de pliegue Vergencia de estructura Facing de estructura Clivaje medio aproximado a plano axial planar</p>
	<p>Lineación de estratificación L1 sobre plano de clivaje (inmersión)</p>	<p>Naturaleza de lineación</p>	<p>orientación del eje axial</p>
	<p>Lineación de alargamiento mineral ML1 sobre plano de clivaje (inmersión)</p>		<p>orientación de ejes de alargamiento = eje X de la elipse de deformación (eje a1)</p>
	<p>orientación y magnitud de deformación de objetos deformados en el plano de clivaje</p>	<p>Naturaleza de deformación relativo al clivaje</p>	<p>Plano XY de elipsoide de deformación</p>
	<p>L2, sobre S1. La Intersección de clivajes subsecuentes sobre el primer plano de clivaje, lineaciones de crenulación (inmersión)</p>	<p>naturaleza de intersección de clivaje de segunda con primera fase</p>	<p>Orientación de ejes de pliegues de segunda fase (para planos plegados de clivaje de primera fase</p>

Tabla 4.2 Datos a ser colectados a partir de observaciones sobre el segundo clivaje (comúnmente un clivaje de crenulación o esquistosidad).



Dirección de buzamiento (o rumbo y buzamiento) de S2.

Naturaleza de clivaje S2: orientación de clivaje S2 en relación a clivaje S1 y en relación a estratificación. Sentido de vergencia. Facing en clivaje.

Posición relativa a eje de pliegue F2. Clivaje medio aproximado a plano axial F2. Vergencia y facing de estructura F2.

Intersección L2 de primer clivaje sobre plano de segundo clivaje S2.

Orientación de eje de pliegue F2 (eje b_2) de superficie plegada S1.

Intersección L2,0 de estratificación sobre plano de segundo clivaje.

Orientación de eje de pliegue F2 para superficie de estratificación S_0 plegada (note que esto depende sobre estratificación S_0 y limbos F1).

Lineación de alargamiento mineral ML2 sobre plano de clivaje.

Naturaleza de lineación.

Orientación de ejes de alargamiento \approx eje X de elipsoide de deformación para deformación F2 (eje a_2).

Orientación y magnitud de deformación en objetos deformados en el plano de clivaje.

Naturaleza de la deformación en relación a clivaje.

Plano XY de elipsoide de formación F2.

5**ESTRUCTURAS**
LINEALES

5 ESTRUCTURAS LINEALES

Una alineación es una fábrica linear de roca que puede resultar de la intersección de dos rasgos planares, del alineamiento de granos minerales, cristales o clastos dentro de la roca, de fábricas de formas lineales de granos y clastos, o del alineamiento paralelo de elementos tectónicos tales como ejes de pliegues menores o crenulación u ondulaciones de estratificaciones. Aquí nos relacionaremos con lineaciones tectónicas. Las lineaciones incluyen intersecciones de estratificación/clivaje, lineaciones de crenulación, ejes de pliegues menores, lineaciones de alargamientos minerales, estrías, ondulaciones sobre planos de falla o fractura, y ejes de budines. Las rocas con una fábrica planar penetrativa se llaman *teconitas* L. Las lineaciones son comúnmente usadas en áreas complejamente deformadas para definir *subáreas de homogeneidad estructural*. La *reorientación* de estructuras lineales anteriores puede ser una indicación importante de deformación posterior.

5.1 Lineaciones asociadas con plegamiento

5.1.1 Intersección de estratificación-clivaje

La forma más distintiva de estructura linear en áreas simplemente plegadas es la intersección (L1) de estratificación (So)/clivaje (S1). Esta geometría básica se ilustra en la Fig. 5.1. La intersección de superficies de estratificación y clivaje es paralela o aproximadamente paralela con los ejes de pliegue b_1 . Esta alineación se puede medir directamente sobre el afloramiento (Sección 2.3.3) o determinada sobre una red estereográfica con medidas de estratificación y clivaje. Precaución: el clivaje puede no ser precisamente planar axial al pliegue y por lo tanto la intersección L1 estratificación/clivaje puede no ser exactamente paralela al eje mayor de pliegue b_1 . Un pliegue con un clivaje oblicuo (posiblemente hasta 20° del plano axial) se conoce como un pliegue transecto. Observaciones cuidadosas de relaciones de clivaje en pliegues menores indicarán si los pliegues son transectos o no.

5.1.2 Lineaciones de crenulación

Se forman por la intersección de un clivaje de crenulación (p.ej. S2) con una foliación anterior (S1). Para que se desarrolle un clivaje de crenulación se requiere una foliación pre-existente—esta puede ser una fábrica de estratificación, un clivaje pizarroso o una esquistosidad anterior (Fig. 5.2). Comúnmente, la presencia de una alineación de crenulación sobre un clivaje pizarroso es una buena indicación de una segunda deformación. En algunas situaciones un clivaje

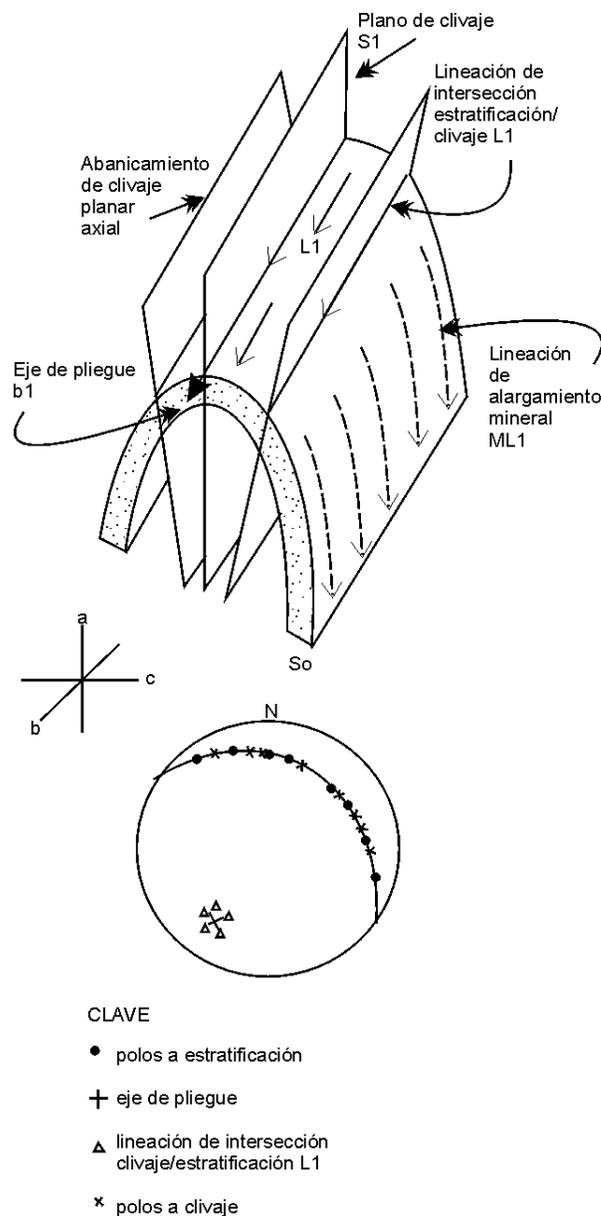


Figura 5.1. Capa So plegada con un clivaje planar axial S1 abanicado, mostrando el desarrollo de la línea de intersección L1 de estratificación/clivaje, que es paralela al eje o línea de charnela del pliegue. Se desarrolla una línea de alargamiento mineral ML1 sobre los limbos y a 90° del eje de pliegue. La proyección estereográfica muestra el ploteo de los polos a la estratificación (círculos llenos), intersecciones de estratificación/clivaje L1 (triángulos) y polos a los planos de clivaje abanicado (pequeñas cruces). El eje de pliegue se define por el polo al círculo mayor de la estratificación.

de crenulación puede también resultar de deformación progresiva durante una deformación única.

Para deformaciones de segunda fase, se pueden analizar las lineaciones (L2) de la intersección clivaje de crenulación (S2)/clivaje pizarroso (S1) en una manera similar a las intersecciones de estratificación/clivaje (Fig. 5.2).

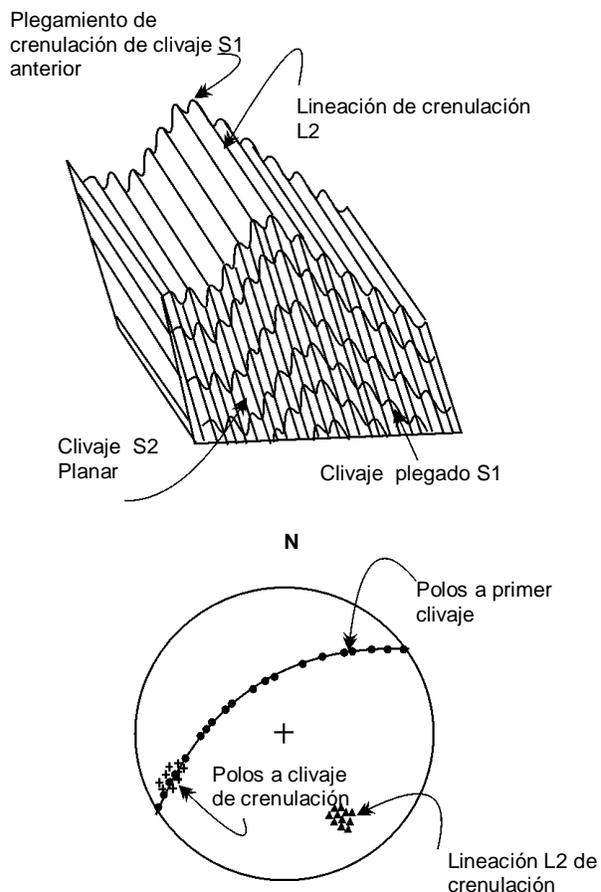


Figura 5.2. Plegamiento de crenulación de un clivaje S1, mostrando el desarrollo de un clivaje de crenulación S2 y una lineación L2 de intersección (S2 sobre S1). La proyección estereográfica muestra los polos al primer clivaje S1 (círculos llenos), polos al segundo clivaje S2 (cruces) y la lineación de crenulación L2 (triángulos). El eje de pliegue mayor F2 está definido por el polo al círculo mayor del clivaje.

5.1.3 Lineaciones de clivaje tipo lápiz

En algunas rocas (a menudo lodolitas y limolitas) existe una fuerte fábrica en el plano de estratificación (S₀) que, al ser plegadas y cortadas por un clivaje pizarroso causa que la roca se rompa en tiras como lápices. Esto se conoce como una alineación de clivaje tipo lápiz y se deberá medir y analizar en la misma manera que una intersección normal de estratificación/clivaje (Sección 5.1.1).

5.2 Alargamiento mineral y lineaciones de elongación

5.2.1 Lineaciones de alargamiento mineral

Las *lineaciones de alargamiento mineral* (ML1) se forman por granos minerales elongados y las

lineaciones de elongación se forman por alineamiento de guijarros y fósiles deformados. Estos dos tipos de lineaciones pueden ser paralelos al eje de pliegue (*lineaciones b*) o a ángulos rectos a este (*lineaciones a*). Es esencial una observación cuidadosa de las relaciones entre los ejes de pliegues menores y estructuras lineales.

5.2.2 Lineaciones minerales asociadas con plegamiento de deslizamiento flexural

En pliegues de deslizamiento flexural, el corrimiento interno de capas sobre otras produce lineaciones de estrías, ondulaciones y/o alargamiento de minerales, todos aproximadamente a 90° con eje de pliegue. Estas lineaciones indican la dirección y sentido de corrimiento entre las capas. Las lineaciones de estrías son comúnmente gradas de acreción fibrosa.

5.3 lineaciones formadas por budines, mulliones o rodos.

5.3.1 Budines

En pliegues cuyos limbos están fuertemente alargados, las unidades más competentes tenderán a estrecharse en tabletas llamadas budines. Similarmente, si existe fuerte aplanamiento perpendicular al plano clivaje o esquistosidad, entonces las unidades competentes se estrecharán en budines. El eje del budín será paralelo al eje tectónico 'b' (el eje de pliegue).

5.3.2 Mulliones

Los mulliones se forman de una manera similar que los budines en que son generalmente paralelos al eje tectónico "b" y ocurre cuando el contacto entre el material competente e incompetente se deforma.

5.3.3 Rods

Los rods son fragmentos estirados y elongados de material competente en una matriz dúctil. Guijarros, fragmentos de vetas o diques de cuarzo comúnmente forman rods que son paralelos, ya sea al eje tectónico 'a' o 'b'. El rodamiento produce tectonitas L. Es necesario el examen cuidadoso de las relaciones entre rodamiento y otras estructuras tales como pliegues, para determinar si los rods son paralelos a la dirección 'a' o 'b'.

5.4 Lineaciones asociadas con fallas

Las estrías y ondulaciones están comúnmente asociadas con fallamiento frágil. Las estrías están comúnmente compuestas de cristales fibrosos que se alargan de un

lado del plano de falla al otro. En carbonatos, se forman estructuras lineales llamadas estilolitos por solución de presión de las protuberancias (asperezas) en el plano de falla y reprecipitación de calcita fibrosa en gradas. Las ondulaciones se forman por el consumo (molido) y solución cuando las dos superficies de falla se mueven contra la otra.

mapeo de lineaciones se muestran en las Tablas 5.1, 5.2 y 5.3.

5.5 Mapeo de estructuras lineales

Las estructuras lineales son extremadamente importantes en mapeo estructural puesto que se pueden usar para separar fases de deformación y para determinar la cinemática de la deformación. En terrenos deformados polifásicamente, la consistencia de orientaciones de lineaciones de intersecciones particulares es un factor clave en la subdivisión de un mapa en subáreas estructuralmente homogéneas (ver Sección 8.3). Estas se deben medir y registrar sistemáticamente mientras se mapea.

Nota:

1. Las orientaciones de estructuras lineales se miden como inmersiones (o menos comúnmente como
2. Los datos que se deben registrar durante el cabeceo, Sección 2.3.3). Se plotean como puntos en la proyección estereográfica.
3. Las lineaciones de intersección, L1 (S1/S0) (paralelo a *b*) se deben distinguir de lineaciones de alargamiento o elongamiento mineral, ML (generalmente paralelas *a*).

Tabla 5.1 Datos a ser colectados en observaciones sobre lineaciones de intersección L1, L2, etc.

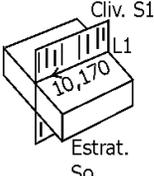
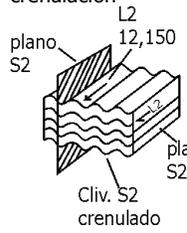
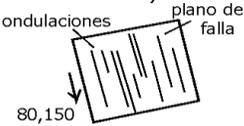
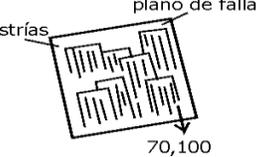
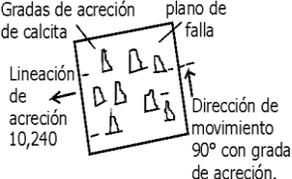
<p>L1 Intersección So/S1 sobre So o S1</p>	<p>Inmersión de lineación L1 (nota: también se requieren datos de orientación So y S1).</p>	<p>Naturaleza de lineación. Orientación y naturaleza de estratificación y clivaje.</p>	<p>Lineación generalmente paralela a eje de pliegue F1 (<i>b1</i>).</p>
	<p>Deformación de objetos deformados paralela a lineación.</p>	<p>Naturaleza de deformación. Crecimiento de fibras paralelas a lineación. Fracturas paralelas a lineación.</p>	<p>Eje Y de elipsoide de deformación de F1.</p>
<p>L2 Intersección S1/S2 sobre S1 o S2. Generalmente S2 es un clivaje de crenulación</p>	<p>Inmersión de lineación L2 (también se requieren los datos para So, S1 y S2).</p>	<p>Naturaleza de lineación. Orientación y naturaleza de So, S1 y S2.</p>	<p>Lineación generalmente paralela a eje <i>b2</i> de pliegue F2 (para superficies S1).</p>
	<p>La deformación de objetos deformados es paralela a la lineación</p>	<p>Naturaleza de deformación. El crecimiento fibroso es paralela con la lineación. Las fracturas son paralelas a la lineación.</p>	<p>El eje Y de la elipsoide de deformación F2.</p>

Tabla 5.2 Datos a ser colectas de observaciones sobre lineaciones de alargamiento mineral ML1, ML2.

<i>Estructura</i>	<i>Qué medir</i>	<i>Qué observaciones registrar</i>	<i>Resultados del análisis</i>
<p>Lineación de alargamiento mineral ML1 en S1.</p>  <p>Clivaje S1 ML1 80,070 alargamiento mineral</p>	<p>Inmersión de lineación ML1 (también se requieren datos de orientación para So y S1)</p> <p>La deformación de objetos deformados es paralela a lineación.</p>	<p>Naturaleza de la lineación (también se requieren la naturaleza de estratificación). Sobre crecimientos paralelos a lineación, direcciones de fibra.</p> <p>Naturaleza de la deformación. Sobrecrecimientos fibrosos.</p>	<p>Lineación generalmente paralela al eje X de la elipsoide de deformación finita F1, (eje tectónico 'a1').</p> <p>Eje X de la elipsoide de deformación finita F1.</p>
<p>Lineación de alargamiento mineral ML2 en S2.</p>  <p>Plano de clivaje de crenulación S2 ML2 80,150</p>	<p>Inmersión de lineación (también se requieren datos de orientación So, S1 y S2).</p> <p>La deformación de objetos deformados paralela a lineación</p>	<p>Naturaleza de la lineación (también se requiere de So, S1 y S2). Sobrecrecimientos paralelos a la lineación, direcciones de fibra.</p> <p>Naturaleza de deformación. Sobrecrecimientos de fibra.</p>	<p>Lineación generalmente paralela al eje X de la elipsoide de deformación finita F2 (eje tectónico a2).</p> <p>Eje X de elipsoide de deformación finita F2.</p>

Tabla 5.3 Datos a ser colectados de observaciones sobre lineaciones asociadas con fallas.

Estructura	<i>Qué medir</i>	<i>Qué observaciones registrar</i>	<i>Resultados de análisis</i>
<p>Ondulamiento (no crecimiento de fibras cristalinas)</p>  <p>ondulaciones plano de falla 80,150</p>	<p>Inmersión de lineación. Orientación de superficie de falla. Orientación de unidades desplazadas.</p>	<p>Naturaleza de ondulación. Rocas falladas. Sentido de movimiento a partir de gradas en plano de falla. Amplitud de zona de falla. Desplazamiento. Separación estratigráfica.</p>	<p>Sentido y dirección de movimiento de falla (son comunes las soluciones para desplazamientos exactos).</p>
<p>Estrías (crecimiento de fibras cristalinas)</p>  <p>estrías plano de falla 70,100</p>	<p>Inmersión de lineación. Orientación de superficie fallada. Orientación de unidades desplazadas</p>	<p>Naturaleza de crecimiento fibroso. Sentido de movimiento a partir de fibras y gradas en plano de falla. Rocas de falla. Amplitud de zona de falla. Desplazamiento. Separación estratigráfica.</p>	<p>Sentido y dirección de movimiento en falla (son comunes las soluciones para desplazamientos exactos).</p>
<p>Estriolitos</p>  <p>Gradas de acreción plano de falla Lineación de acreción 10,240 Dirección de movimiento 90° con grada de acreción.</p>	<p>Inmersión de lineación. Orientación de superficie fallada. Orientación de unidades desplazadas. Dirección de movimiento 90° a gradas de acreción.</p>	<p>Naturaleza de crecimiento fibroso. Sentido de movimiento a partir de fibras y gradas en el plano de falla. Rocas de falla. Amplitud de zona de falla. Desplazamiento. Separación estratigráfica.</p>	<p>Sentido de dirección de movimiento de falla (son comunes las soluciones para desplazamientos exactos).</p>

6**FALLAS Y ZONAS DE**
CIZALLA

6. FALLAS Y ZONAS DE CIZALLA

Fallas

Fallas frágiles y semifrágiles son discontinuidades planares a lo largo de las cuales ha ocurrido desplazamiento significativo. Generalmente se forman en los 10-15 Km superiores de la corteza.

6.1 Clasificación y descripción de fallas

Han surgido numerosos esquemas de clasificación de fallas, en base al *buzamiento del plano de falla* y la *dirección de desplazamiento*. En muchos casos, no es posible encontrar el desplazamiento exacto, ya que se requiere del conocimiento de la localización de puntos concordantes a ambos lados del plano de falla. No es fácil determinar la dirección de desplazamiento si el plano de falla no se expone. En este documento se refieren dos esquemas: (a) *clasificación dinámica de Anderson* y (b) un esquema descriptivo simple basado en la geometría y separación a través del plano de falla.

6.1.1 Clasificación dinámica de Anderson para fallamiento.

Esta clasificación se basa en el hecho de que no puede existir esfuerzo de cizalla en la superficie de la Tierra, por lo tanto, para que ocurra fallamiento cerca de la superficie de la Tierra, uno de los esfuerzos principales (σ_1 , σ_2 o σ_3) debe ser perpendicular a la superficie de la Tierra, y por lo tanto vertical (Fig. 6.1).

En las *fallas normales* σ_1 es vertical y σ_2 y σ_3 son horizontales. Los buzamientos de los planos de falla son $\approx 60^\circ$.

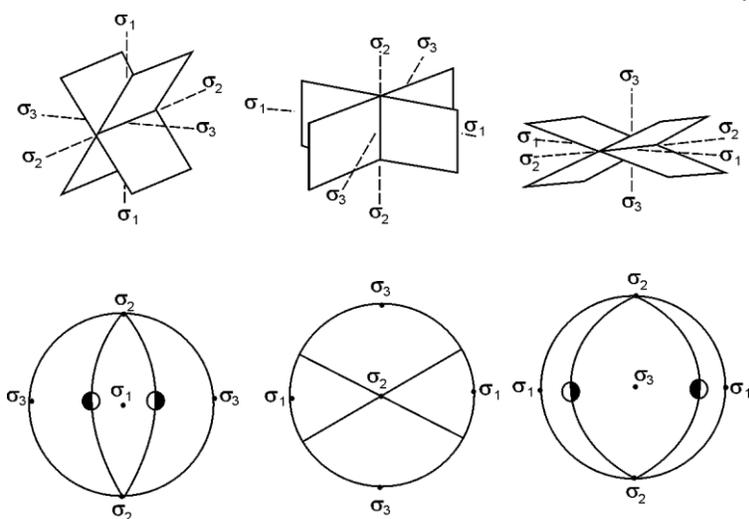


Figura 6.1 Clasificación dinámica de fallas de Anderson con las proyecciones estereográficas de las fallas y sistemas de esfuerzos. Los medios círculos indican el lado del bloque fallado que se ha movido hacia abajo.

En las *fallas de desgarre o desplazamiento de rumbo* σ_2 es vertical y σ_1 y σ_3 son horizontales. En este caso los planos de falla son verticales y la dirección de movimiento es horizontal.

En las *fallas inversas* σ_3 es vertical y σ_1 y σ_2 son horizontales. Los planos de falla buzcan a aproximadamente 30° con la horizontal.

Note que el ángulo bisectado por σ_1 entre los planos de falla conjugados es una función de las propiedades materiales de las rocas que sufren fallamiento y puede variar entre 45° y 90° . Se toma como valor típico 60° .

6.1.2 Clasificación geométrica y descripción de fallas

Esta clasificación se basa en el sentido de movimiento (separación) y dirección de movimiento en el plano de falla y es como sigue:

1. Fallas de *extensión*—fallas normales.
2. Fallas de *contracción*—fallas inversas, fallas de cabalgamiento.
3. Fallas de *desplazamiento de rumbo*—fallas de *desgarre*, fallas transformantes.

Fallas Lísticas Son los planos de falla curvados, no planares, en profundidad. Los planos de falla que son *cóncavos hacia arriba*, y tienen un plano de falla que se horizontaliza en profundidad se llaman *fallas lísticas*. Se encuentran dos tipos: la *falla lística de extensión* se puede dividir en falla de extensión de alto ángulo, falla de extensión de ángulo medio y segmentos de plano de estratificación o falla de piso. Con las secciones de falla de alto y medio ángulo, se omite la estratigrafía y rocas más jóvenes sobreyacen más antiguas.

Una *falla de contracción lística* es una falla curvada en la cual el segmento abrupto a menudo subvertical es una falla de contracción de alto ángulo. Tanto en los segmentos abruptos como medios, *rocas más antiguas* sobreyacen *rocas más jóvenes*, mientras que por la falla de piso existe poca o ninguna repetición. Geometrías más complicadas surgen de sistemas donde las fallas pueden tener varias secciones lísticas y estar *unidas* a otras fallas.

6.2 Desplazamientos de falla

En muchos casos no se pueden determinar los desplazamientos *exactos* en el campo, pero para la mayoría de fallas se deben registrar los siguientes datos:

1. *Dirección de movimiento*: esta se puede determinar a partir de ondulaciones, estrías, fibras de cristales alargados y estilolitos sobre el plano de falla. Las lineaciones de movimiento se deberán plotear como símbolos auxiliares sobre el símbolo del plano de falla (ver Tabla 2.1).
2. *Sentido de movimiento*: se determina a partir de relaciones estratigráficas (p.ej. rocas más antiguas sobre rocas más jóvenes), a partir de desplazamientos *aparentes* de unidades guía, diques y otras fallas. Se debe tener mucho cuidado, sin embargo, cuando las fallas cortan estratos ya *plegados*. El sentido de movimiento se deberá plotear sobre la proyección estereográfica, utilizando un círculo parcialmente lleno con el segmento sólido sobre el lado que bajo, p.ej. Fig. 6.1.
3. Las *separaciones estratigráficas*: generalmente es posible, ya sea medir o estimar la separación estratigráfica a través de una falla, utilizando espesores de estratos medidos o estimados afectados por la falla: p.ej. extensión estratigráfica a través de una falla extensional y contracción estratigráfica a través de una falla contraccional. Donde sea posible, la separación estratigráfica se deberá marcar adyacente al símbolo de falla sobre el mapa (ver Tabla 2.1).
4. La *rotación* es generalmente difícil de determinar en el campo y requiere un conocimiento de puntos desplazados sobre ambos lados del plano de falla.

Una vez que se ha determinado la dirección de movimiento de una falla, la clasificación simple de fallas se puede refinar para especificar la dirección de desplazamiento.

6.3 Fallas de extensión

El término *falla de extensión* se prefiere al más comúnmente utilizado *falla normal* debido a que se refiere al efecto de la falla (extiende el estrato). Las fallas de extensión pueden ser planares o lítricas.

6.3.1 Sistemas de fallas de extensión

Las fallas de extensión pueden ocurrir en sistemas enlazados, de los cuales se encuentran dos tipos principales:

- (a) sistemas de fallas dominó (Fig. 6.2a) de fallas de extensión rotacional planares enlazados por un detachment (desprendimiento) basal;
- (b) fallas extensionales lítricas (Fig. 6.2b) produciendo rotación de los bloques techo y también enlazados por un detachment basal.

Es importante reconocer las direcciones de propagación de fallas y apreciar qué fallas son más

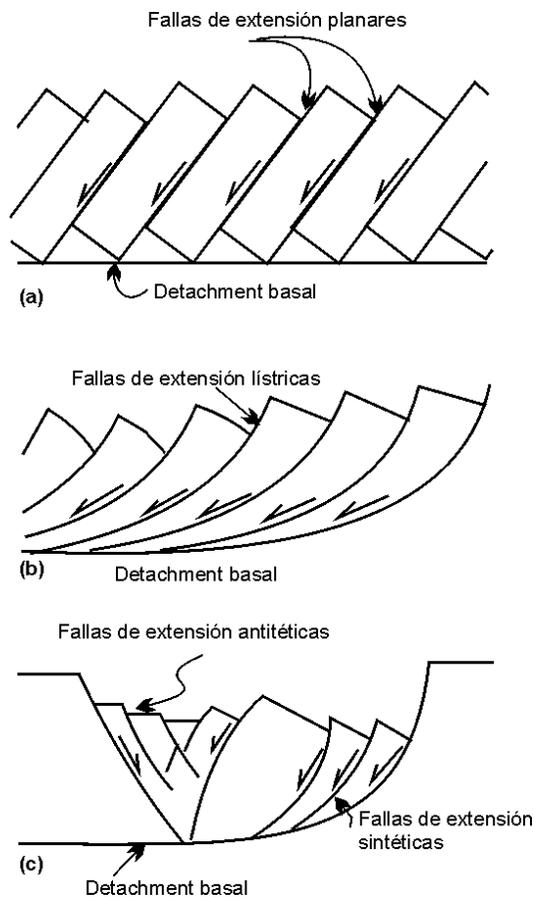


Figura 6.2. Sistemas de fallas extensionales: (a) Sistemas de fallas extensionales tipo dominó; (b) sistemas de fallas extensionales lítricas; (c) fallas de propagación o de segundo orden arriba de un detachment lítrico mayor. Las fallas de segundo orden pueden ser llamadas *sintéticas* si su sentido de movimiento es el mismo que la falla principal (primer orden), o *antitéticas* si el movimiento está en sentido contrario.

jóvenes. Se ha determinado que arriba de una falla de detachment mayor la deformación se propaga en el bloque techo como de muestra en la Fig. 6.2c. Los anticlinales roll-over del bloque techo con fallas antitéticas y sintéticas se desarrollan arriba de la falla lítrica (Fig. 6.2c).

Los símbolos para registrar sobre el mapa sistemas de fallas de extensión, se muestran en la Fig. 6.3, junto con un ejemplo de la proyección estereográfica de un sistema de falla de extensión.

6.3.2 Mapeo de fallas de extensión

Los datos estructurales que se deberán registrar para fallas de extensión se listan en la Tabla 6.1.

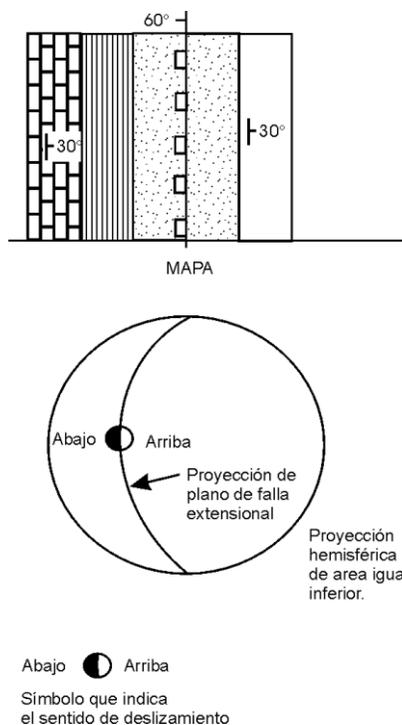


Figura 6.3. Mapa con los símbolos generales para fallas extensionales de movimiento sobre buzamiento; y proyección estereográfica de las relaciones mostradas en el mapa,—note el uso de círculos parcialmente llenos para indicar los bloques bajados.

6.4 Fallas de contracción

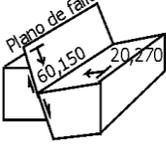
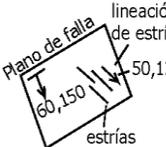
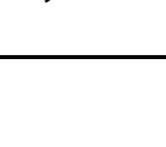
En esta sección se discuten fallas de contracción de bajo ángulo, cabalgamientos. Las fallas inversas se encuentran en la mayoría de regímenes tectónicos compresionales. Aunque a menudo no se expone toda la geometría de la falla, usted deberá estar atento a las consecuencias geométricas del cabalgamiento y reconocer sus efectos sobre los patrones del mapa.

6.4.1 Fallas de cabalgamiento en terrenos metamórficos de muy bajo grado

Muchas fallas de cabalgamiento en estos terrenos (p.ej. cinturones de cabalgamientos y pliegues de antepaís) tienen una geometría de escalera, comprendiendo zonas de corrimiento paralelos a la estratificación—*planos*—separados por cabalgamientos cortos, de alto ángulo, o *rampas* (Fig. 6.4).

Los cabalgamientos son *tridimensionales* y se pueden considerar que tienen una región deslizada rodeada por una faja dúctil (un frente de clivaje o par anticlinal-sinclinal). Así, en las terminaciones de un cabalgamiento (línea extrema) las fallas culminan en un par anticlinal-sinclinal. En tres dimensiones, una falla de cabalgamiento puede tener una geometría de rampa compleja con *rampas frontales* (perpendiculares a la dirección de movimiento); *rampas laterales* (paralelas a la dirección de movimiento); *rampas oblicuas* (oblicuas a la dirección de movimiento), (Fig. 6.4d).

Tabla 6.1 Datos a ser colectados en fallas de extensión.

Estructura	Qué medir	Qué observaciones registrar	Resultados del análisis
	Orientación del plano de falla (dirección de buzamiento).	Naturaleza del plano de falla: rocas de falla. Hay curvatura del plano de falla? Ancho de falla.	Procesos de deformación. Fallamiento lítricos/planares.
	Orientación de unidades desplazadas a ambos lados de la falla.	Separación estratigráfica. Sentido de movimiento. Sentido de cizalla.	Dirección de desplazamiento. Movimiento mínimo. Cantidad de extensión.
	Lineaciones sobre el plano de falla: ondulamiento, estrías, estriolitos.	Naturaleza de lineaciones sobre el plano de falla (estrías fibrosas?). Sentido de movimiento.	Dirección de movimiento.
	Datos de orientación sobre estructuras sintéticas: fallas y fracturas.	Relaciones con otras fallas. Relaciones de corte. Plegamiento asociado.	Secuencias de falla. Desarrollo cinemático.
	Datos de orientación sobre estructuras antitéticas: fallas y fracturas.	Naturaleza de estructuras sintéticas. Direcciones de movimiento.	Sistemas de falla. Patrones de movimiento. Sistemas de esfuerzos.
		Naturaleza de estructuras antitéticas. Direcciones de movimiento.	Sistemas de falla. Patrones de movimiento. Sistemas de esfuerzos.

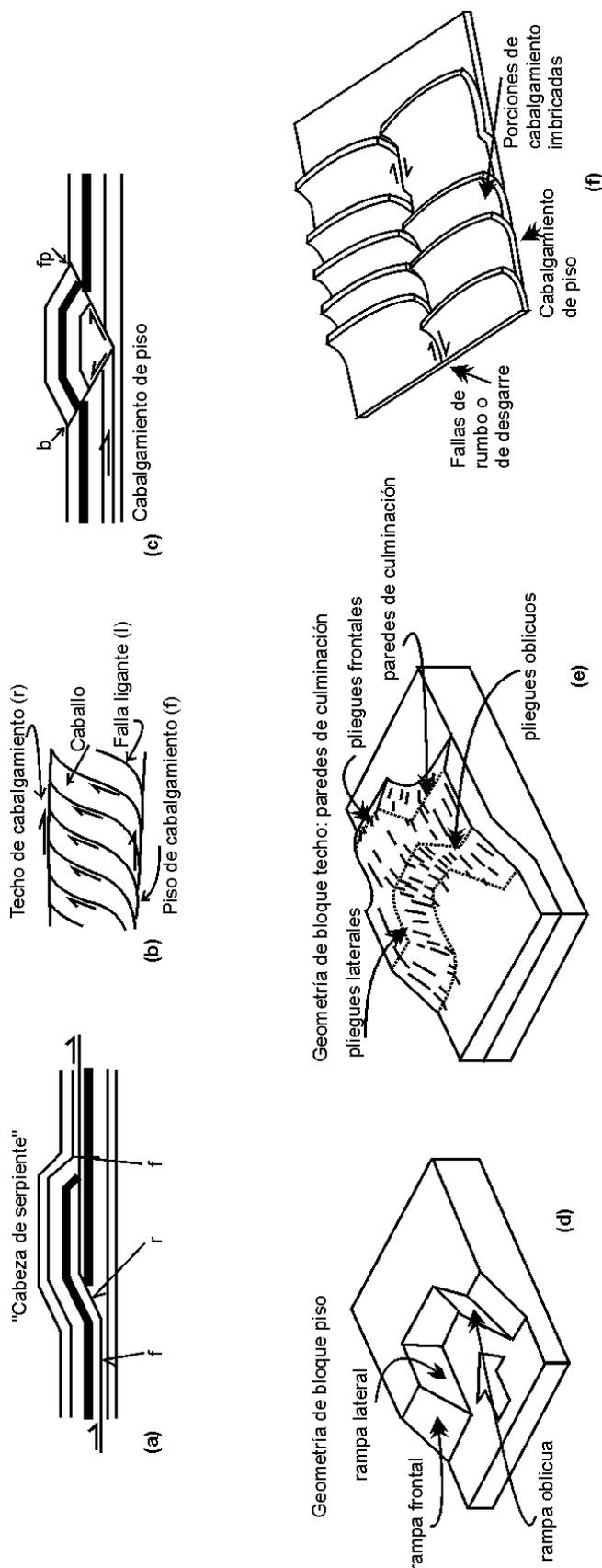


Figura 6.4. (a) Trayectoria de falla de cabalgamiento escalonada, mostrando el desarrollo de *planos* (f) donde la falla inversa es paralela con la estratificación y *rampas* (r) donde el cabalgamiento corta arriba de la sección a través de la estratificación. Note el desarrollo de una estructura "cabeza de serpiente" típica cuando el bloque techo del cuerpo cabalgante se mueve sobre la rampa. (b) Desarrollo de un *duplex* donde la estratigrafía se duplica por repetición de *cabalgamientos ligantes* (l) que unen a un *piso* de cabalgamiento (f) y a un *techo* de cabalgamiento (r). Segmentos cabalgantes individuales se llaman *horses*. (c) Desarrollo de un *cabalgamiento propagante anterior* (fp) resultando en el levantamiento de una zona triangular. (d) La naturaleza tridimensional de las superficies de cabalgamientos. En el bloque piso habrán *rampas frontales, oblicuas y laterales*. En el bloque techo habrán *pliegues* geoméricamente necesarios asociados con las rampas—p.ej. *pliegues frontales, pliegues oblicuos, y pliegues laterales*. (e) Escamas cabalgantes unidas por fallas de rumbo (fallas de desgarre).

Las fallas de cabalgamiento pueden estar *enlazadas* por *fallas de desgarre* que tienen raíces en el *cabalgamiento de piso* subyacente (Fig. 6.4e). Tales fallas de desgarre ocurren a cualquier escala uniendo pequeñas fallas imbricadas, a sistemas de fallas grandes.

Cuando un cuerpo cabalgante se mueve sobre una rampa (Fig. 6.4a), este se pliega, formando la estructura "cabeza de serpiente" característica. Considere un segmento que se mueve sobre la rampa: esta se pliega, se despliega, se pliega otra vez y luego finalmente se despliega (Fig. 6.4a). Cada etapa de deformación estará acompañada por deformaciones internas y estructuras, p.ej. fracturas, con el resultado de que se producen estructuras superpuestas complejas (clivajes superpuestos, patrones de fractura).

Una capa cabalgante que se ha movido sobre una rampa producirá un segmento levantado de estratigrafía inferior. En tres dimensiones, estará limitada por *paredes de culminación* (Fig. 6.4e). La erosión de esta culminación producirá una "ventana" tectónica. Es pertinente notar el desarrollo de pliegues arriba de la falla de cabalgamiento, y estos puede dar información importante de la geometría del plano cabalgante subyacente.

6.4.2 Fallas de cabalgamiento en terrenos de mayor grado

En terrenos de facies de esquistos verdes inferior y en grados metamórficos mayores, el fallamiento de cabalgamiento está comúnmente asociado con plegamiento y el desarrollo de foliaciones penetrativas. En tales situaciones puede no desarrollarse bien una geometría de falla en escalera (Sección 6.4.1) y la falla de cabalgamiento puede tener una trayectoria suave. El plegamiento puede estar íntimamente asociado con el fallamiento de cabalgamiento con las fallas que

cortan capas plegadas en altos ángulos y se pueden desarrollar foliaciones penetrativas.

6.4.3 Reglas básicas para fallas de cabalgamiento

Ahora se pueden formular algunas reglas básicas que gobiernan la geometría y cinemática de fallas de cabalgamiento, para asistir en el mapeo de estas estructuras:

1. Los cabalgamientos llevan rocas más antiguas sobre rocas más jóvenes, a menos que se desarrollen en estratos ya plegados.
2. Los cabalgamientos “cabalgan” sobre la sección estratigráfica, a menos que se desarrollen en estratos ya plegados.
3. Los cabalgamientos se propagan en la dirección del movimiento.
4. En un sistema cabalgado, los cabalgamientos topográficamente superiores pero más antiguos, son llevados “sobre el lomo de cerdo”, sobre cabalgamientos inferiores, más jóvenes.
5. Los cabalgamientos más altos (más antiguos) se plegan mientras que cabalgamientos inferiores, más jóvenes cabalgan sobre estructuras de rampa.
6. Los ángulos de rampa o ángulos ‘de corte’ están generalmente entre 15° y 30° al datum de estratificación.

Estas reglas básicas han sido bien probadas en muchas fallas de cabalgamiento, pero pueden ser invalidadas si se puede mostrar que un cabalgamiento posterior pudo haber cortado a través de estructuras anteriormente formadas de la parte posterior. Tal falla de cabalgamiento se llama un *cabalgamiento fuera de secuencia* y las reglas 1-6 se pueden invalidar por estos cabalgamientos.

6.4.4 Dirección de movimiento de fallas de cabalgamiento

El movimiento en fallas de cabalgamiento se puede determinar por:

1. ‘Regla de arco y flecha’: En planta, las fallas de cabalgamiento están comúnmente curvadas y la dirección de movimiento es generalmente normal a la ‘cuerda’ formada por la conexión de los dos extremos del ‘arco’, en dirección de la ‘flecha’.
2. El movimiento es normal a las rampas frontales en la falla de cabalgamiento.
3. El movimiento es normal a pliegues producidos sobre rampas frontales o pliegues producidos en la faja dúctil adelante de la línea.
4. El movimiento es paralelo a sistemas de rampas laterales y pliegues asociados.

5. El movimiento se puede determinar a partir del desarrollo de estrías y otras lineaciones sobre planos de fallas.
6. El movimiento se puede determinar por lineaciones dúctiles en o cerca del plano de falla—lineaciones miloníticas.
7. En regímenes de cabalgamientos dúctiles, inicialmente se van a formar pliegues paralelos al frente cabalgante, pero luego una deformación subsecuente los rotará en paralelismo con la dirección de transporte.

6.4.5 Mapeo de fallas de cabalgamiento

Los datos que se deben tomar de terrenos fallados por cabalgamiento se muestran en la Tabla 6.2.

6.5 Fallas de deslizamiento de rumbo o de desgarre

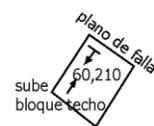
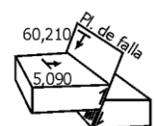
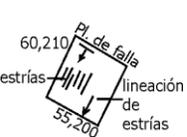
Son fallas verticales (en la parte superior de la corteza) y tienen direcciones de movimientos horizontales. Se clasifican como *dextrales* (lateral derecho) o *sinestrales* (lateral izquierdo).

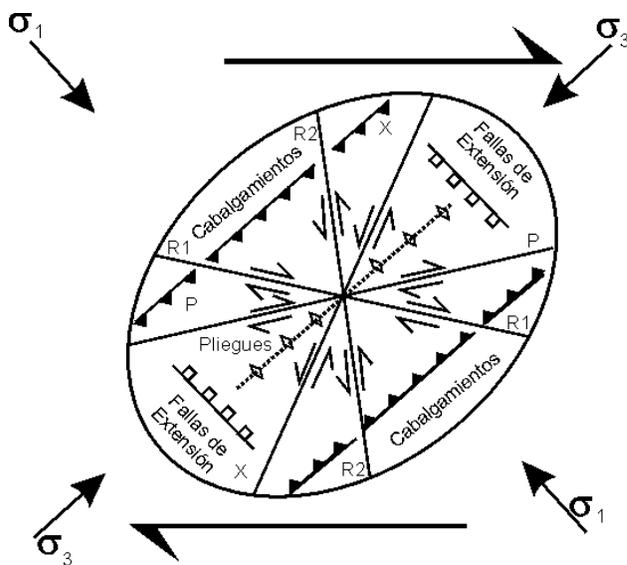
Se han hallado los siguientes rasgos de sistemas de fallas de desgarre:

1. El fallamiento de desgarre se inicia (Fig. 6.5) por el desarrollo de cizallas Riedel (R_1 y R_2) orientadas en $\cong 30^\circ$ al esfuerzo compresivo máximo σ_1 . El movimiento está concentrado sobre un sistema Riedel R_1 que es sintético a la dirección de máximo esfuerzo de cizalla resuelto (Fig. 6.5) y el sistema antitético R_2 es subordinado. En algunos sistemas también se pueden desarrollar fallas de cizalla sintéticas P y antitéticas X.
2. La falla de desgarre principal está orientada a 45° al máximo esfuerzo compresivo σ_1 .
3. Fallas secundarias de desgarre (antitéticas y sintéticas) ocurren a lo largo de las direcciones de cizalla Riedel y estas pueden a la vez desarrollar sus propios sistemas secundarios de fallas.

La Fig. 6.5 representa la deformación de un sistema de fallas de desgarre en términos de una elipse de deformación en 2D que muestra no sólo las fallas de desgarre antitéticas y sintéticas sino también zonas de compresión y extensión dentro del sistema. Las zonas de compresión pueden dar lugar a pliegues y fallas de cabalgamiento, mientras que zonas de extensión desarrollan fallas de extensión (o normales).

Tabla 6.2 Datos a ser colectados a partir de fallas de contracción.

Estructura	Qué medir	Qué observaciones registrar	Resultados de análisis
	Orientación del plano de falla (dirección de movimiento).	Naturaleza del plano de falla: rocas de falla. Naturaleza curvada/escalonada del plano de falla? Ancho de zona de falla.	Procesos de deformación. Falla lítrica/planar/escalonada.
	Orientación de unidades desplazadas a ambos lados de la falla.	Separación/traslape estratigráfico. Sentido de movimiento. Sentido de cizalla.	Dirección de desplazamiento. Movimiento mínimo. Cantidad de contracción.
	Lineaciones sobre el plano de falla: ondulamiento, estrías, estriolitos.	Naturaleza de lineaciones sobre el plano de falla (estrías fibrosas?). Sentido de movimiento.	Dirección de movimiento.
	Datos de orientación sobre estructuras cinemáticas: fallas y fracturas.	Relaciones con otras fallas. Relaciones de corte cruzado: abanico imbricado? Duplex? Fuera de secuencia? Rampas? Plegamiento asociado.	Secuencias falladas. Desarrollo cinemático.
	Datos de orientación sobre estructuras cinemáticas: fallas y fracturas.	Naturaleza de estructuras sintéticas. Direcciones de movimiento.	Sistemas fallados. Patrones de movimiento. Sistemas de esfuerzos.
	Datos de orientación sobre estructuras antitéticas: fallas y fracturas.	Naturaleza de estructuras antitéticas. Direcciones de movimiento.	Sistemas fallados. Patrones de movimiento. Sistemas de esfuerzos.

**Figura 2** Elipse de deformación regional asociada a un sistema de fallas de wrench/strike slip.

6.5.1 Fallas desgarre en echelón

Las fallas de desgarre comúnmente ocurren en sistemas en echelón y, como tales, se pueden llamar de

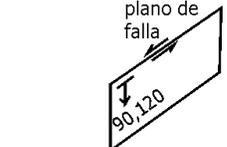
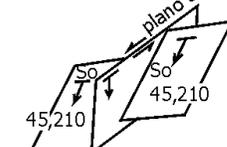
escalonamiento dextral o de escalonamiento sinistral. El Tipo 1 (de escalonamiento dextral) genera una zona extensional (fallas normales) mientras que el Tipo 2 (de escalonamiento sinistral) genera una zona compresional (pliegues y fallas inversas). *Plegamiento en echelón* típicamente acompaña el fallamiento de desgarre. Estos estilos han sido demostrados en estructuras frágiles de alto nivel y los patrones geométricos resultantes deberían ser tomados en cuenta durante los programas de mapeo.

6.5.2 Direcciones de movimiento

Las direcciones de movimiento en sistemas de fallas de desgarre generalmente van a ser horizontales o sub-horizontales. Estas se pueden determinar por:

1. Estriamiento u ondulamiento sobre los planos expuestos;
2. Análisis de patrones de fallamiento antitético y sintético, y de patrones de fracturas menores; (Fig. 6.5);
3. Rotación de estructuras en la zona de falla, indicando direcciones de movimiento;
4. Desarrollo de fábricas lineales horizontales en rocas adyacentes a la zona de falla.

Tabla 6.3 Datos a ser colectados de fallas de desgarre.

	QUE MEDIR	QUE OBSERVACIONES REG.	RESULTADO DE ANALISIS
	Orientación del plano de falla (dirección de buzamiento)	Naturaleza de las rocas del plano de falla. Ancho de la zona de falla.	Procesos de deformación.
	Orientación de unidades desplazadas a ambos lados de la falla.	Dirección de movimiento. Sentido de cizalla.	Dirección de desplazamiento. Cantidad de movimiento/desplazamiento.
	Lineaciones sobre el plano de falla: ondulamientos, estrías, estriolitos.	Naturaleza de lineaciones sobre el plano de falla (Tabla 5.3) Sentido de movimiento.	Dirección de movimiento.
	Datos de orientación de cizallas Riedel R1, R2, cizalla P, sobre estructuras sintéticas.	Relaciones con otras fallas. Relaciones de corte cruzado. Plegamiento asociado.	Secuencias falladas. Desarrollo cinemático.
	Fallas de segundo y tercer orden Pliegues asociados.	Naturaleza de estructuras sintéticas. Direcciones de movimiento.	Sistemas fallados. Patrones de movimiento. Sistemas de esfuerzos.

6.5.3 Mapeo de fallas de desgarre

La Tabla 6.3 lista los datos que deberían ser colectados de zonas de fallas de desgarre.

6.6 Rocas de falla

Al mapear fallas es apropiado describir cuidadosamente los tipos de rocas de falla desarrolladas, puesto que pueden proveer información importante acerca de las condiciones de deformación durante el fallamiento, p.ej. en niveles corticales altos se desarrollan *gouge* y *brecha*, mientras que *milonitas* en niveles corticales bajos (a mayor presión y temperatura) e indican deformación plástica. Sibson (1977) ha dado una clasificación para la clasificación de rocas de falla (Tabla 6.4).

La clasificación muestra tres subdivisiones principales:

1. *Rocas de falla incohesivas no foliadas* --*Gouge de falla*—roca de falla triturada, pulverizada (se deshace entre los dedos)—con menos del 30% de fragmentos visibles de roca. *Brecha de falla*—roca de falla consistente en fragmentos de rocas angulares sueltas o ligeramente cohesivas, a menudo en una matriz de gouge.
2. *Rocas de falla incohesivas foliadas*—*Gouge de falla* y *brecha de falla foliadas*—gouge y brecha como se describe arriba pero con una fábrica planar distintiva y alineamiento y orientación preferencial de fragmentos de la brecha.
3. *Rocas falladas cohesivas no foliadas*—*Pseudotaquilita*—un fundido friccional generado

por movimiento de falla. Característicamente negro y vidrioso y ocurente en vetas y filones con otras rocas de falla. *Brecha molida*—una roca dura, intacta, no foliada consistente en fragmentos angulares sin ninguna orientación preferencial. *Cataclasitas*—rocas intactas y no foliadas con el tamaño de grano tectónicamente reducido por fracturamiento. Las cataclasitas varían desde *protoclasitas*—roca altamente fragmentada mostrando muchos fragmentos grandes del tipo original de roca, hasta *ultraclasitas*—rocas oscuras de grano ultra fino casi vidriosa sin relictos del tipo de roca original.

4. *Rocas de falla cohesivas foliadas*—*Serie de milonita*—rocas foliadas generalmente de grano fino con fábricas dúctiles (p.ej. pliegues) y granos mostrando una reducción en tamaño por procesos plásticos. *Serie de filonita*—milonitas ricas en mica que tienen la apariencia sedosa de las filitas y una foliación bien desarrollada.

Las rocas de falla deben ser descritas en el campo utilizando la Tabla 6.4. Se deben recolectar muestras para exámenes petrológicos y así confirmar las interpretaciones de campo.

6.7.1 Tipos de zonas de cizalla

Las geometrías de zonas de cizalla frágil a dúctil simples se muestran en las Figs. 6.6 a 6.8. En cada caso se asume cizalla simple, y los límites de la zona de cizalla están en 45° con el esfuerzo compresivo principal σ_1 .

Zona de cizalla frágil Se pueden desarrollar tres conjuntos de fracturas en la zona de cizalla (falla). Cizallas Riedel (R1) principal; cizallas Riedel (R2) conjugadas (generalmente subordinadas); y cizallas sintéticas P, cuyas direcciones se imponen por condiciones marginales y se pueden o no desarrollar. Las orientaciones de esfuerzos y sentido de orientaciones de cizalla se pueden deducir del patrón de cizallas Riedel y de la fábrica en el gouge de falla (Fig. 6.5).

Zona de cizalla semi-frágil (grietas de tensión en echelón) Aquí la deformación es parcialmente dúctil con el desarrollo de clivaje de presión-solución y parcialmente frágil con el desarrollo de vetas de extensión (cambio total de volumen = 0). Las grietas de tensión tienen sus puntas orientadas paralelas con σ_1 y están generalmente rellenas con minerales fibrosos que crecieron con incremento en la dirección σ_3 (Fig. 6.7). El clivaje de presión-solución (si se desarrolla) se forma a 90° de σ_1 y las puntas de las vetas, pero se rota

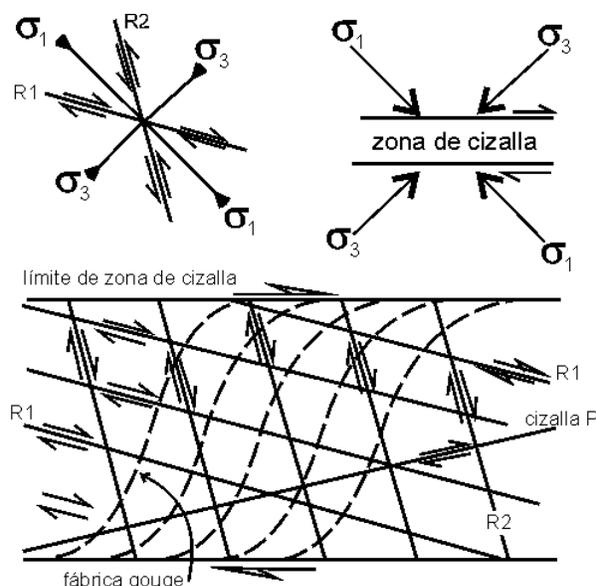


Figura 6.5 Brittle shear zones: Brittle shear zone showing the development of a gouge fabric, R1 and R2 Riedel shears and low-angle P shear. The stress system for the Riedel shear system and for the through-going shear zone is also shown.

hacia el paralelismo con las paredes de la zona de cizalla en la parte central de la zona de cizalla. Un ejemplo de zona de cizalla semi frágil con vetas de grietas de tensión en echelón se muestra en la Fig. 6.7.

Zona de cizalla dúctil Aquí la deformación es enteramente dúctil y produce una fuerte esquistosidad que se origina a 45° con la zona de cizalla (y perpendicular a σ_1). Si sigue la deformación la esquistosidad se rota hacia el plano de zona de cizalla hasta, a grandes deformaciones, es claramente paralela con los márgenes de la zona de cizalla (Fig. 6.8).

El total de deformación de cizalla y desplazamiento dentro de zonas de cizallas simples frágiles-dúctiles es fácilmente analizado utilizando los métodos de Ramsay y Graham (1970) pero requieren mapeo detallado en malla y/o fotografía para que todos los elementos estructurales puedan ser registrados a través de la zona de cizalla.

Zonas de cizalla conjugadas Las zonas de cizalla se pueden desarrollar en arreglos conjugados y, como tales, se pueden analizar para determinar orientaciones principales de esfuerzos (Tabla 6.5).

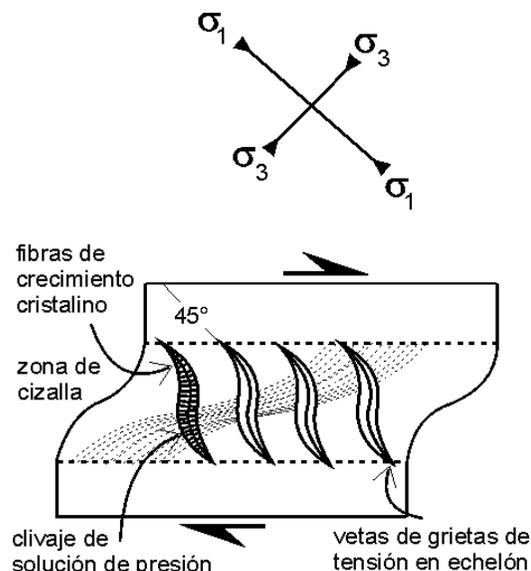


Ilustración 6.7

Nota: Es importante recordar que una zona de cizalla debe empezar y terminar. En los extremos de una zona de cizalla, ocurre foliación y patrones de deformación complejos, por lo que las geometrías simples descritas arriba solamente se aplican en la parte central de una zona de cizalla que sufre deformación de cizalla simple.

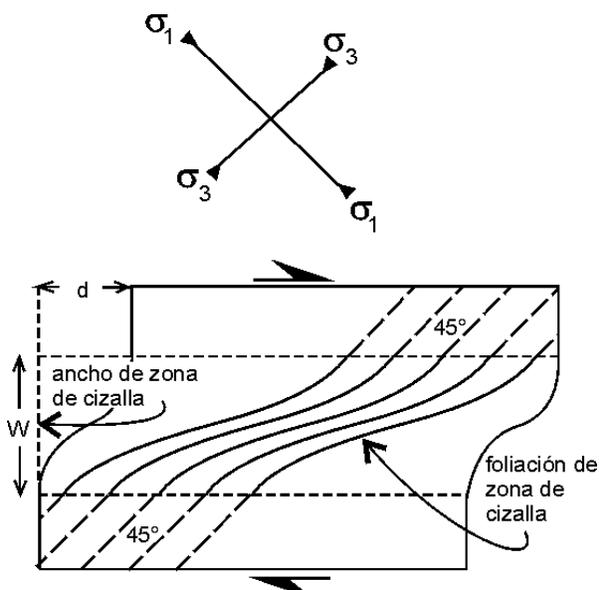


Figura 6.8 Ductile shear zones: (a) Ductile shear zone showing the development of foliation at 45° to the shear zone margin (and 90° to σ_1) and rotation of this foliation into the shear zone.

Tabla 6.5 Propiedades geométricas de zonas de cizalla en la corteza.

<i>Profundidad aproximada</i>	<i>Facies metamórficas</i>	<i>Rasgos estructurales de zonas de cizalla</i>	<i>2θ, ángulo entre zonas de cizalla conjugada</i>
Zonas de cizalla dúctil > 10 Km.	Granulita, Anfibolita, Esquistos azules	Flujo dúctil, fuerte esquistosidad sigmoidal en zonas.	 $120^\circ - 90^\circ$
Zonas de cizalla frágil-dúctil, dúctil 5- 10 Km.	Esquistos verdes, Zeolita	Dúctil a semi-frágil; Esquistosidad localizada, arreglos de vetas en echelón; Rasgos de presión-solución.	$90^\circ - 60^\circ$
Zonas de cizalla frágil 0 – 5 Km.	Anchimetamorfismo, no metamorfismo	Frágil; brecha de falla y gouge de arcilla; algunos rasgos de presión – solución.	60°

6.8 Estructuras en zonas de cizalla

La orientación de elementos estructurales fuera y dentro de la zona de cizalla da información importante sobre el *sentido de cizalla, deformación y desplazamiento* dentro de la zona de cizalla; a continuación se da un breve resumen de las estructuras relevantes a ser observadas en el campo.

Estructuras planares: Foliación Se inicia a 45° con la zona de cizalla y con el incremento de la deformación se rota hacia el paralelismo con las paredes de la zona de cizalla (Fig. 6.7).

Capas pasivas: Estas son capas de roca o foliaciones preexistentes que no tienen contraste en competencia con, o efecto mecánico sobre la zona de cizalla y son simplemente rotadas en la zona de cizalla (Fig. 6.8).

Capas activas: Estas tienen un contraste de competencia con el material de la zona de cizalla, y son plegadas o boudinadas de acuerdo con su orientación inicial (Fig. 6.8). Los ejes de pliegues generalmente no van a estar en el plano XY de la elipsoide de deformación para la zona de cizalla.

Estructuras lineales: Lineaciones Muchas zonas de cizalla desarrollan un fuerte alargamiento mineral paralelo con la dirección de cizalla (Fig. 6.8). Lineaciones preexistentes (p.ej. ejes de pliegues preexistentes) se rotan hacia el paralelismo con la dirección de cizalla. En tales situaciones las líneas de charnela del pliegue se curvan fuertemente y se producen pliegues envainados, típicamente con secciones en forma de “ojo”.

6.8.1 Sentido de cizallamiento en zonas de cizalla

La evaluación correcta del sentido de cizalla en zonas de cizalla es vital en el mapeo estructural, p.ej. para determinar si la zona de milonita/cizalla es extensional o contraccional.

Los criterios de campo que se pueden usar (con cuidado) como indicadores cinemáticos para deducir el sentido de cizalla se listan a continuación.

1. Grietas de tensión en echelón (Fig. 6.7);
2. Orientaciones de foliación (Fig. 6.21);
3. Orientaciones de gouge y cizallas Riedel (Fig. 6.19);
4. Estructuras augen asimétricas (Fig. 6.25a);
5. Guijarros, granos y cristales rotos y desplazados (Fig. 6.25b);
6. Relaciones de fábricas C y S (Figs. 6.26a y b): (C = superficie de cizalla subparalela con las zonas de

cizalla; S = superficie de esquistosidad). La orientación de las superficies S que ocurren entre las superficies de cizalla es antitética al sentido de cizalla, en contra de ésta.

7. Desarrollo de bandas de cizalla en rocas homogéneas, fuertemente foliadas (Figs. 6.27a y c).

Nota: El sentido de cizalla se determina mejor utilizando los criterios 1, 2, 3, 6 y 7. Además de los elementos de fábrica mesoscópicos que permiten la determinación del sentido de cizalla, el análisis microscópico puede también permitir el análisis del sentido de cizalla. Las zonas de cizalla o foliaciones miloníticas deberán por lo tanto ser muestreadas (muestras orientadas, sección 2.7) para análisis de laboratorio.

6.9 Mapeo de zonas de cizalla

Donde sea posible se deberán medir y registrar los factores listados en la Tabla 6.6.

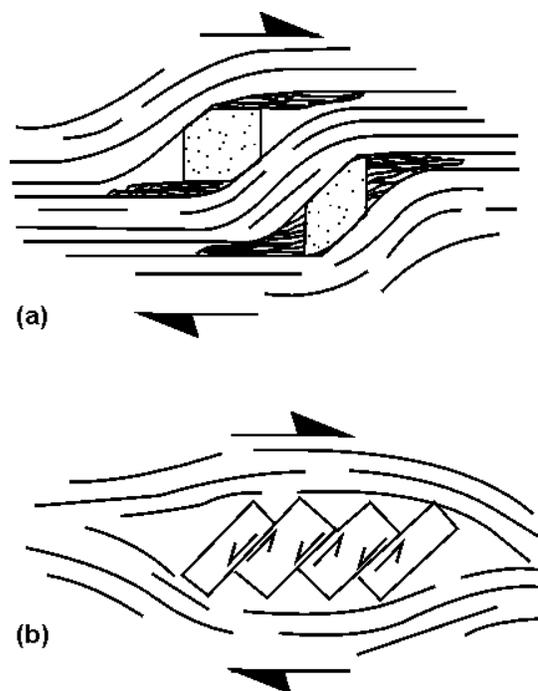


Fig. 6.25 Kinematic indicators for simple shear deformation. (a) Sigmoidal feldspar porphyroblasts with tails of recrystallised feldspar trailing into the foliation and producing asymmetric augen structures. (b) fragmented augen showing antithetic slip on fracture planes in the grain.

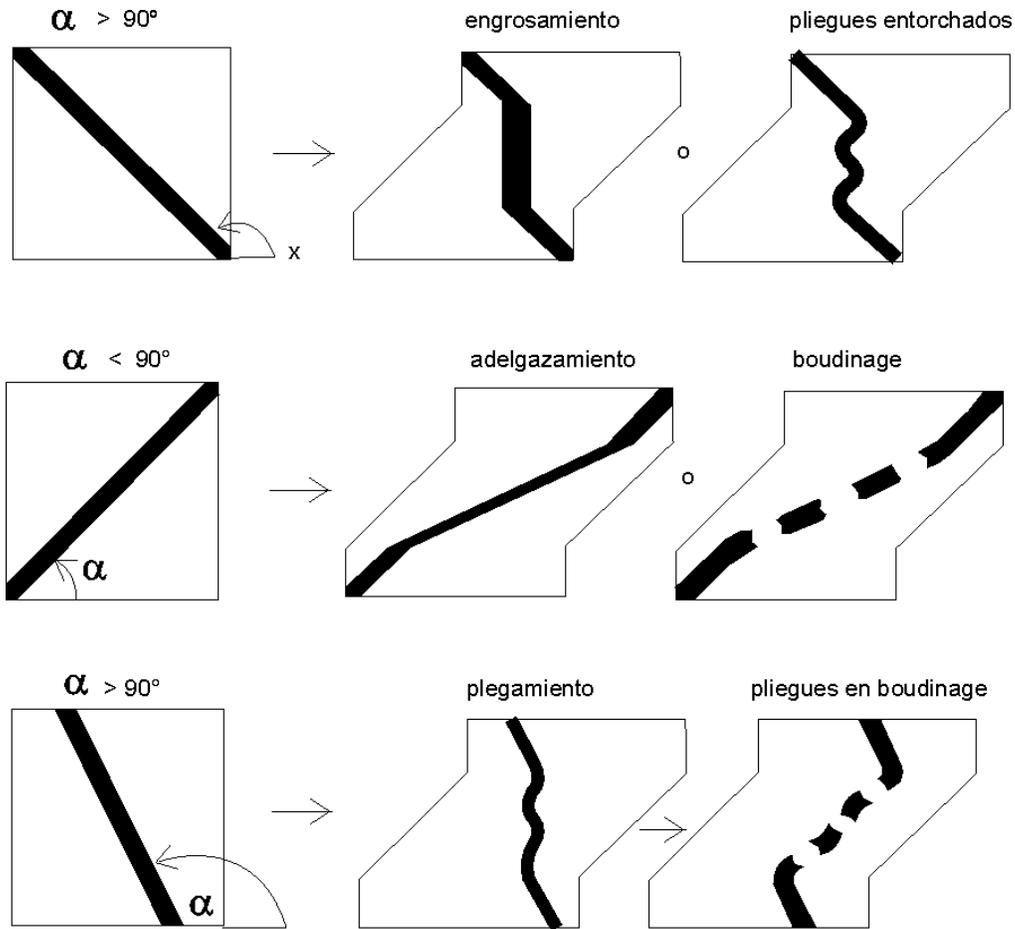


Figura 6.8 The effects of shear zone deformation on competent layers of different initial orientations: (1) a layer an initial angle α , which lies at more than 90° to the shear zone boundary, becomes thickened and folded; (2) layer at angle α which initially is $<90^\circ$ to the shear zone boundary, and becomes thinned and boudinaged; (3) layer at an angle α initially $>90^\circ$ to the shear zone boundary (less than in a above) and which first shortens by folding and is subsequently stretched and boudinaged, (reproduced with permission from Ramsay, 1980)

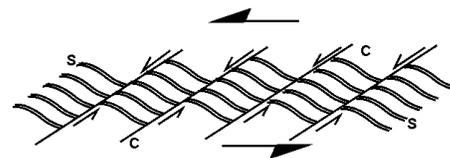
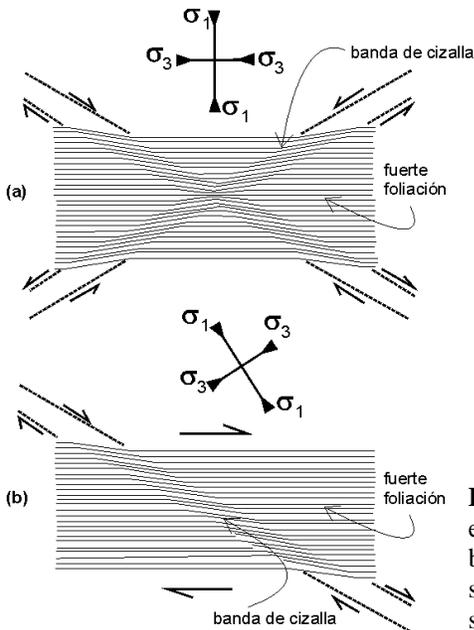
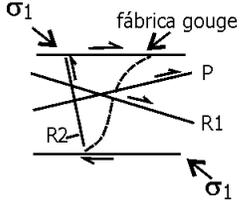
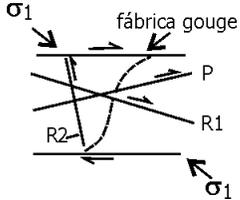
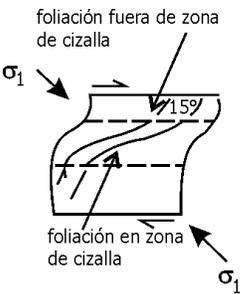


Fig. 6.26a The geometry of C and S fabrics as seen in shear zones. The C plane is the shear plane and S in the Schistosity plane. The C plane has an extensional geometry with respect to the sense of shear

Fig. 6.27a Shear band development in strongly foliated rocks, e.g. mylonites. (a) flattening produces conjugate low-angle shear bands which are approximately 30° to the mylonitic foliation; (b) simple shear geometry produces a single shear band orientation—sometimes called an extensional crenulation cleavage. Shear bands are important indicators of the sense of shear in mylonitic rocks.

Tabla 6.6 Datos a ser colectados de observaciones sobre zonas de cizalla.

Estructura	Qué medir	Qué observaciones registrar	Resultados del análisis
<p>Zona de cizalla frágil</p> 	<p>Orientación de los límites de zona de cizalla. Orientación de fracturas Riedel R1 y R2. Orientación de fábrica en gouge de falla. Orientación de fractura P (si se desarrolla). (datos adicionales—orientación de estructuras fuera de la zona de cizalla).</p>	<p>Naturaleza de la zona de cizalla. Ancho de la zona de cizalla. Rocas falladas desarrolladas. Veteado y/o presión-solución. Orientaciones de fracturas en relación a zonas de cizalla. Sentido de cizalla. Desplazamiento. Estructuras fuera de la zona de cizalla.</p>	<p>Sistemas de esfuerzos. Sentido de cizalla. Desplazamiento. Procesos de deformación.</p>
<p>Zona de cizalla semi-frágil (grietas de tensión en echelón)</p> 	<p>Orientación de límites de zona de cizalla Orientación de puntas de fracturas. Orientación de intersección de puntas de fracturas con límites de zonas de cizalla. (Datos adicionales sobre orientación de estructuras fuera de la zona de cizalla).</p>	<p>Naturaleza de zona de cizalla. Ancho de zona de cizalla. Naturaleza de vetas—fibrosas o masivas. Naturaleza de foliación en zona de cizalla. Sentido de cizalla. Desplazamiento. Fotografía/diagrama de zona de cizalla. Estructuras fuera de la zona de cizalla.</p>	<p>Sistemas de esfuerzos. Sentido de cizalla. Desplazamiento. Deformación en zona de cizalla. Procesos de deformación.</p>
<p>Zona de cizalla dúctil</p> 	<p>Orientación de límites de zona de cizalla. Orientación de foliaciones en límites de zona de cizalla. Orientación de lineaciones en zona de cizalla (ML). Orientación/vergencia de pliegues en zona de cizalla. Deformación de objetos deformados en la zona de cizalla. (Datos adicionales sobre orientación de estructuras fuera de la zona de cizalla). Datos de orientación sobre arreglos conjugados.</p>	<p>Naturaleza de la zona de cizalla. Ancho de la zona de cizalla. Naturaleza de foliación. Sentido de cizalla. Desplazamiento. Naturaleza de pliegues/vergencia. Deformación en objetos deformados. Fotografía/diagrama de zona de cizalla. Observaciones sobre arreglos conjugados (Tabla 6.5).</p>	<p>Sistemas de esfuerzos. Distribución de deformación. Sentido de cizalla. Desplazamiento Procesos de deformación. Sistemas de esfuerzos. Distribución de deformación. Sentido de cizalla. Desplazamiento. Procesos de deformación.</p>

7**JUNTAS, VETAS Y**
ESTILOLITOS

7 JUNTAS, VETAS Y ESTILOLITOS

Las juntas son arreglos regulares de fracturas a lo largo de las cuales ha habido poco o nada de movimiento. Son las estructuras frágiles más desarrolladas. Las vetas son fracturas rellenas con minerales removilizados (cuarzo o carbonato). Los estilolitos—superficies de disolución— se incluyen en este Capítulo debido a que el desarrollo de estilolitos tectónicos está comúnmente asociado con el desarrollo de juntas y vetas.

Las mediciones de las orientaciones de juntas, vetas y estilolitos se hacen utilizando las técnicas para estructuras planares, como se describe en el Capítulo 2. Observaciones cuidadosas se necesitan para determinar el tipo de junta, veta o estilolito, y en particular, para determinar las relaciones de edad entre varias juntas, vetas y estilolitos.

7.1 Tipos de juntas

Se encuentran tres tipos básicos de juntas (Fig. 7.1):

1. *Juntas dilatacionales*—juntas extensionales con el plano de fractura normal al esfuerzo principal menor σ_3 durante la formación de juntas (Figs. 7.1a y b).
2. *Juntas de cizalla*—a menudo conjugadas, encerrando ángulos de 60° o más. Los planos de juntas pueden mostrar pequeñas cantidades de desplazamiento de cizalla (Fig. 7.1c y d).
3. *Juntas de cizalla y extensión combinadas*—llamadas juntas *híbridas* que muestran componentes tanto de extensión como de cizalla (Fig. 7.1e y f).
4. *Juntas de extensión irregulares* son aquellas en las cuales ocurre extensión en todas las direcciones (a menudo debido a fracturamiento hidráulico como resultado de altas presiones en fluidos de poros). Esto da lugar a patrones de juntas irregulares (Fig. 7.1 g).

Si las juntas son planares, y paralelas a

subparalelas, por lo que forman sistemas, se dice que las juntas son *sistemáticas*. Las juntas que se pueden trazar decenas e incluso cientos de metros se llaman *juntas maestras*. Las juntas que son de un orden de magnitud menor pero aún bien definidas se llaman *juntas mayores*. Juntas más pequeñas ocurren en todas las escalas hasta microscópicas.

La frecuencia de juntas está estrechamente relacionada con el espesor y litología—capas más delgadas tienen juntas estrechamente espaciadas, capas más competentes tienden a desarrollar juntas más ampliamente separadas.

7.1.1 Análisis de juntas

1. Las juntas de extensión se pueden analizar simplemente ploteando la traza del plano de junta y su polo sobre una proyección estereográfica. La dirección de σ_3 es el polo al plano de la junta que contiene los ejes σ_1 y σ_2 (Fig. 7.2a). Las juntas de extensión por sí solas no darán las orientaciones de σ_1 y σ_2 —se necesitan otros indicadores dinámicos tales como orientaciones de fibras de veta.
2. Las juntas de cizalla comúnmente forman arreglos conjugados cuyo ángulo de intersección (α) es mayor que 60° . El ploteo de estos sobre una proyección estereográfica (Fig. 7.2b) muestra que la línea de intersección de los planos es el eje σ_2 , σ_1 bisecta el ángulo agudo entre los planos de junta y σ_3 está a 90° tanto a σ_1 como a σ_2 (Fig. 7.2b).

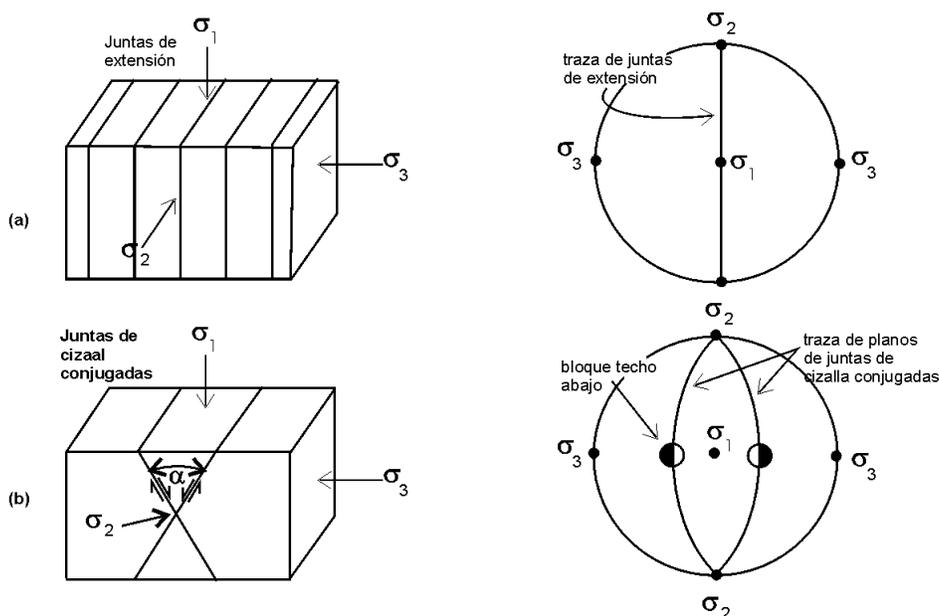


Figura 7.2 Dynamic (stress) analysis of joint system: (a) Extension joint showing development 90° to σ_3 ; (b) Shear joints showing that σ_1 bisects the acute angle formed by the intersection of conjugate joint planes.

3. Relaciones de edad entre las juntas: juntas más jóvenes generalmente chocan contra y no cortan juntas más antiguas. Típicamente resultan patrones T o H (Fig. 7.1b) con las junta más recientes (la derecha superior de la T o la barra cruzada de la H) chocando contra las juntas más antiguas.

7.1.2 Superficies de juntas

Las marcas superficiales sobre juntas comúnmente son marcas de espina de pescado o plumosa (Fig. 7.3a) y se piensa que indican juntas extensionales, pero el significado de marcas de costilla sigue incierto.

7.2 Juntas en pliegues y sistemas de fallas.

Los sistemas de juntas a menudo se arreglan simétricamente en pliegues y sistemas de fallas. Aquí se resumen brevemente los patrones típicos de juntas en rocas plegadas.

Los pliegues cilíndricos (Sección 3.1) típicamente pueden exhibir los sistemas de juntas y fallas a mesoescala mostradas en la Fig. 7.4. Los sistemas de fracturas extensionales comúnmente son paralelos o normales al eje de pliegue (Fig. 7.4a y b). Las estructuras contraccionales tales como pequeñas fallas y estilolitos en un sistema plegado se muestran en la Fig. 7.4c. Los sistemas de juntas de cizalla comúnmente se desarrollan sobre los limbos de los pliegues.

Sistemas de pliegues no cilíndricos (Fig. 3.7) tienen una arquitectura de fractura que está controlada por la variación del sistema de esfuerzo y por lo tanto la dirección de desplazamiento *alrededor del pliegue*. Esto se ilustra en la Fig. 7.5a y un ejemplo mostrado en la Fig. 7.5b.

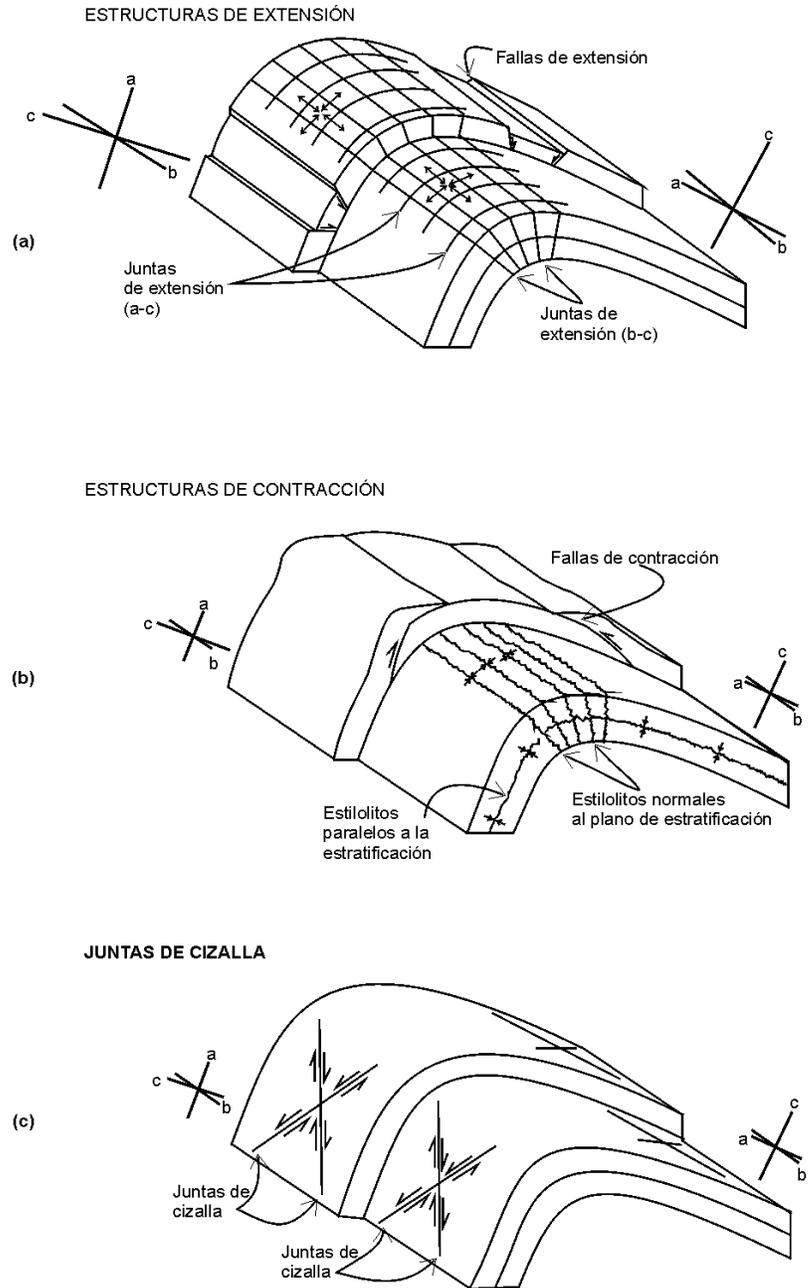


Figura 7.4 Joint, fracture, minor fault patterns and stylolites developed in a cylindrical fold system (note that the tectonic axes a, b and c vary around the fold: (a) extensional structures. Some joints are infilled with vein quartz. (b) Contractional structures. (c) shear Joints and fractures.

7.3 Vetas

Se encuentran muchas formas complejas de vetas, pero aquellas que forman arreglos regulares se pueden medir y analizar en una manera similar a las juntas. Muchas vetas contienen fibras de crecimiento que registran movimientos en incremento de cuando la veta se formó. Esto ayuda a la identificación de sistemas de vetas que se pueden clasificar en extensionales, de cizalla e híbridas (similar a las juntas de la Fig. 7.1).

4. Vetas extensionales se forman normales a σ_3 y tienen fibras perpendiculares a las paredes de las vetas.
5. Los sistemas de vetas de cizalla o híbridas tienen fibras que son oblicuas a las paredes de la veta (Fig. 7.6).

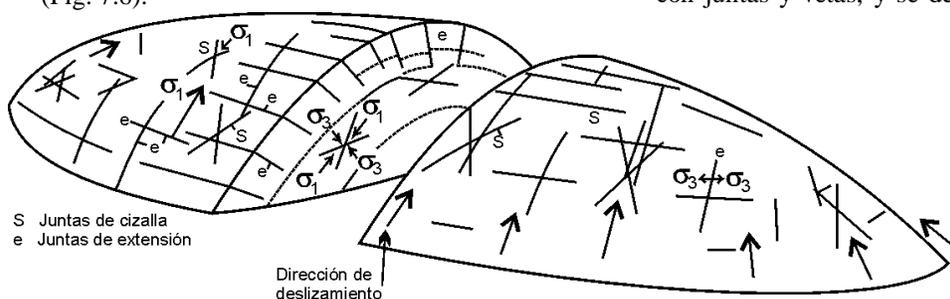


Figura 3.5a Fracture patterns developed around a non-cylindrical fold. Note that the conjugate shear fractures (s) and extension fractures (e) vary with slip direction around fold.

6. El eje de las fibras en vetas fibrosas es aproximadamente paralelo a la orientación de σ_3 en cualquier etapa durante el crecimiento fibroso. Por lo tanto fibras curvadas en vetas no deformadas reflejan el cambio en la orientación de veta con respecto al eje σ_3 (Fig. 6.20).
7. Los sistemas de vetas en echelón (Fig. 6.20b) comúnmente se encuentran en zonas de cizalla semi-frágiles donde se pueden utilizar para analizar la cinemática y desplazamientos de las zonas de cizalla.

Las vetas indican, aunque transitoriamente, altas presiones de fluidos porosos y están comúnmente asociados con vetas de presión-solución (Fig. 7.6b). Las orientaciones de vetas, arquitectura y relaciones de edad se deberán medir y analizar en una manera similar a la descrita para juntas, con la medición y análisis adicional de la *orientación de fibra* en el sistema de vetas. Las vetas deberían ser muestreadas si se están realizando estudios estructurales detallados. El análisis de crecimiento de fibras en vetas permitirá la determinación de la historia de desplazamiento (se necesitan muestras orientadas); inclusiones fluidas en minerales de vetas no deformadas darán información

importante sobre la temperatura de formación de las vetas.

7.4 Estilolitos

Los estilolitos (Fig. 7.7) son superficies de disolución asociada con deformaciones contraccionales o de cizalla (Fig. 7.4c). Estos indican pérdida de volumen y pueden formarse paralelos/subparalelos a la estratificación durante el sepultamiento (deformaciones compactacionales). Los estilolitos tectónicos pueden formarse a altos ángulos con la estratificación durante el plegamiento, indicando una componente de acortamiento paralelo al estrato.

Los estilolitos están comúnmente asociados con juntas y vetas, y se deberán medir y analizar con

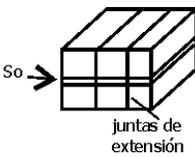
ellas. Se encuentran en muchos tipos de roca, incluyendo areniscas, y comúnmente ocurren en carbonatos de grano fino. La veta estilolítica a menudo aparece oscura y contiene un residuo de material insoluble (materia carbonácea, arcilla y minerales meníferos) y en lugares, minerales metamórficos de baja temperatura.

Los rasgos significativos de los estilolitos se describen abajo.

1. La arquitectura de estilolitos se muestra en la Fig. 7.8. Muchas formas onduladas son posibles y la amplitud de la forma de onda es una medida de la cantidad de disolución a través la superficie estilolítica.
2. Los estilolitos generalmente se forman normales a σ_1 , pero las formas oblicuas pueden tener la relación mostrada en la Fig. 7.8f. Los estilolitos oblicuos a σ_1 se pueden formar en zonas junto con gradas de acreción de vetas. Estos se llaman estilolitos y se pueden utilizar para determinar la dirección de movimiento del plano de deslizamiento (Figs. 7.8g y 5.6).
3. La estilolitización se favorece por tamaños pequeños de grano, como en calizas micríticas.
4. Los estilolitos paralelos a la estratificación comúnmente tienen superficies muy irregulares que tenderán a evitar que ocurra deslizamiento del plano de estratificación, es decir pueden amarrar los dos planos.

La descripción y medida de orientaciones de planos estilolíticos y la orientación de las columnas estilolíticas darán información valiosa sobre la historia micro estructural del afloramiento.

Tabla 7.1 Datos a ser colectados de observaciones sobre juntas, vetas y estilolitos.

Estructura	Que medir	Que observaciones registrar	Resultados del analisis
<p>Juntas, J1</p>  <p>juntas de extensión</p>  <p>juntas de cizalla conjugadas (Angulo 60-90°)</p>  <p>Juntas híbridas conjugadas (Angulo <60°)</p>	<p>Dirección de buzamiento (o rumbo y buzamiento)</p> <p>Dirección de buzamiento de arreglos de fracturas conjugadas (si se desarrollan).</p> <p>Línea de intersección de arreglos conjugados.</p> <p>Línea de intersección de estratificación sobre el plano de fractura.</p>	<p>Tipo de fractura (dilatacional, cizalla o híbrida).</p> <p>Sistemas de fracturas conjugadas.</p> <p>Estratificación y uniformidad de buzamiento de estratificación.</p> <p>Espaciado de fracturas.</p> <p>Espesor de capas.</p> <p>Longitud de fracturas en relación a espesor de capas.</p> <p>Naturaleza de superficies de fracturas.</p> <p>Naturaleza de relleno de fracturas (cuarzo; carbonato; fibroso o masivo).</p>	<p>Para fracturas de cizalla conjugadas—sistemas de esfuerzos</p> <p>Competencias de capas. Historia de movimiento de fracturas.</p> <p>Da el buzamiento aparente de la estratificación. Se usa para calcular la posición verdadera de estratificación.</p>
<p>Información adicional requerida para análisis.</p>	<p>Dirección de buzamiento de estratificación (las fracturas son mejor analizadas en áreas de estratificación uniforme).</p> <p>Orientación de ejes de pliegue.</p> <p>Orientación de plano axial de pliegue.</p>	<p>Relación de fractura a estratificación.</p> <p>Relaciones de fracturas a pliegue.</p> <p>Cilíndrica.</p> <p>No cilíndrica.</p>	<p>Análisis de sistemas de fractura con respecto a estratificación y limbos de pliegue.</p> <p>Da sistemas de fractura: a-c, b-c, etc.</p>

7.5 Mapeo de juntas, vetas y estilolitos

En áreas de estructura compleja, generalmente las juntas no se representan en el mapa geológico, pero pueden medirse y registrarse en la libreta de campo para análisis posterior. En rocas plegadas, las juntas son mejor analizadas en áreas de buzamiento uniforme, sobre limbos de pliegue (Figura. 7.4), y donde las relaciones geométricas a la charnela del pliegue se pueden observar directamente. Así como la orientación, tipo de junta, y relaciones de edad, se necesitan medir las orientaciones de buzamiento de estratificación, ejes de pliegue y de planos axiales de pliegue, por lo que se puede definir el marco de referencia de los ejes *a*, *b*, y *c* (Fig. 7.4).

Los datos que se necesitan registrar para el análisis de juntas, vetas o estilolitos se resumen en la Tabla 7.1.

8

DEFORMACIÓN

POLIFASICA

8. DEFORMACIÓN POLIFÁSICA

Si un área ha sufrido solamente una deformación, produciendo pliegues cilíndricos, entonces los polos a la estratificación generalmente se distribuyen en un círculo mayor; ejes de pliegues menores muestran orientación paralela constante a los ejes de pliegues mayores (Figura. 3.8); la intersección de estratificación/clivaje es constante y paralela al eje de pliegue mayor (Figura. 4.3); y el clivaje es relativamente constante (se puede abanicar alrededor del plano axial de pliegue) y aproximarse al plano axial del pliegue (Figura. 4.3). Tal área es *estructuralmente homogénea*.

Para pliegues no cilíndricos (pliegues periclinales o cónicos producidos por una deformación única, Figs. 3.6 & 7) encontraremos solamente partes del área mapeada que son estructuralmente homogéneas. Los planos axiales de los pliegues (por lo tanto clivajes) serán relativamente constantes pero los ejes de pliegue mostrarán cambios sistemáticos en sus inmersiones (Figura. 3.6).

Si el área ha sufrido más de una deformación, entonces la distribución de elementos estructurales se hace más compleja y se pueden ver los productos de plegamiento polifásico.

El plegamiento polifásico se indica por:

1. Una amplia distribución de patrones de estratificación (lejos de círculos grandes simples o patrones cónicos sobre la proyección estereográfica);
2. Patrones de interferencia de pliegues;
3. Plegamiento de estructuras planares y lineales que han sido producidos por deformaciones anteriores;
4. Superposición de fábricas posteriores sobre fábricas anteriores (clivajes o esquistosidades).

La Tabla 8.1 lista la terminología que se utiliza en terrenos polifásicos.

a. Patrones de interferencia de pliegues

La deformación polifásica se reconoce por los patrones de interferencia producidas en los afloramientos. Ramsay (1967) ha reconocido tres miembros finales básicos de una serie continua de patrones de interferencia de pliegues (Figura. 8.1) para dos fases de plegamiento, F_1 y F_2 .

Tipo 1--- Patrón “caja de huevo” o “domo y cuenca”. Este patrón surge cuando tanto los ejes como los planos axiales de pliegue F_1 y F_2 son ortogonales o a ángulos altos entre sí. *Los planos axiales F_1 siguen sin plegarse* (Figura 8.1a y 8.2a).

Tipo 2--- Patrón “hongo”. En este patrón algunos de los cierres de pliegues están unidos a “tallos”, a diferencia

de las formas completamente cerradas del Tipo 1. Esto ocurre cuando los ejes y planos axiales de F_1 y F_2 *no* son coaxiales. *Los planos axiales de pliegues F_1 están plegados.* (Figura. 8.1c, 8.2c)

En muchos casos los patrones de interferencia de pliegues no son obvios sino se revelan solamente por mapeo detallado de afloramientos.

8.2 Lineaciones en terrenos polifásicos

La deformación polifásica se caracteriza por una amplia variación en la orientación de estructuras lineales.

Para dos fases de plegamiento, F_1 y F_2 , se encuentran los siguientes:

i. Ejes de pliegues F_2

La orientación de los ejes de pliegues F_2 dependerá de la orientación de los *limbos de pliegues F_1* .

2. Si los pliegues F_1 fueran *isoclinales* entonces los ejes de pliegues F_2 serían relativamente constantes.
3. Si los pliegues F_1 *no* fueran isoclinales que los ejes de pliegues F_2 variarían de acuerdo a la orientación de los limbos de pliegues F_1 . En muchos casos los pliegues F_2 son de longitud de onda menor que los pliegues F_1 anteriores, y aquí los ejes F_2 definirán dominios de orientación F_2 constante correspondiente a limbos particulares del pliegue F_1 , y por lo tanto permitirán el establecimiento de la localización de las líneas de charnela de pliegue F_1 (Figura. 8.3).

Aunque se deberían esperar variaciones significativas en las orientaciones de los ejes de pliegue F_2 , *los planos axiales F_2 serán relativamente constantes en su orientación.*

i. Deformación por plegamiento similar F_2

En plegamiento similar F_2 se puede pensar que el movimiento tuvo lugar en la dirección de movimiento “a2” en los planos “a2-b2” que son paralelos al plano axial del pliegue F_2 . Así, cuando una superficie planar que contiene la lineación L_1 , es afectada por un pliegue similar F_2 (Figura. 8.4), la lineación L_1 sigue en un plano, cuya orientación está controlada por la dirección “a2” y la orientación original de la lineación L_1 . El ángulo entre la lineación deformada y el eje de pliegue similar varía sistemáticamente sobre la charnela del pliegue (Figura. 8.4). Debido a que la lineación deformada sigue en un *plano*, esta será redistribuida alrededor de un círculo mayor en la proyección estereográfica (Fig. 8.4). Esto se puede reconocer *en el campo* colocando su carta para mapas sobre la lineación

Tabla 8.1 Terminología utilizada en terrenos polifásicos.

(Nota: La estratificación se denota como So).

Deformación	Fase de pliegue	Foliación axial-planar	Lineaciones (intersección de S_n/S_{n-1})
Primera deformación	D1	F1	S1
Segunda deformación	D2	F2	S2
Tercera deformación	D3	F3	S3
			L1 (S1/So)
			L2 (S2/S1)
			L2-0(S2/So)
			L3(S3/S2)
			L3-0(S3/So)
			L3-1(S3/S1)

deformada e intentando alinear las otras partes de la lineación dentro del plano de la carta—si esta se puede alinear entonces las lineaciones caen en un plano, y por lo tanto la distribución fue generada por plegamiento de estilo similar.

- ii. Deformación por plegamiento de deslizamiento flexural F2

En este caso la orientación de la lineación L1 cambia en tanto que las capas resbalan sobre sí (el plegamiento es paralelo pero la lineación conserva un ángulo constante al eje de pliegue F2, ver Fig. 8.5). Por lo tanto la lineación adoptará una forma de curva y se ploteará como pequeños círculos sobre la proyección estereográfica (Figura. 8.5). (Note que los dos casos descritos arriba son miembros finales de un espectro de mecanismos de plegamiento.

b. Sub-áreas

En el área de mapeo donde existe deformación polifásica, son esenciales las subdivisiones entre sub-áreas estructuralmente homogéneas para analizar toda la estructura. El mapeo siempre deberá ser ejecutado con esto en mente, y se deberá siempre intentar dividir el área en sub-áreas estructuralmente homogéneas mientras se esté en el campo. Solamente entonces se pueden buscar exposiciones clave para confirmar o desaprobar la interpretación.

En análisis de datos estructurales utilizando la proyección estereográfica únicamente es inadecuado en áreas de deformación polifásica debido a que este método no toma en cuenta la localidad geográfica de las estructuras.

La división de un área mapeada en sub-áreas estructuralmente homogéneas se basa en la definición de lo siguiente:

1. áreas donde existe una orientación constante de una generación particular de lineaciones (Figura. 8.6)
2. áreas donde existe una orientación particular de un plano de foliación particular;

3. áreas donde existe una orientación de ejes de pliegue constante, F1 o F2, etc. (Figura. 8.6).

4. áreas distinguidas por las superficies axiales de varias estructuras plegadas, p.ej. límites de vergencia.

Las subáreas se pueden determinar por la evaluación de un mapa; reconocimiento de patrones de interferencia y cambios en la orientación de lineaciones (Figura. 8.6). Se pueden analizar por ploteo cuidadoso de datos sobre la proyección estereográfica, teniendo cuidado en distinguir la localidad geográfica de los datos sobre la proyección estereográfica.

8.4 Mapeo de terrenos polifásicos

Al mapear terrenos que muestran evidencia de deformación polifásica se debe seguir el siguiente procedimiento.

1. Identificar y describir los estilos de pliegues y coleccionar datos como se describe en el capítulo 3 y Tabla 3.4. En particular se deben examinar afloramientos para buscar evidencias de patrones de interferencia (Figs. 8.1 y 8.2) y relaciones de sobreimpresión; examinar las charnelas de pliegues para determinar cilindricidad (Figura 3.7) y ver si las lineaciones están plegadas alrededor de las charnelas de pliegues. El estilo de plegamiento y las relaciones de interferencia generalmente se van a reflejar en los patrones de afloramiento del mapa y en la sección cruzada (ver 9.2).
2. Observe los clivajes presentes en los afloramientos y registre los datos apropiados (Tablas 4.1 y 4.2). En particular busque superposición de clivajes y foliaciones y registre relaciones de edad (los clivajes más jóvenes cortan los más antiguos). Mapee y registre las orientaciones de los clivajes/foliaciones en todo el área de mapeo.
3. Observe, mapee y registre las relaciones estructurales (Tablas 5.1 – 5.3) de las lineaciones desarrolladas en el área de mapeo. En particular distinga entre lineaciones de intersección paralelas a los ejes de pliegue y lineaciones de alargamiento mineral a menudo a ángulos grandes con los ejes de pliegue. Identifique lineaciones asociadas con fases de pliegues particulares.
4. Mapee los límites litológicos para determinar si se han desarrollado patrones de interferencia (Figs. 8.1 y 8.2).
5. Identifique subáreas en el campo. En particular la orientación de lineaciones de intersección (paralelas a ejes de pliegue) es la más utilizada para definir subáreas (Figura 8.6), por lo que se

deben mapear y registrar sistemáticamente datos de lineaciones en su área de mapeo.

La Tabla 8.2 resume los datos estructurales a ser registrados en terrenos polifásicos cuando están presentes dos fases mayores de plegamiento. Si se pueden reconocer más de dos fases de deformación, entonces también se deben recoger datos estructurales para las foliaciones subsecuentes (S3, S4, etc.), lineaciones (L3, L4, etc.) y pliegues menores.

9

PRIMEROS PASOS

EN LA

INTERPRETACIÓN Y

ANÁLISIS GENERAL

9 PRIMEROS PASOS EN LA INTERPRETACIÓN Y ANÁLISIS GENERAL

Este capítulo es una breve introducción a la interpretación y análisis de mapas de campo, de observaciones estructurales de campo y datos de orientación. Se revisa la construcción de secciones cruzadas y reportes escritos. En este manual se pone énfasis en:

1. *descripción* exacta y detallada de estructuras;
2. *medición* exacta de estructuras;
3. *Identificación de estilos estructurales* —a menudo reflejados en las estructuras menores (Tabla 1.1, secciones 3.9 y 8.4).

Durante su programa de mapeo, mientras aún está en el campo, usted debe siempre realizar una *interpretación de su mapa en proceso y datos estructurales, y construir secciones cruzadas esquemáticas (preliminares)*. Esto le permitirá identificar áreas problemáticas clave y recoger información adicional necesaria para una interpretación más precisa.

a. Patrones de mapas e interpretación de mapas

Su mapa geológico de campo y libreta de campo contienen los datos esenciales sobre los cuales se basa la interpretación estructural. Cuando se ha mapeado una parte significativa de su área, deberá empezar su interpretación y análisis utilizando el siguiente procedimiento (note que la interpretación deberá ser continuamente actualizada y modificada mientras está en el campo)—

2. En el campo, plotee sobre su mapa topográfico base todas las localidades de afloramientos y los datos estructurales apropiados. Esto puede incluir el ploteo a partir de fotografías aéreas. Este mapa de campo deberá ser un *mapa de afloramientos* que también muestre los límites observados en el campo (Figura. 9.1a). Esto y la libreta de campo son críticos puesto que le permiten establecer una base de datos geológicos.
Plotee sobre su mapa de campo las trazas de las superficies axiales de pliegues mayores, las inmersiones de pliegues mayores (derivadas de análisis estereográfico—Fig. 3.2) y plotee las *fallas mayores* (Fig. 9.1a).
3. Construya un *mapa de contactos* (Figura 9.2b) extrapolando contactos observados e interpretando su mapa de campo. Esto deberá tomar en cuenta el estilo estructural del área (secciones 3.9, 8.4 y Tabla 1.1).
4. Si un clivaje o clivajes se desarrollan, se deberá construir un *mapa de clivaje o superficie S* (en este ejemplo, Fig. 9.1c —el mapa de clivaje ha sido

combinado con un mapa de lineación) que muestra orientación de clivaje, p.ej. S1, S2. Esta clase de mapa es extremadamente útil en terrenos polifásicos, puesto que indicará replegamiento de clivajes anteriores, rotación por zonas de cizalla y orientaciones de superficies axiales de pliegues.

5. Construir un *mapa de lineaciones* (en la Fig. 9.1c se combinan mapas de clivaje y lineación) que muestra la distribución de estructuras lineales—*ejes de pliegues menores, lineaciones de intersección y lineaciones de alargamientos minerales*. Esto es esencial en áreas de plegamiento polifásico para establecer *sub-áreas* estructuralmente homogéneas (ver sección 8.3 y Fig. 8.6).
6. Construir un *mapa estructural sumarial* (Fig. 9.1d) para lo cual se extraen los pliegues y fallas mayores del mapa de campo y ploteados sobre un acetato. Esto a menudo ayuda en la interpretación y permite analizar los sistemas de fallas y pliegues (ver capítulos 3 y 6).
7. En áreas donde se ha identificado más de una fase de deformación, se deberán identificar *sub-áreas* y su contactos ploteados sobre el mapa de contactos. El análisis de datos de orientación de sub-áreas estructuralmente homogéneas (sección 8.3) permitirá que se ploteen las inmersiones de pliegues mayores sobre el mapa.
8. Construir secciones cruzadas preliminares (p.ej. Fig. 9.1e) utilizando las técnicas de la sección 9.2. La interpretación y construcción de secciones cruzadas son procesos interactivos que deben realizarse juntos.

Nota: (a) Se deben tomar siempre en cuenta los efectos topográficos sobre el patrón de afloramientos. Por ejemplo la Fig. 9.2 muestra los efectos de la topografía sobre la localización de trazas axiales de pliegues, particularmente para pliegues con inmersión donde la traza axial se localiza ladera abajo, lejos de la posición de máxima curvatura en el patrón de afloramiento (Fig. 9.2f).

(b) Los patrones idealizados de interferencia de pliegues mostrados en la Fig. 8.1 son para ambos sistemas de pliegues que tienen la misma longitud y amplitud de onda. Esto a menudo no es el caso y comúnmente el segundo sistema de pliegues será menor en amplitud y longitud de onda que el primer sistema. Así, los patrones de interferencia serán modificados del caso del manual, como se muestra en la Fig. 8.1.

(c) En áreas donde no es posible la medición directa de las orientaciones de rasgos planares grandes tales como fallas, discordancias y contactos planares, la construcción de contornos estructurales permitirá que se determine el rumbo y buzamiento (Fig. 9.3) y por lo

tanto proveer datos valiosos para la construcción de secciones cruzadas.

a. Secciones cruzadas

Las secciones cruzadas son parte esencial de una síntesis estructural. Durante el mapeo se deberán dibujar en la libreta de campo secciones cruzadas esquemáticas (aproximadamente a escala) (Fig. 9.4), y se deberán hacer como parte de la interpretación en proceso, secciones cruzadas preliminares a escala, a lo largo de transversos, etc. Todas las secciones cruzadas deberán mostrar todos los rasgos estructurales S_0 , S_1 , S_2 , etc. (p.ej. Fig. 9.1e).

Las secciones cruzadas que representan la interpretación final para su reporte deberán ser dibujadas con mucho cuidado, y tener tanto detalle como el mapa. Deberán ser construidas siguiendo el siguiente procedimiento—

9. Determinar la traza estructural en su área—Existe un sistema de pliegues o fallas dominante—p.ej. un dirección principal de cabalgamiento? Si los pliegues son las estructuras dominantes, determine las inmersiones de los pliegues mayores (análisis estereográfico—Fig. 3.2). Si el cabalgamiento o fallamiento inverso es el rasgo principal, determine la dirección de desplazamiento—dirección de movimiento (ver sección 6.2). Siempre localice cuidadosamente su línea (s) de sección para que estén —(a) perpendicularmente a la inmersión de pliegues mayores; o (b) paralelos a la dirección de buzamiento de las fallas mayores (paralelos a la dirección de transporte tectónico). En algunos terrenos polifásicos donde existe más de una dirección de plegamiento, puede ser apropiado construir secciones adicionales perpendiculares a los ejes de otros sistemas de pliegues. En áreas de fallamiento extensional complejo o cabalgamiento, puede ser apropiado dibujar secciones cruzadas paralelas al rumbo de las estructuras principales —perpendicular a la dirección de transporte tectónico para resaltar variaciones de rumbo.
10. Siempre dibuje sus secciones a través de áreas que contengan buenos datos litológicos y estructurales (no a través de parches grandes sin geología expuesta). Los datos fuera de la línea de sección deberán ser proyectados sobre la inmersión (ver 9.2.2 y Fig. 9.6) en el plano de la sección con correcciones para buzamiento aparente (Apéndice I) y para cambios de espesor (Apéndice II).
11. Siempre dibuje secciones con las escalas horizontales y verticales iguales. Donde sea posible deberán tener la misma escala del mapa

pero en algunos casos se puede necesitar agrandarse para ilustrar estructuras complejas.

12. Plotee todas las superficies S sobre la sección. Marque las direcciones de movimiento de todas las fallas.
13. Plotee la polaridad y vergencia sobre la sección.
14. Dibuje sus secciones para reflejar el estilo estructural del área (ver Tabla 1.1, secciones 3.9 y 8.4). El estilo estructural a menudo se refleja en las estructuras menores o de mesoescala en afloramiento.

i. Secciones cruzadas verticales

Las secciones cruzadas verticales son las más comunes en ser construidas. En áreas donde los pliegues no tienen inmersión, estas secciones estructurales dan vistas de perfil de los pliegues, sin embargo, en áreas de pliegues con inmersión, las secciones de estructuras verticales dan vistas distorsionadas de los pliegues. En este caso se requieren las proyecciones sobre la inmersión para dar secciones estructurales inclinadas normales al eje de pliegue—en el plano de perfil de los pliegues.

Para un área con pliegues sin inmersión (Fig. 9.5), la línea de sección se posiciona perpendicular a la traza de los ejes de pliegues donde existe información de orientaciones relativamente abundantes y estructuras plegadas de interés. Una vez se ha elegido la línea de sección, $A-A'$ de la Fig. 9.5, se construye un perfil topográfico a la misma escala del mapa utilizando el control de elevación de líneas de nivel. Sobre el perfil se marcan los contactos de formaciones y sus buzamientos y los datos de orientación (rumbo y buzamiento) se proyectan sobre la línea de sección, utilizando buzamientos aparentes donde sea necesario (Apéndice I). Luego se construye la sección tomando en cuenta el estilo estructural observado en el campo. Se deberán plotear sobre la sección líneas de formas de otras superficies S (S_1 , S_2 , etc.) así como estratificación y contactos de formación (Fig. 9.4).

ii. Secciones estructurales inclinadas

Donde los pliegues tienen inmersión, las secciones deberán construirse normales a los ejes de pliegues—en el plano perfil del pliegue. Estas son secciones estructurales inclinadas. Para la construcción de estas secciones se deberán tomar en cuenta los siguientes pasos, en los cuales la orientación y datos de contactos se proyectan sobre la inmersión del pliegue:

15. Determine la traza e inmersión del eje de pliegue generalmente utilizando un diagrama de polos π .

16. Dibuje la línea de sección sobre el mapa a 90° a la inmersión del eje de pliegue, línea X-Y, (Fig. 9.6). El plano sección estará orientado a 90° del eje de pliegue.
17. Si existe poca o ninguna topografía, entonces se pueden proyectar puntos individuales sobre el plano de la sección —utilizando la fórmula: $d_i = d_i (\sin \alpha)$ (Fig. 9.6c), donde d_i es la distancia sobre el plano inclinado, d_m = distancia del mapa y α = inmersión del eje de pliegue. Esta proyección se realiza para cada punto, p.ej. punto P a P' sobre el mapa hasta que se construye una proyección sobre la inmersión (Fig. 9.6d).
18. Si existe topografía apreciable (Fig. 9.6e) entonces los contornos estructurales deben ser dibujados sobre la línea de sección sobre el mapa y también sobre la sección estructural inclinada (Fig. 9.6e). Luego se puede aplicar la fórmula anterior (Fig. 9.6c) utilizando la distancia d_m como la distancia entre el punto de mapa a una elevación particular y el contorno estructural sobre la sección estructural inclinada a la misma elevación (Fig. 9.6e). la distancia d_i es luego proyectada sobre el plano de sección y se construye la sección como antes.

Una vez que se ha construido una proyección sobre la inmersión, se revela la verdadera sección de perfil. La sección se puede balancear o se pueden construir isógonos de buzamiento.

i. Secciones cruzadas balanceadas

Generalmente se construyen para secuencias sedimentarias deformadas donde se conoce la estratigrafía y bien desarrollada — por ejemplo cinturones plegados y fallas de antepaís. En terrenos de alto grado y deformación polifásica con foliaciones penetrativas la construcción de secciones balanceadas es difícil si no imposible.

Suposiciones básicas para secciones cruzadas balanceadas

19. Se construyen secciones perpendiculares a los ejes de pliegues — proyecciones sobre la inmersión.
20. Se construyen secciones paralelas a la dirección de transporte tectónico.
21. Asumimos que no existe pérdida de volumen (o ganancia) durante la deformación.
22. Asumimos que existe poca elongación o contracción en la dirección de rumbo — perpendicular a la dirección de transporte tectónico — ningún movimiento en o fuera del plano de la sección cruzada.

Como un corolario asumimos que existe un estado de deformación en 2D en la sección paralela a la dirección de transporte tectónico.

23. El área de la sección deformada es la misma que la no deformada—no hay cambio de área.

El resultado neto es una sección geoméricamente confiable que es restaurable. La sección restaurada muestra la estratigrafía original y las trayectorias de fallas.

Existen dos métodos básicos de dibujar secciones balanceadas: (a) asumiendo longitud de línea constante, y (b) asumiendo área constante. En áreas donde ocurre plegamiento paralelo, plegamiento de deslizamiento flexural — espesor de capa constante, entonces utilizamos balanceo de longitud de línea. En áreas donde existen pliegues de estilos similares y rocas clivadas entonces utilizamos un balanceo de áreas.

En el campo se puede intentar el caso más simple de balanceo de sección, balanceo de longitud de línea. Para medir longitudes constantes de línea podemos utilizar ya sea una pieza de cordel o un curvímeter (Fig. 9.7) —asumimos espesor constante de capa.

Para construir una sección balanceada se procede así:

24. Integre los datos de campo sobre el perfil topográfico para la sección cruzada — proyectando datos en el plano de la sección donde se requiera (Fig. 9.8a) (la línea de sección deberá ser normal a la inmersión de pliegue de las estructuras mayores);
25. Determine los espesores estratigráficos en el área y construya una plantilla estratigráfica (Fig. 9.8b).
26. Establezca una línea pin —donde no existe deslizamiento interestratificado y las capas están apiñadas. La línea pin generalmente está localizada en el antepaís (Fig. 9.8b), donde no existe deformación, o sobre la superficie axial del anticlinal.
27. Mida alejándose de la línea pin produciendo una sección restaurada al mismo tiempo que construye la sección balanceada. La sección restaurada no deberá tener lagunas o traslapes y las trayectorias de fallas deberán ser razonables (Fig. 9.8c). Para geometrías de fallas escalonadas los ángulos de rampa de fallas deberán ser menores o iguales que 30° . La sección deberá terminar sobre una línea pin como se muestra en la Fig. 9.8c.

a. Reporte Escrito

Un elemento esencial del programa de mapeo estructural es escribir un reporte que comunique los resultados de su mapeo y análisis en una manera clara, no ambigua y concisa. Ante de dejar el campo

asegúrese que usted tiene, además de descripciones e interpretaciones de la estratigrafía, Sedimentología, rocas ígneas y metamórficas, lo siguiente:

1. Descripciones de los rasgos estructurales mayores –pliegues y patrones de falla.
2. Descripciones de cada uno de los elementos estructurales y de sus distribuciones geográficas – p.ej. So, S1, S2 etc., L1, L2 etc. y estructuras menores – pliegues y fallas; en algunos casos se requieren mapas adicionales (p.ej. Fig. 9.1).
3. Las edades relativas de estructuras basadas en superposición y relaciones de interferencia.
4. Justificación para la división del área de mapeo en sub-áreas de homogeneidad estructural (Sección 8.3).
5. Relaciones entre deformación y metamorfismo; en particular descripciones de minerales metamórficos y sus relaciones con fábricas tectónicas y de rocas falladas.
6. Relaciones con estructuras regionales y un resumen de la evolución estructural del área.
7. Análisis de esfuerzo y deformación basada en mediciones de patrones de fractura y objetos deformados.
8. Análisis cinemático – direcciones de transporte tectónico y evolución estructural (patrones de movimientos dominantes de fallas de cabalgamiento, etc).

Su reporte deberá estar completamente ilustrado con mapas, columnas estratigráficas, secciones cruzadas, diagramas completamente anotados y fotografías.

¡Buena Suerte!