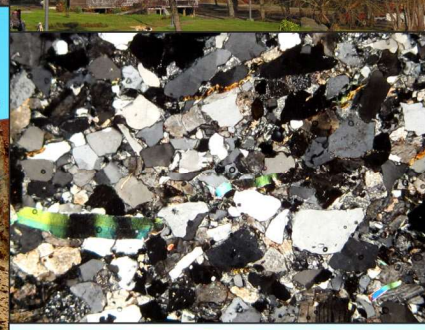


GEOLOGÍA

GABRIEL ANDRÉS CASAL

CÉSAR RODRIGO NAVARRETE

UN APOORTE A LA
EDUCACIÓN
PÚBLICA
NACIONAL



GEOLOGÍA



EDUPA
Editorial Universitaria
de la Patagonia



TOMO II

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

José O. Allard; Raúl E. Giacosa; Sebastián A. Buetti y Maximiliano Cortés

1. INTRODUCCIÓN

Algunos de los paisajes más llamativos de la superficie terrestre están vinculados a mecanismos de deformación que involucran fuerzas casi inimaginables. Los procesos responsables de estos rasgos han cautivado el pensamiento humano, donde el origen de las montañas y cordilleras ha motivado desde respuestas mitológicas a científicas, destacándose las deducciones geológicas de Hutton (García Cruz 2007). Bajo una perspectiva geocientista, estos y otros procesos naturales son abordados por la Geología Estructural. Esta disciplina básica de la Geología, se puede definir sintéticamente como el estudio del ¿cómo? y ¿por qué? se deforman las rocas; sin embargo, es mucho más que esto. Esta rama de las geociencias da marco a cualquier estudio geológico de superficie y/o subsuelo, ya que los procesos de deformación afectan a todos los tipos de rocas. Por ejemplo, un estudio estratigráfico no puede independizarse de la estructuración de una zona que implique intervalos omitidos, repetidos o volcados. En ambientes endógenos, muchos cuerpos ígneos tienen emplazamientos condicionados por la deformación, indicando un vínculo indisociable. En el caso de las rocas metamórficas, su estudio requiere de minuciosas caracterizaciones de fábricas que surgen de la deformación durante el metamorfismo. Desde el punto de vista aplicado,

la caracterización estructural aporta modelos en la exploración y explotación de recursos naturales como yacimientos minerales, hidrocarburos o reservorios de agua subterránea. El marco estructural también es fundamental para realizar estudios de geología aplicada a la ingeniería y al medioambiente, donde los parámetros petrofísicos y geomecánicos están condicionados por las discontinuidades estructurales. Es evidente que esta breve mención dimensiona la importancia de una comprensión integrada de la disciplina.

Este capítulo aborda las temáticas principales de la Geología Estructural, desde conceptos básicos que permiten la construcción de modelos estructurales, hasta el origen y arquitectura de estructuras tectónicas específicas. Debido a su extensión acotada, los temas se tratan de manera breve y son solo una guía general para introducir al estudiante al fascinante mundo de la deformación de las rocas. En este marco, es objetivo particular de este capítulo que los estudiantes puedan realizar un análisis integrado de los conceptos a partir de información multiescala. La bibliografía sobre Geología Estructural es muy abundante, pero se recomienda iniciarse y profundizar los conceptos generales y específicos en libros clásicos como los de Ramsay y Huber (1983, 1987), Suppe (1985), Van der Pluijm y Marshak (2004), Twiss y Moores (2007), Fossen (2010), Van der

Pluijm (2019), Pollard y Martel (2020). Si bien todos estos libros incluyen aspectos prácticos, se recomienda ampliarlos con las contribuciones de Marshak y Mitra (1988), Hatcher (1990), Tearpock y Bischke (1991), McClay (1992a) y Allmendinger (2018). De forma complementaria se incorporan referencias de revistas especializadas que permiten ampliar algunos conceptos, las cuales fueron cuidadosamente seleccionadas, pero sin dudas son solo la punta de un ovillo de conocimientos en constante desarrollo. Para finalizar, quisiéramos dar marco al capítulo con la famosa frase de Einstein “La imaginación es más importante que el conocimiento”; esta expresión es muy aplicable a Geología Estructural donde el pensamiento tridimensional requiere mucho de este recurso cognitivo. Sin embargo, es importante resaltar que no se puede valorar y analizar lo que se desconoce, para lo cual es fundamental el conocimiento de los modelos para luego reevaluarlos, adaptarlos y aplicarlos a los casos particulares.

2. MODELOS Y ANÁLISIS ESTRUCTURALES

El análisis de rocas deformadas es una de las disciplinas específicas de la Geología que ha cautivado a investigadores de las geociencias desde los inicios de los estudios enfocados en comprender los procesos exógenos y endógenos. Al igual que en todos los ámbitos, la realidad compleja debe abordarse a partir simplificaciones que constituyen los modelos estructurales, los cuales pueden clasificarse en mecánicos, geométricos, cinemáticos, dinámicos, tectónicos y geodinámicos. Como una muñeca rusa tipo mamushka, estos se complementan y constituyen pilares fundamentales para abordar de manera integrada problemas geológicos estructurales (Fig. 1A). Los modelos mecánicos utilizan los principios de la física clásica como Ley de Conservación de la masa y energía, Leyes de Newton, entre otros, por lo cual recurren a parámetros escalares, vectores y tensores. Estos modelos permiten analizar el comportamiento geomecánico y los controles geológicos

en los procesos de deformación como presión litostática, temperatura y presión de fluidos; un ejemplo clásico de esta categoría es el modelo de una zona de falla transcrustal, es decir, que afecte distintos niveles de la corteza terrestre. Los modelos geométricos reducen la deformación a geometrías simples o complejas, lo cual permite caracterizar las estructuras tectónicas a distintas escalas; este tipo de modelo es el primero que se realiza y es ineludible su formulación a los efectos de utilizarlo en la confección de otros modelos. Estos pueden ser bidimensionales como mapas y secciones estructurales, o tridimensionales si involucran el volumen de roca. Más allá de las geometrías de las estructuras tectónicas, su desarrollo implica el movimiento de elementos de referencia durante la deformación, lo cual se aborda con modelos cinemáticos. En estos, es fundamental conocer las componentes de la deformación y el estado deformado e indeformado del volumen de roca analizado. La combinación de todos estos modelos permite realizar modelos dinámicos que tienen como objetivo principal aportar criterios para definir y caracterizar los campos de *stress* o esfuerzos que generan las estructuras tectónicas. Al integrar estos modelos con información geológica vinculada a la tectónica de placas se definen los modelos tectónicos que asocian el campo de *stress* con las distintas fuerzas tectónicas y sus regiones asociadas, mientras que si se incorpora la evolución geológica específica de una región se realiza un modelo geodinámico.

El uso de los modelos mencionados permite realizar razonamientos inductivos y/o deductivos que definen los análisis estructurales que aportan los soportes fundamentales para las interpretaciones generales y específicas (Fig. 1B). Teniendo en cuenta que el hombre es la medida de referencia de todas las cosas, es evidente que las escalas de observación condicionan el análisis estructural que se aplica. De esta forma, la información y las escalas de análisis generalmente se dividen en micro-, meso-, macro-, mega- y gigascales. Más allá de esta clasificación y sus límites transicionales, esta caracterización debe ser considera-

da previo a cualquier estudio estructural, ya que permite anticipar condicionamientos en la información geológica vinculados a la resolución espacial. Por ejemplo, las diaclasas en general tienen tamaños submétricos por lo cual se analizan a escalas de afloramiento (mesoescala), mientras que las fallas pueden incluir estructuras cartográficas kilométricas (macro- a gigaescala). La escala de observación también puede condicionar la caracterización del estilo de deformación que se utilice para describir las estructuras tectónicas, donde las estructuras dúctiles se definen por su continuidad sin aparente pérdida de cohesión, pero al aumentar el detalle, esas zonas de deformación corresponden a fracturas de escaso desarrollo. Una característica muy interesante de algunas estructuras tectónicas surge del análisis a distintas escalas, donde se mantiene el parámetro observado. Este comportamiento se define como fractal y es de extrema utilidad para realizar estudios integrados y predicciones en niveles de observación sin información o con acceso restringido, como la escala subsísmica (Torabi *et al.* 2023).

La palabra Estructura es de uso frecuente en las distintas disciplinas de la Geología, por lo que es importante abordar algunas aclaraciones sobre su alcance y uso en Geología Estructural. Desde el punto de vista genético, las estructuras pueden ser primarias (p. ej. sedimentarias, foliación magmática), no tectónicas (p. ej. inestabilidad gravitacional), de impacto (p. ej. cráter de impacto), o tectónicas (inducidas por *stress* tectónico). En algunos casos, diferenciar estructuras primarias de tectónicas puede ser difícil, por ejemplo, el plegamiento sinsedimentario respecto del tectónico. En ocasiones, este y otros procesos de deformación sedimentaria son activados por sismos generados por la actividad de fallas, lo cual plantea un vínculo directo con el proceso de deformación tectónica. Como si esto fuera poco, las estructuras pueden superponerse durante la evolución geológica de un área, por lo cual es fundamental evaluar la cronología relativa previo al análisis genético. Si bien este capítulo se enfoca en la caracterización de estructuras tectónicas, es importante recordar que las rocas pueden tener

rasgos deformacionales no tectónicos, los cuales deberán ser filtrados antes del análisis estructural. Finalmente, cabe señalar que la modificación geométrica de algunas estructuras primarias como la estratificación sedimentaria, son utilizadas como parámetros geométricos para evaluar la deformación (rotaciones, acortamientos, etc.).

La Figura 1A resume la relación entre modelos y análisis estructurales, si bien la pirámide puede ser considerada en un sentido constructivista donde la base sostiene el techo en una relación vertical jerarquizada, también puede ser analizada como un esquema de importancia, donde las escalas superiores contienen a las inferiores. Al mismo tiempo, los modelos definen los datos estructurales a obtener, con un enfoque inductivo donde la observación valida el modelo, o con un enfoque deductivo donde el modelo predice la observación (Fig. 1B). Esto determina estrategias de estudio estructural que pueden restringir los resultados ya que condicionan las evidencias geológicas que uno intenta obtener. Es decir, evaluar una zona con un preconcepto de contexto geodinámico puede sesgar la toma de datos o inducir errores que busquen la congruencia con la condición de borde inicial. Por ejemplo, si se considera que el intervalo estratigráfico analizado se vincula a una fase tectónica compresiva, es probable que se tienda a prospectar estructuras contraccionales, sin embargo, es común que los sistemas compresivos contengan estructuras extensionales asociadas.

La Geología Estructural es sinónimo de deformación en rocas, este concepto fundamental puede abordarse desde una visión mecánica y reducirse a tres componentes esenciales: desplazamiento, rotación y cambio de forma (*strain*) (Fig. 2). Toda estructura tectónica puede evaluarse en esos términos, siendo común que haya una componente dominante. Es objetivo específico de este capítulo abordar de forma integrada las tres componentes, para lo cual es fundamental lograr descripciones estructurales basadas en caracterizaciones geométricas que permitan evaluaciones multiescala. Los modelos geométricos están con-

dicionados por conceptos y principios básicos de la estratigrafía, entre los que se destacan 1) ley de Steno, 2) principio de horizontalidad, 3) continuidad lateral, 4) criterios de correlación y 5) edades relativas por relaciones de corte. Estos se integran en mapas y cortes geológicos que constituyen los dos pilares fundamentales para cualquier análisis estructural básico o avanzado. Considerando que la deformación tectónica puede afectar tanto a rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, la capacidad para reconocer la deformación estará condicionada por el conocimiento previo de los elementos geológicos. Por ejemplo, no se podrá evaluar si un flanco de un pliegue está normal o invertido si no se conocen las estructuras sedimentarias primarias que puedan aportar datos sobre la polaridad estratigráfica. De manera similar, las estructuras primarias permiten diferenciar una colada ígnea de un filón capa, lo cual condiciona la historia geológica que involucre estructuras tectónicas específicas. De cierta forma el/la geólogo/a actúa como un/a detective que reúne todas las pistas y arma una secuencia de eventos donde las deformaciones tectónicas pueden estar superpuestas, requiriendo diferenciar los eventos discretos y sus edades relativas. En este proceso, un principio muy importante que debe contemplarse es “la ausencia no es evidencia”, es decir

las hipótesis y evidencias deben estar enfocadas en la presencia de la evidencia. Por ejemplo, una sucesión estratigráfica puede no estar deformada en la localidad de estudio, pero sí en otra posición geográfica, por lo cual uno no se debería plantear que la unidad no está deformada en términos generales, o al menos ser restrictivo al lugar de observación, dejando abierta la posibilidad nuevas relaciones estructurales. Este principio también limita la aplicación de las relaciones de corte para definir la edad relativa entre estructuras tectónicas, ya que es común que no se encuentre un lugar en donde todos los elementos evaluados estén o no vinculados. Finalmente, los análisis estructurales en general basan sus modelos en el Principio de Parsimonia, el cual expone que la explicación más simple suele ser la correcta. Esto no significa que la evolución tectónica de una región no pueda ser muy compleja, inclusive con múltiples fases superpuestas. Por ejemplo, este principio se aplica con el modelo mecánico-cinemático de deformación progresiva donde una misma región sometida a un campo de *stress* específico puede dar lugar a zonas de acortamiento y estiramiento al mismo tiempo, sin necesidad de invocar eventos particulares para cada tipo de estructura.

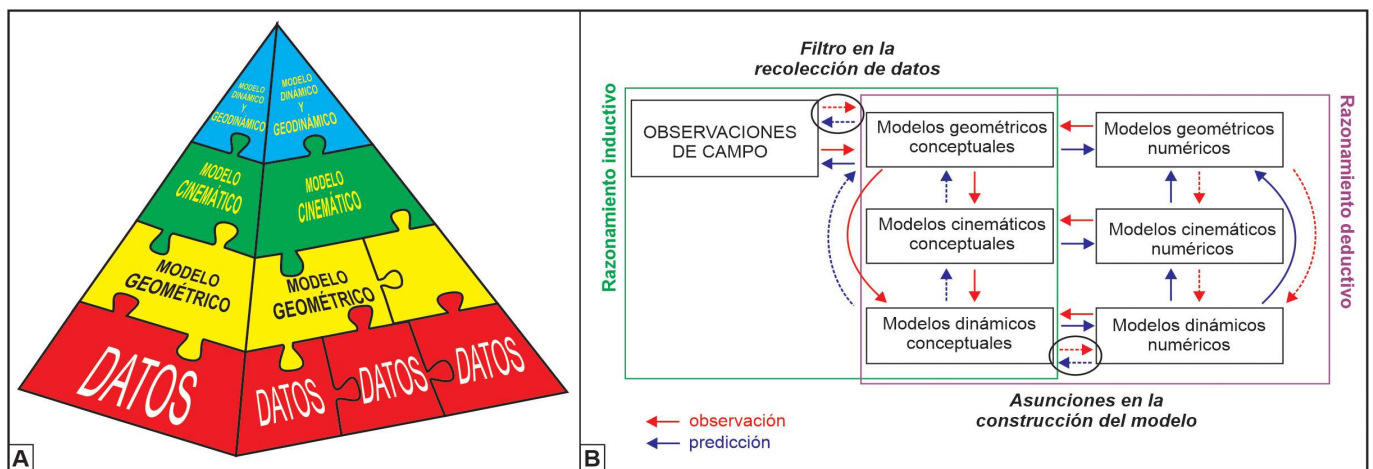


Figura 1. A) Modelo piramidal de interdependencia entre distintos tipos de modelos aplicados a análisis estructural integrado. B) Diagrama de flujo de razonamiento inductivo y deductivo aplicados a distintos niveles de modelos estructurales para la adquisición de datos de campo. Notar que hay una interrelación constante entre la observación y predicción de cada modelo. En punteado se indican las observaciones y predicciones afectadas por filtros y asunciones. Tomado de Shipley y Tikoff (2016).

3. COMPONENTES Y CARACTERIZACIÓN DE LA DEFORMACIÓN

El concepto de deformación en Geología Estructural implica el análisis de un elemento de referencia afectado por rotación, desplazamiento y *strain*, siendo la deformación total la suma de estos componentes, los cuales en general participan en distinta proporción. La Figura 2A analiza estas componentes a partir de elementos geométricos simples como círculos o cuadrados que representan el estado indeformado. Es importante observar que la comparación del estado inicial y final requiere de un sistema de referencia que permita evaluar la modificación de cada parte del elemento deformado. En términos prácticos, por ejemplo, es necesario reconocer el movimiento de traslación y rotación de los bloques de una falla o de los limbos de un pliegue. En particular el *strain* implica el cambio de forma luego de la deformación, siendo el ejemplo característico de

este proceso el desarrollo de rocas de falla. Este parámetro se describe en 2D como cizalla simple, subsimple y pura (Fig. 2B). Para comprender estos conceptos debemos recurrir a los principios de la mecánica clásica, comparando la orientación de estos ejes de la deformación y la dirección del esfuerzo aplicado en sucesivos instantes de la deformación, lo cual permite definir dos escenarios extremos: la deformación coaxial y no coaxial. La deformación coaxial implica que los ejes de referencia de la deformación se mantienen fijos durante el avance de la deformación, mientras que, en la deformación no coaxial, rotan. El *strain* por cizalla pura se vincula a deformación coaxial, mientras que, por cizalla simple a deformación no coaxial, siendo la cizalla subsimple un proceso de deformación intermedio con ambos comportamientos en simultáneo. Es importante resaltar que independientemente del estilo de cizalla aplicada, cada evento define distintas posiciones de

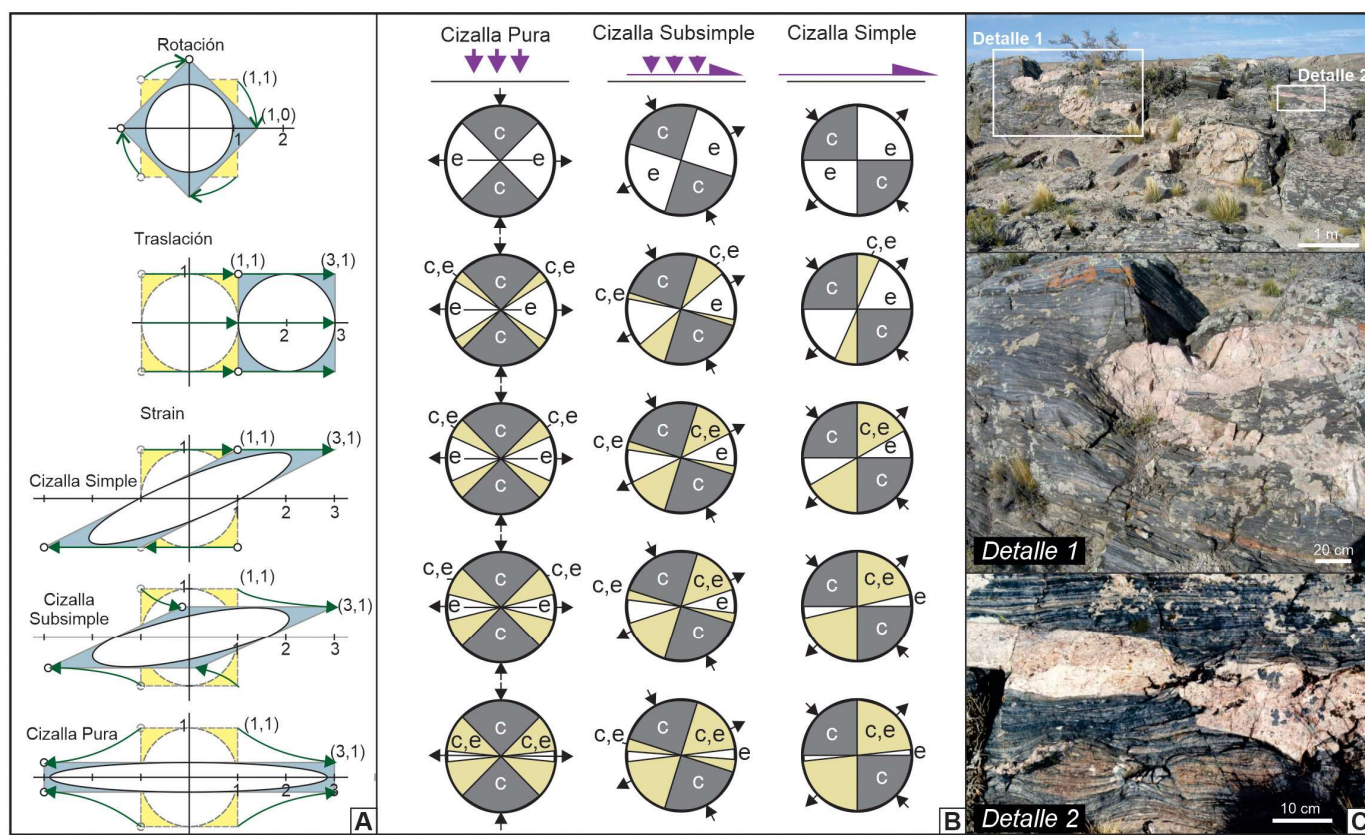


Figura 2. A) Componentes de la deformación utilizados en Geología Estructural. Notar la necesidad de conocer la forma del objeto previo a la deformación y su posición en un sistema de referencia para evaluar su desplazamiento y cambio de forma. B) Evolución temporal de los campos de contracción (c) y extensión (e) de escenarios de cizalla pura, subsimple y simple. C) Pliegue en el basamento metamórfico con flancos abudinandos del Complejo Sur Río Deseado, en la Estancia Tres Hermanas (Santa Cruz, Patagonia Argentina).

los ejes de no deformación, los cuales surgen de la intersección del círculo indeformado y la elipse de deformación del intervalo analizado (Fig. 2B). Estos límites separan los campos de contracción y estiramiento en un momento específico de la deformación. Esta zonación es muy importante para evaluar la distribución de estructuras tectónicas. En este sentido, la orientación inicial del elemento a deformar puede condicionar que se ubique en el campo de estiramiento o en el de contracción, generando estructuras opuestas. Por otro lado, la rotación durante la deformación puede dar lugar a que las estructuras tempranas cambien de dominio, generando una compleja deformación superpuesta. Contextos con rotaciones de distinta magnitud pueden exponer estructuras con orientaciones que impliquen cinemáticas incompatibles. Ejemplos geológicos de estos escenarios son las fallas secundarias recizalladas en un régimen transcurrente o los flancos abudizados (adelgazados) de un pliegue (Fig. 2C).

Comparar el estado deformado con el indeformado, permite definir ejes en términos de estiramiento o de acortamiento, los cuales se denominan X, Y, Z y se utilizan para construir el elipsoide de deformación (Fig. 3A). Como cualquier elipsoide, dos ejes principales definen un plano al cual el eje restante es perpendicular, esta característica es fundamental para evaluar las estructuras tectónicas. Las longitudes de estos ejes no implican direcciones de mayor o menor deformación, sino que se refieren a direcciones donde predomina el acortamiento o el estiramiento. Las magnitudes de los ejes de deformación presentan tres relaciones generales: 1) deformación plana (*plane strain*) cuando $Y=1$, es decir que no hay cambios en esa dirección, esta situación permite reconocer toda la deformación en el plano XZ; 2) elipsoide prolado, hay estiramiento en dos direcciones; y 3) elipsoide oblado, hay acortamiento en dos direcciones (Fig. 3B). Estos conceptos abstractos se manifiestan en las fábricas tectónicas. Para ejemplificarlo podemos considerar una

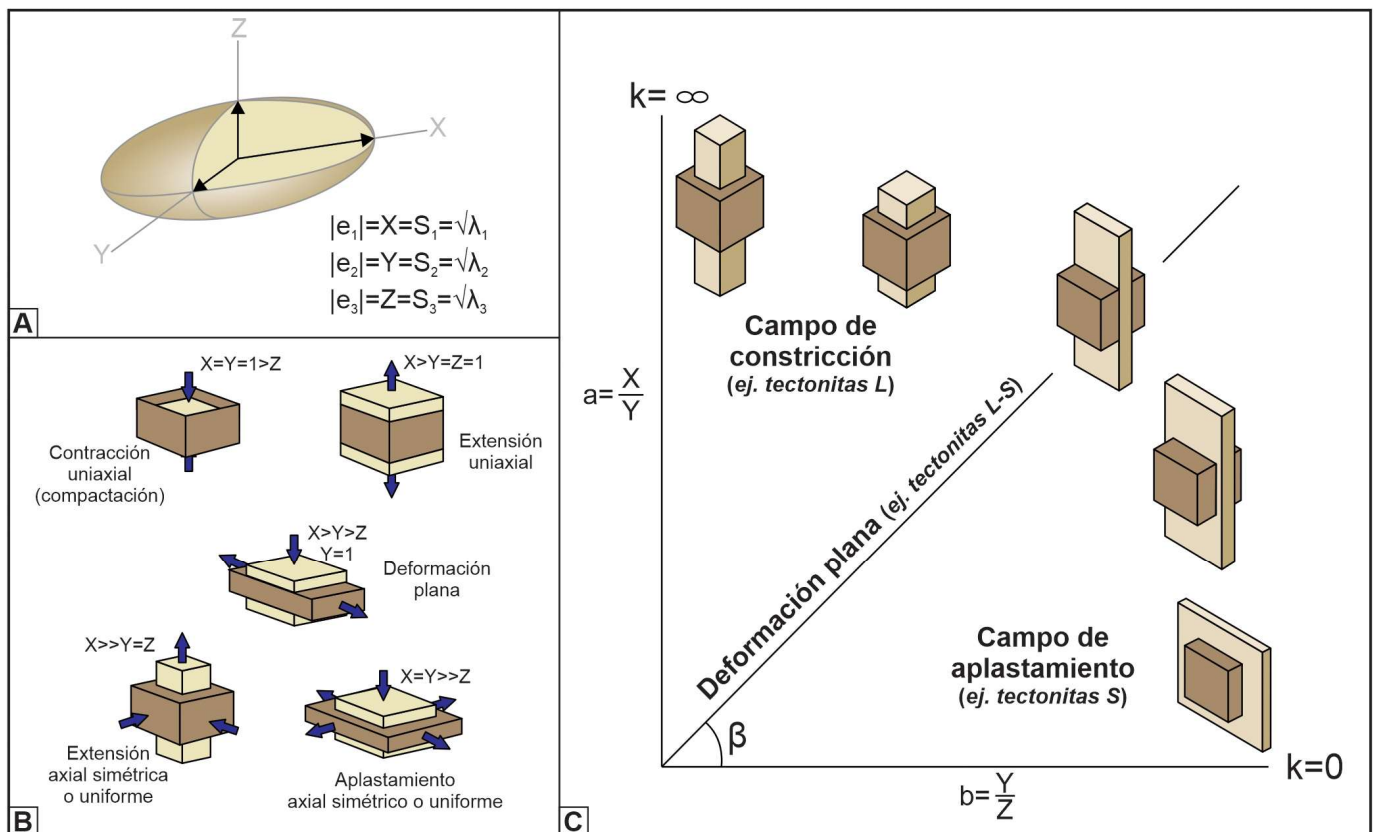


Figura 3. A) Concepto de elipse de deformación y su utilidad para definir el tipo de *strain*. Los ejes se definen en términos relativos de acortamiento o de estiramiento. B) Opciones de relaciones entre ejes, donde valores de 1 implican que no hubo cambio entre el estado deformado e indeformado. C) Diagrama de Flinn donde se representa la relación entre ejes. Notar que la deformación plana es 2D, mientras que la constricción o el aplastamiento son 3D.

roca con minerales planares (p. ej. micas) y aciculares (p. ej. anfíboles); la deformación tectónica en condiciones metamórficas genera tectonitas L con líneas asociadas a la orientación de los anfíboles, tectonitas S donde se definen planos por orientación de las micas, y tectonitas L - S donde se generan planos y líneas por la orientación de micas y anfíboles (Fig. 3C). En este último caso, el plano perpendicular a la foliación definida por las micas y que contiene la orientación de los anfíboles es el plano XZ. En los otros casos, no se puede realizar un solo corte para obtener toda la deformación, por lo cual habrá que hacer cortes complementarios. El concepto de *plane strain* o deformación plana tiene importantes implicancias, por ejemplo, la orientación de las muestras para microtectónica, la posibilidad o no de realizar secciones estructurales balanceadas, y el análisis de la vergencia, entre muchas otras.

La distribución de la deformación en un volumen de roca puede ser homogénea o inhomogénea (heterogénea). La primera consiste en pequeños cambios de forma y tamaño que son geoméricamente similares al cuerpo total deformado, para comprenderlo podemos imaginar un volumen de roca con líneas o planos paralelos que luego de ser deformados se mantienen paralelos. En contraposición, la deformación inhomogénea

modifica las formas, es decir en el ejemplo anterior genera líneas y planos curvos. Un pliegue implica deformación inhomogénea debido a la modificación de la orientación de los estratos que constituyen los flancos, sin embargo, considerando un volumen pequeño, localmente la deformación puede ser homogénea. Este ejemplo permite definir la deformación inhomogénea como una variación espacial de deformaciones homogéneas. Es decir, que una deformación homogénea a una escala particular es el resultado de la deformación promedio en un volumen de roca que es menor a las inhomogeneidades del *strain* estudiado. Otras clasificaciones basadas en la distribución de la deformación en el volumen de roca también están condicionadas por las escalas de observación. La deformación continua ocurre a todas las escalas, mientras que la deformación penetrativa se identifica a una escala, pero al incrementar el detalle hay espacio entre las estructuras. La deformación localizada puede ser continua o penetrativa, pero ocurre solo en una región, mientras que la deformación discreta implica una estructura aislada.

La medición del *strain* requiere cuantificar los cambios de forma asociados a deformación, esto puede realizarse mediante distintos métodos que utilizan un sistema de referencia espacial (X,

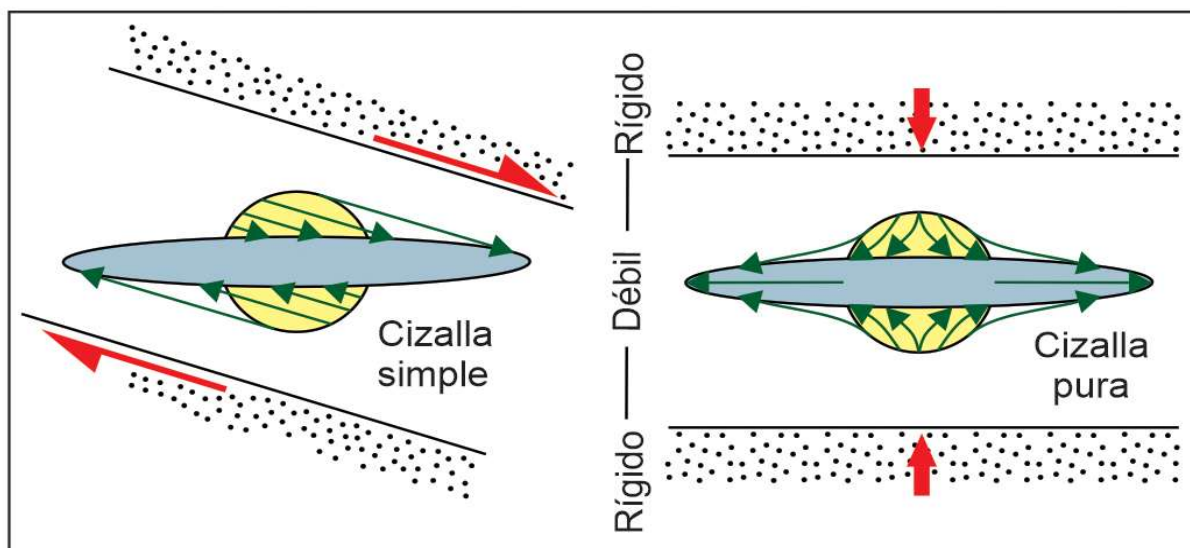


Figura 4. Deformación por cizalla simple y pura vinculado a la relación entre los límites rígidos de la zona deformada y la dirección del esfuerzo principal. Este modelo simple implica que cambios de rumbo pueden modificar el mecanismo de deformación ante una misma orientación de esfuerzos principales. Redibujado de Fossen (2010).

Y, Z). El *strain* lineal implica un cambio en longitudes paralelas vinculadas a dos estados del cuerpo deformado. Es importante mencionar que el valor específico de esta diferencia no puede utilizarse para comparar valores de *strain*, ya que es intuitivo que la longitud inicial condiciona el impacto de este parámetro. Esto plantea la necesidad de normalizarlo utilizando la longitud inicial, lo cual se define como estiramiento (*stretch*), cuya expresión es:

$$sn: l/L$$

siendo sn: estiramiento, l: longitud final, L: longitud inicial. Otro parámetro similar es la extensión, que compara la variación de longitud respecto de la longitud inicial:

$$(l-L)/L: \Delta L$$

Notar que el resultado de esta expresión es negativo si la deformación ha producido acortamiento. El *strain* de cizalla se asocia a un cambio de forma sin un cambio de tamaño, este parámetro se puede analizar a partir de pares de líneas inicialmente ortogonales. Análogos geométricos de este proceso son el cambio de un cuadrado a un paralelogramo o de un círculo a una elipse. En las rocas, estas formas geométricas pueden definirse a partir de ejes de simetría de fósiles o formas simétricas como ooides o concreciones. Evaluar si la deformación es por cizalla pura o simple requiere de información complementaria sobre los límites de la zona afectada por cizalla o de variaciones litológicas, en caso contrario el análisis de *strain* no es concluyente (Fig. 4).

4. ESFUERZOS

La distribución de las estructuras tectónicas no es aleatoria y responde a principios mecánicos que pueden abordarse en laboratorio. Es intuitivo que la deformación de una roca está íntimamente relacionada a la magnitud y dirección de la fuerza que se le aplica, sin embargo, este principio requiere de algunas consideraciones. Para abordar

los conceptos necesarios recurriremos a un análogo de laboratorio definido por un cilindro de roca que se comprime axialmente con una prensa. La fuerza vertical que se aplica, se distribuye dentro de la roca y puede proyectarse en infinitos planos de distinta inclinación, siendo los planos horizontales paralelos a la base y techo del cilindro (Fig. 5A). Al vincular la fuerza a una superficie se obtiene el esfuerzo expresado como:

$$\sigma = F/A$$

siendo, σ : esfuerzo, F: fuerza, A: superficie. En base a esta expresión, es evidente que este parámetro fundamental dependerá de la inclinación del plano considerado (Fig. 5A).

Aplicando la regla del paralelogramo, estos vectores definen para cada orientación un par de componentes de fuerza y esfuerzo tangencial al plano, las cuales a su vez están vinculadas a otro par normal al mismo. Este modelo mecánico simple permite evaluar como son las componentes que coexisten para permitir el fracturamiento de cizalla, es decir fracturas con movimiento de los bloques paralelo al plano. La Figura 5B representa las componentes de fuerza y esfuerzo de distintos planos cuyos valores específicos dependen del ángulo de inclinación y la superficie asociada. El análisis simultáneo de estas componentes permite evaluar el vínculo entre la componente tangencial asociada a la cizalla y la normal que se opone a este movimiento. Puede observarse que la fuerza y esfuerzo normal poseen un patrón similar con valores máximos con planos normales y mínimos en los que inclinan paralelos. Por otro lado, las curvas de las componentes tangenciales son notablemente distintas debido a la función que expresa el esfuerzo tangencial, con el valor máximo de dicho parámetro a los 45°. Teniendo en cuenta que las fracturas son elementos planares, es fundamental analizar la relación entre las componentes del esfuerzo. La Figura 5C muestra la relación entre las componentes de esfuerzo tangencial y normal de dos planos, uno a 45° y otro a 60°, si bien a los 45° el esfuerzo tangencial es máximo, el esfuerzo normal asociado también es grande, lo

cual no favorece el fracturamiento. En el caso del plano a 60° , aunque la componente tangencial es menor, la relación respecto al esfuerzo normal es óptima para el fracturamiento. Este análisis matemático no incluye variables geomecánicas, sin embargo, nos permite predecir que las fracturas tectónicas no estarán a 45° del esfuerzo aplicado, lo cual veremos que es la base para realizar análisis estructurales dinámicos.

Un plano especial es la cara del cilindro ensayado, donde no hay componente de cizalla y todo se traduce como esfuerzo normal. Considerando un ensayo que se le da confinamiento, pueden definirse otras dos direcciones ortogonales entre sí que están contenidas en el plano horizontal y no implican componentes tangenciales. Esta relación define tres esfuerzos principales, los cuales en base a su magnitud son máximo, intermedio y mínimo, designados como σ_1 , σ_2 y σ_3 , respectivamente.

La representación gráfica de los esfuerzos principales son los ejes de referencia de un elipsoide (3D) o elipse (2D) de *stress*. Estos vectores se utilizan para representar el estado de *stress* cortical, el cual surge de la suma de una componente isotrópica y otra anisotrópica; este último parámetro asociado al *stress* diferencial, concepto que es fundamental para analizar la deformación. Desde una perspectiva geológica, el estado de *stress* isotrópico es la presión litostática, mientras que el anisotrópico surge de una compleja relación de esfuerzos principales vinculados a las fuerzas tectónicas. Conocer las distintas componentes del *stress* cortical permite realizar análisis estructurales dinámicos que son la base para comprender la evolución estructural de una región y su vínculo con la tectónica de placas. El primer concepto que debe abordarse son las fuerzas tectónicas, las cuales surgen del complejo balance de fuerzas del sistema de la tectónica de placas (Fig. 6).

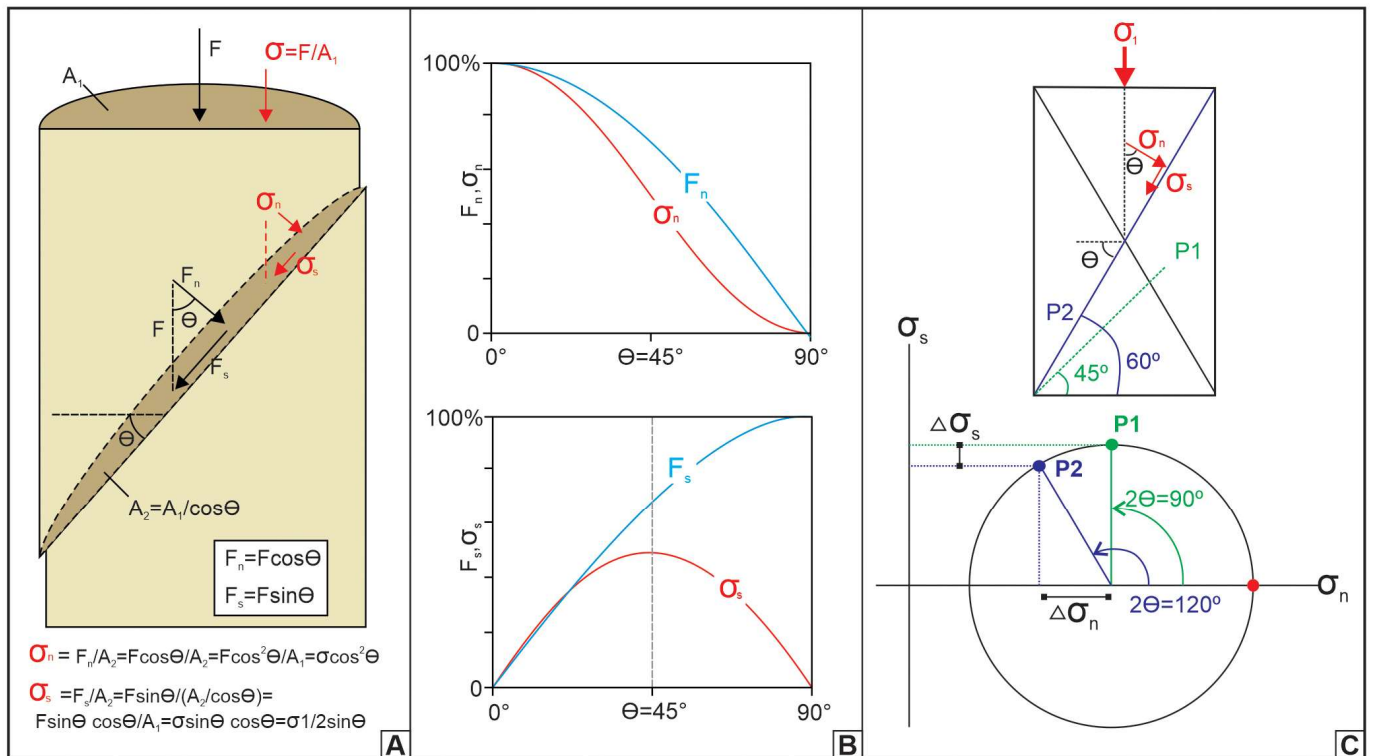


Figura 5. Relación entre fuerza y esfuerzo, y vínculo entre sus componentes normales y tangenciales (redibujado de Fossen 2010). A) Cilindro de roca afectado por una fuerza normal a la cara horizontal y su relación con un plano potencial de fractura con inclinación θ . Se indica la relación fuerza-esfuerzo y las expresiones de sus componentes normales y tangenciales. B) Gráfico de variación de las componentes normales y tangenciales de las fuerzas y esfuerzos en función de θ . Las fuerzas y esfuerzos normales tienen patrones de curva similares, con valores máximos en planos perpendiculares a los vectores. Las fuerzas tangenciales son máximas en planos paralelos al vector, mientras que los esfuerzos tangenciales lo son a los 45° . C) Relación entre las componentes normal y tangencial del esfuerzo principal máximo. La relación relativa entre ambas componentes es crítica para definir el ángulo 2θ , de esta forma los planos no se fracturan con $2\theta = 90^\circ$ a pesar de tener un mayor σ_s .

Si bien no es objetivo de este capítulo el análisis tectónico, el estado de fuerzas en la corteza puede simplificarse como el resultado del movimiento relativo de las placas. Uno de los modelos de mayor impacto en Geología Estructural es la Ley de Anderson que define el vínculo entre el *stress*

cortical y el estado de esfuerzos principales (Fig. 7). De forma simplificada, postula que teniendo en cuenta que no hay esfuerzos tangenciales en la superficie terrestre, uno de los esfuerzos principales debe ser vertical y en consecuencia los otros dos estar contenidos en la superficie terrestre

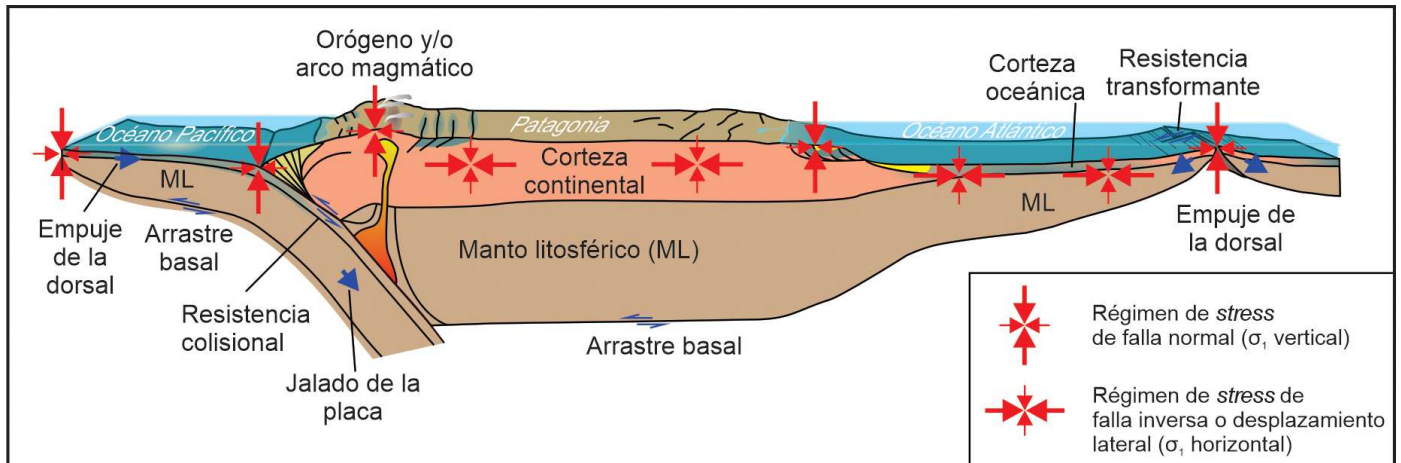


Figura 6. Esquema del origen de distintas fuerzas tectónicas y su relación con los regímenes de *stress* cortical. Notar que el *stress* tectónico no se restringe a los límites de las placas ya que se trasmite al interior de las mismas. Modificado de Fossen (2010).

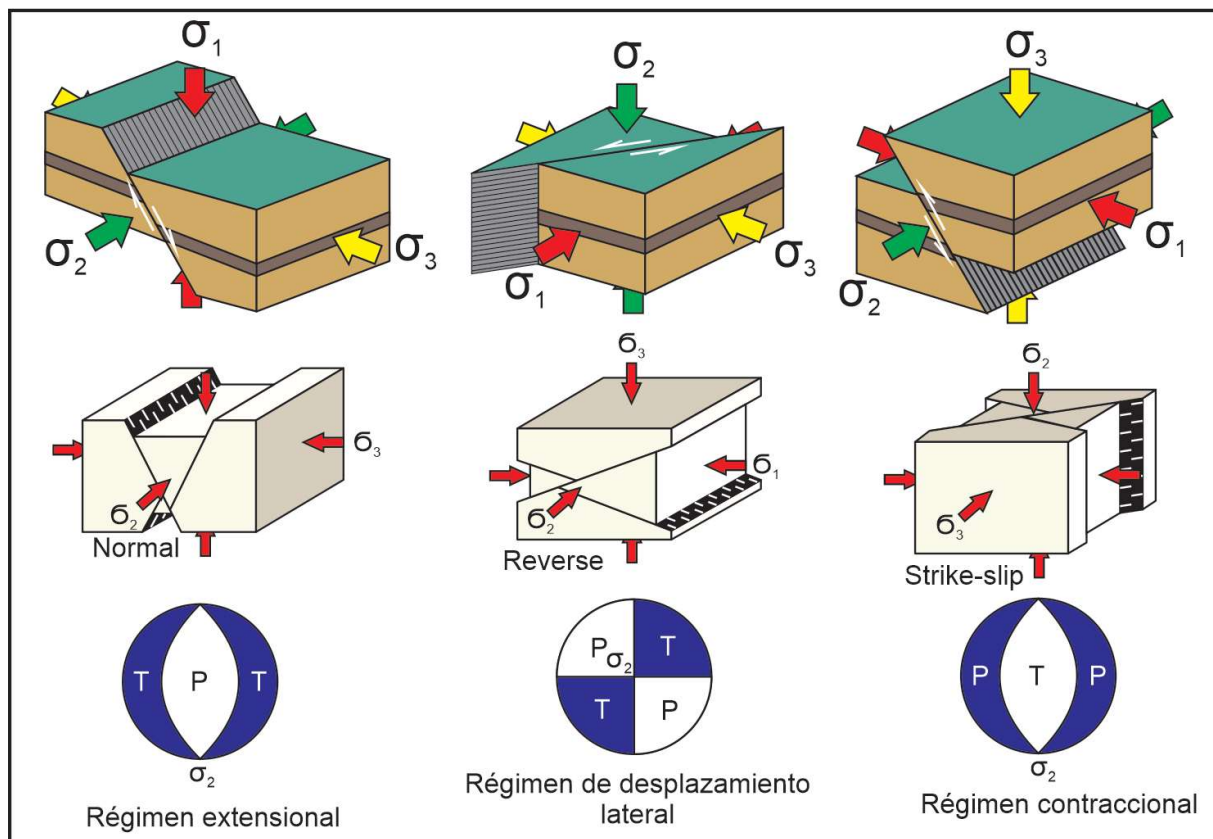


Figura 7. Regímenes tectónicos definidos a partir de la Ley de Anderson donde uno de los esfuerzos principales es vertical y el plano horizontal contiene los otros dos esfuerzos principales, condicionando la orientación de las fallas tectónicas. Este principio es la base para los modelos dinámicos de Geología Estructural. Los círculos representan ploteos estereográficos de los campos de compresión (P) y tensión (T). Redibujado de Fossen (2010).

(horizontal); definiendo un régimen extensional (σ_1 vertical), transcurrente (σ_2 vertical) y contraccional (σ_3 vertical). Si bien esta ley no siempre se cumple, por lo cual debería considerarse como un principio, su aplicación es de gran utilidad para análisis dinámicos inductivos y/o deductivos que evalúen la génesis de las estructuras tectónicas a partir de su orientación espacial. La aplicación de este principio es más adecuada para rocas homogéneas que no hayan sufrido deformaciones previas. En los casos más frecuentes de rocas heterogéneas (con foliaciones, fracturas previas, etc.), su aplicación debe hacerse con precaución.

5. MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

La caracterización de estructuras tectónicas es la base de cualquier análisis estructural, sin embargo, existen términos que pueden tener

distintas implicancias en base al contexto y la forma en que se utilizan. En particular, dúctil, plástico y frágil suelen utilizarse como adjetivos sin diferenciar si se está analizando la reología o el mecanismo de deformación. Más allá de la cuestión semántica, es fundamental unificar y clarificar su definición ya que implican escalas de análisis específicas. El comportamiento dúctil de una roca hace referencia a la acumulación de *strain* permanente sin fracturas macroscópicas, mientras que el comportamiento frágil implica el desarrollo de discontinuidades estructurales una vez que se supera el punto de resistencia (*yield point*). Si bien estos términos son muy utilizados para clasificar las estructuras tectónicas, la escala de observación condiciona el reconocimiento de las discontinuidades macroscópicas (Fig. 8). Por ejemplo, un pliegue en imagen satelital es común que esté asociado a estratos continuos por lo cual se lo define como una estructura dúctil. Sin embargo, al revisar la arquitectura estructural

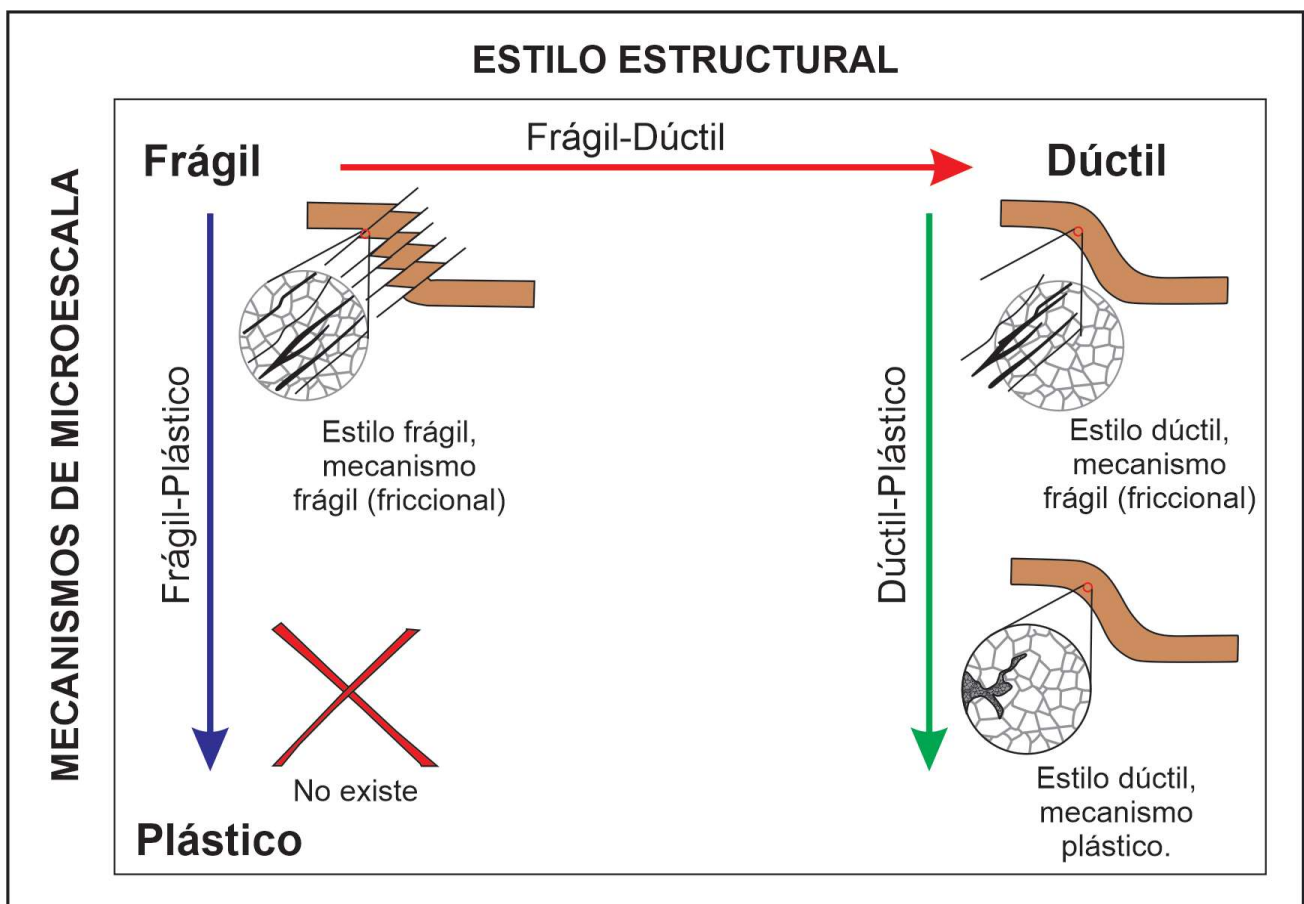


Figura 8. Relación entre los estilos estructurales y los mecanismos de deformación a microescala. El estilo de deformación dúctil está condicionado por la escala de observación, mientras que el mecanismo plástico es microscópico. Notar que no es compatible un estilo de deformación frágil generado por mecanismos plásticos. Modificado de Fossen (2010).

en campo, es muy probable que los niveles que lo componen estén fracturados con rechazos que no son observables en la escala previa (macroescla vs. mesoescla). Algo similar sucede en el subsuelo al identificar pliegues en secciones sísmicas, en las cuales no se observan discontinuidades discretas en los reflectores debido a la resolución del método geofísico (estructuras subsísmicas). En otro contexto, los pliegues en condiciones metamórficas pueden no involucrar fracturamiento al variar las escalas, ya que la deformación es plástica. Este mecanismo implica un cambio de forma producido por dislocación atómica, procesos que también recibe el nombre de plasticidad cristalina o deformación plástica cristalina para diferenciarlo del proceso plástico que afecta a los suelos. Otros mecanismos subatómicos que no implican la fractura cristalina son la difusión y la disolución. La Figura 8 resume estas relaciones entre estilo estructural y el mecanismo microtectónico de deformación. La implicancia del término frágil

es amplia ya que se puede utilizar a escala microcristalina para mecanismos como fracturamiento, roldo y deslizamiento friccional, o para definir el estilo estructural de meso- a gigaescla. En el otro extremo, se utiliza plástico para deformación microcristalina donde no se rompen las uniones atómicas, y dúctil para caracterizaciones macroscópicas donde no se observa discontinuidades estructurales. Evaluar los regímenes de deformación tectónica implica analizar el comportamiento cristalino, por lo cual se recomienda utilizar los dominios frágil, frágil-plástico y plástico.

6. CONTROLES CRUSTALES DE LA DEFORMACIÓN

El estudio de la deformación en laboratorio es una disciplina en sí misma, y si bien este capítulo no hará su análisis exhaustivo, se abordarán algunos conceptos fundamentales para com-

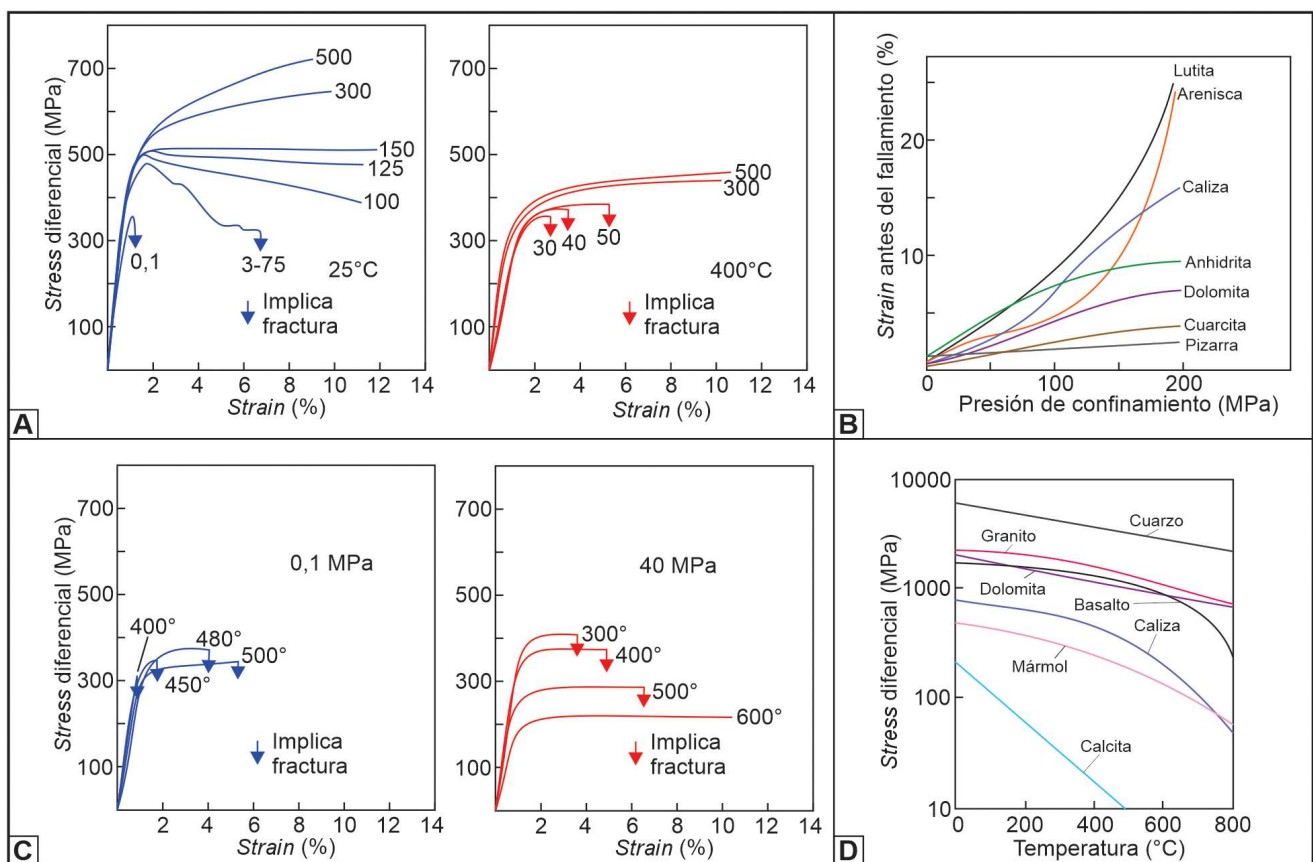


Figura 9. Curvas de *strain* vs. esfuerzo diferencial bajo distintas variables externas (redibujado de Van der Pluijm y Marshak 2004). A) Efecto de la presión de confinamiento a 25° y 400° C. B) Resistencia de distintos tipos de rocas al fracturamiento bajo presiones de confinamiento variable. C) Efecto de la temperatura a 0,1 y 40 MPa de presión de confinamiento. D) Resistencia a la deformación bajo condiciones de temperatura variable de distintos tipos litológicos.

Otra variable a considerar es la presión de fluidos, ya que los ensayos de laboratorio demuestran que su aumento facilita la deformación (Fig. 11), por lo cual un perfil reológico de una corteza hidratada es menos resistente que el de una anhidra, y en consecuencia se modifican las pendientes del dominio friccional (Fig. 10B). La presencia de fluidos es muy común en distintos

contextos geológicos como cuencas sedimentarias, zonas volcánicas y sistemas hidrotermales, lo cual favorece el hidrofracturamiento a distintos niveles corticales. Este principio inclusive se utiliza en la industria petrolera para la explotación de hidrocarburos mediante el fracturamiento de reservorios de muy baja permeabilidad (*tight* y no-convencionales).

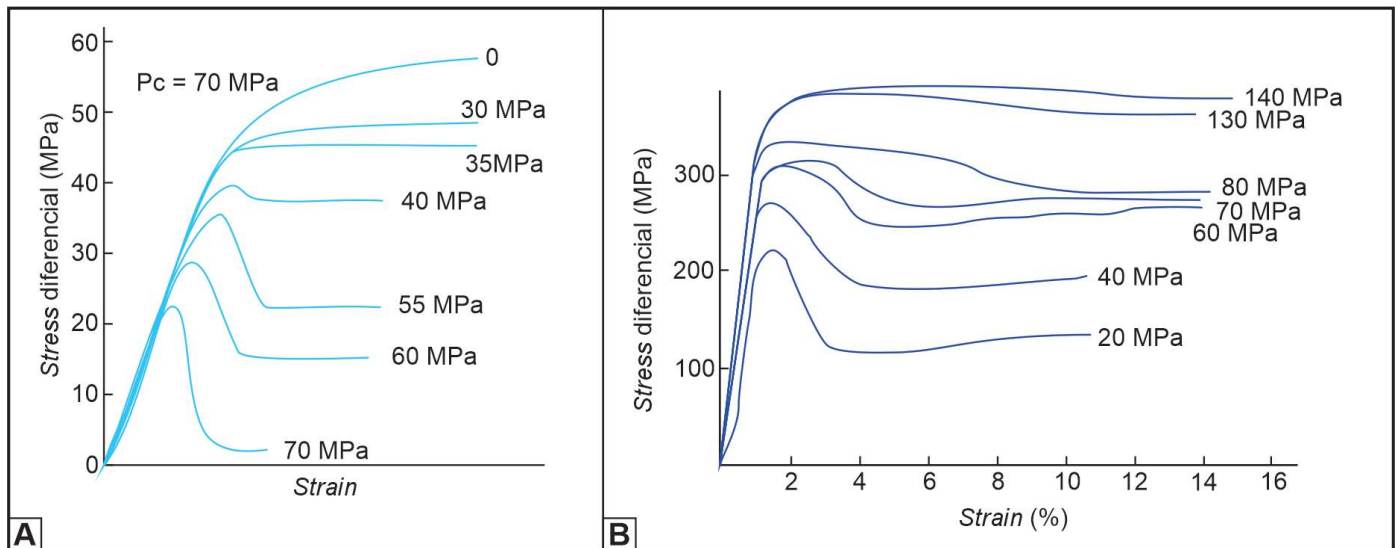


Figura 11. Efecto de la presión de fluidos en las curvas esfuerzo diferencial vs. deformación (redibujado de Van der Pluijm y Marshak 2004). A) Efecto de presiones de fluido variable y presión de confinamiento de 70 MPa. B) Efecto análogo a la presión de fluidos obtenido a partir de la modificación de la presión de confinamiento.

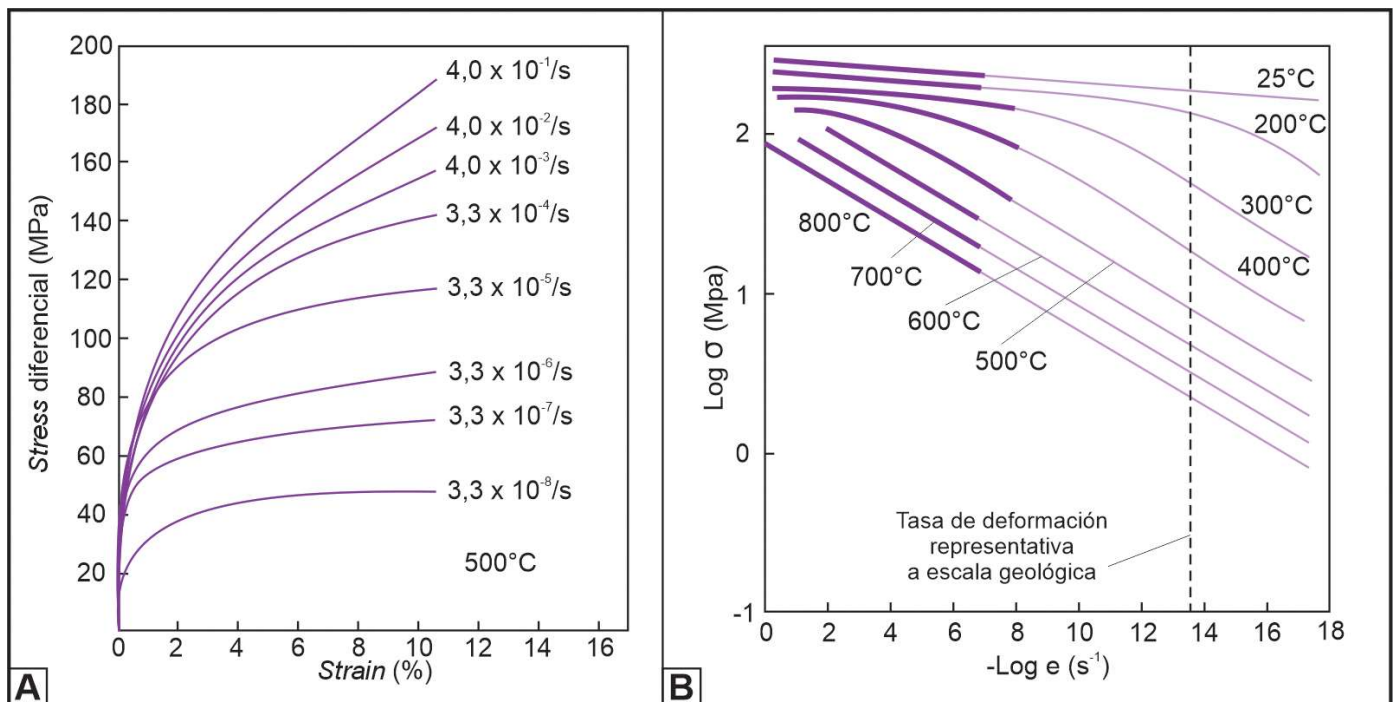


Figura 12. A) Curvas de esfuerzo diferencial vs. deformación a 500° C, donde se observa una resistencia menor al aumentar la tasa de deformación (*strain rate*). B) Gráfico de tasas de deformación a distinta temperatura. El trazo grueso indica ensayos con tiempos reproducibles en laboratorio, a partir de los cuales se extrapolan las tendencias a escalas temporales geológicas. Redibujado de Van der Pluijm y Marshak (2004).

Un control particular es la tasa de deformación (*strain rate*), que alude a la velocidad con que se producen los procesos de deformación y que se puede evaluar en laboratorio en escalas de tiempo humanas, pero contrastan con la mayoría de los procesos geológicos que involucran deformaciones durante miles a millones de años (Fig. 12A). Esta limitante obliga a que las tendencias modeladas se extrapolen a tiempos geológicos (Fig. 12B). En términos generales, el aumento de *strain rate* permite la deformación a un *stress* diferencial menor. Un análogo interesante de este control son los juguetes antiestrés, estos admiten una deformación elástica ante una presión normal, sin embargo, al aplicar un exceso de presión de forma instantánea este material se fractura.

7. DEFORMACIÓN FRÁGIL

Las fracturas son discontinuidades planares discretas que afectan un volumen de roca y que se generan al superar la resistencia elástica de la roca, luego de la unión de microfracturas. Su análisis genético requiere su clasificación, para lo cual pueden adoptarse distintos criterios como el modo o mecanismo que las genera. Los modos de fracturamiento pueden clasificarse en tres, el Modo 1 (*tensile*) vinculado a una fractura ténsil que genera apertura perpendicular al plano; mientras que las fracturas de cizalla se diferencian en Modo 2 (*sliding*) que desplaza los bloques en paralelo al plano y en la dirección del rumbo, y en

Modo 3 (*tearing*) que mueve los bloques en la dirección de inclinación del plano (Fig. 13A). A este esquema puede agregarse un patrón Anti-modo 1 que representa la contracción perpendicular al plano que puede generar pérdida de volumen y/o compactación. Es importante mencionar que la evolución de fracturas puede inducir que fracturas modo 3 se propaguen en los extremos (*tip*) como fracturas modo 1, dando geometrías que permiten discriminar distintas etapas del fracturamiento (Fig. 13B).

Una herramienta tradicional para evaluar la mecánica del fracturamiento es el Círculo de Mohr, el cual consiste en un gráfico cartesiano donde las abscisas (eje X) representan las componentes normales del esfuerzo y las ordenadas (eje Y) las componentes tangenciales. El gráfico tiene dos dominios, el sector derecho con valores positivos de X que se vincula a la compresión, y el sector izquierdo con valores negativos asociado a la tensión. En Geología Estructural este gráfico es muy útil para evaluar la estabilidad de las rocas, obtener parámetros geomecánicos y analizar la génesis de estructuras frágiles. El ensayo de sucesivos cilindros de roca hasta la ruptura a distintas condiciones de presión de confinamiento, permite construir una envolvente de estabilidad de una litología particular. El sector derecho del gráfico (compresivo) presenta una envolvente con patrón lineal con pendiente positiva que responde al criterio de Coulomb (deformación frágil), y otro subhorizontal vinculado al de Von Mises

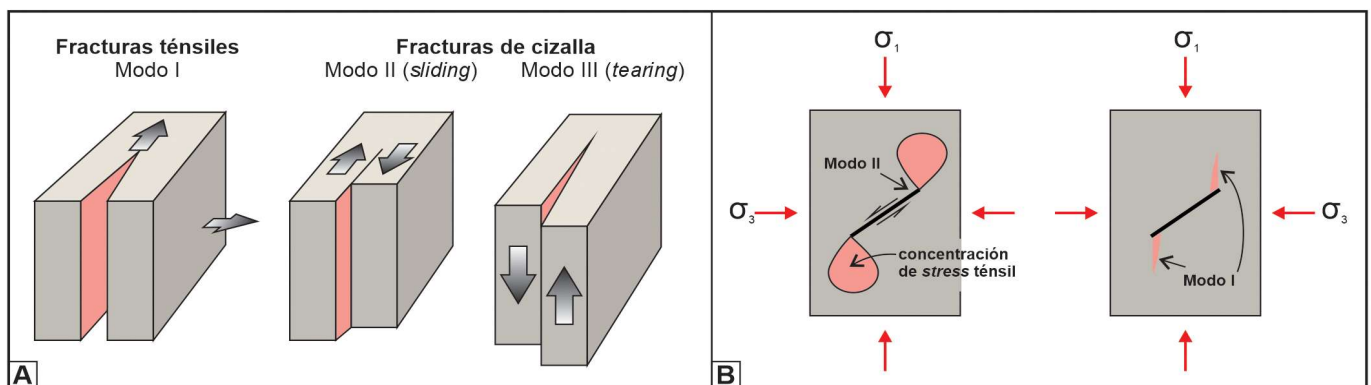


Figura 13. A) Modos de fracturamiento ténsil (Modo I) y por cizalla (Modo II y III). B) Modelo dinámico de la propagación de fracturas de cizalla con fracturas ténsiles en los extremos. Redibujado de Van der Pluijm (2019).

(deformación dúctil) (Fig. 14A). El sector izquierdo del gráfico (ténstil) se asocia a una envolvente parabólica vinculada al criterio ténsil de Griffith (Fig. 14A). Matemáticamente, las envolventes de estabilidad del campo frágil tienen las siguientes expresiones:

Criterio de Griffith $\sigma_s^2 + 4\sigma_n \sigma_s - 4\sigma_n^2 = 0$

Criterio de Coulomb $\sigma_s = Co + \sigma_n \cdot (\tan \phi)$

donde, σ_s : Componente tangencial, σ_n Componente normal, Co: Cohesión interna, To: resistencia ténsil, ϕ : ángulo de fricción interna.

Al comparar las gráficas de estabilidad del criterio de Griffith y Coulomb, es evidente que las

rocas resisten menos a la tensión y más a la compresión, razón por la cual cada criterio se utiliza en un campo específico (Fig. 14B). Esta característica se cuantifica al igualar las ecuaciones de estas envolventes, ya que se obtiene una relación donde la ordenada al origen es el doble del valor de resistencia ténsil ($Co = 2To$). Más allá de la relación matemática, esto permite calcular el parámetro de cohesión de la roca (Co) a partir de la resistencia a la tensión (To) o viceversa. En ausencia de cohesión, el plano de falla resiste el movimiento en base al deslizamiento friccional relacionado a la relación entre las componentes normal y tangencial del esfuerzo, el cual se estima experimentalmente para bajas y altas presiones de confinamiento (Figs. 14C–D)

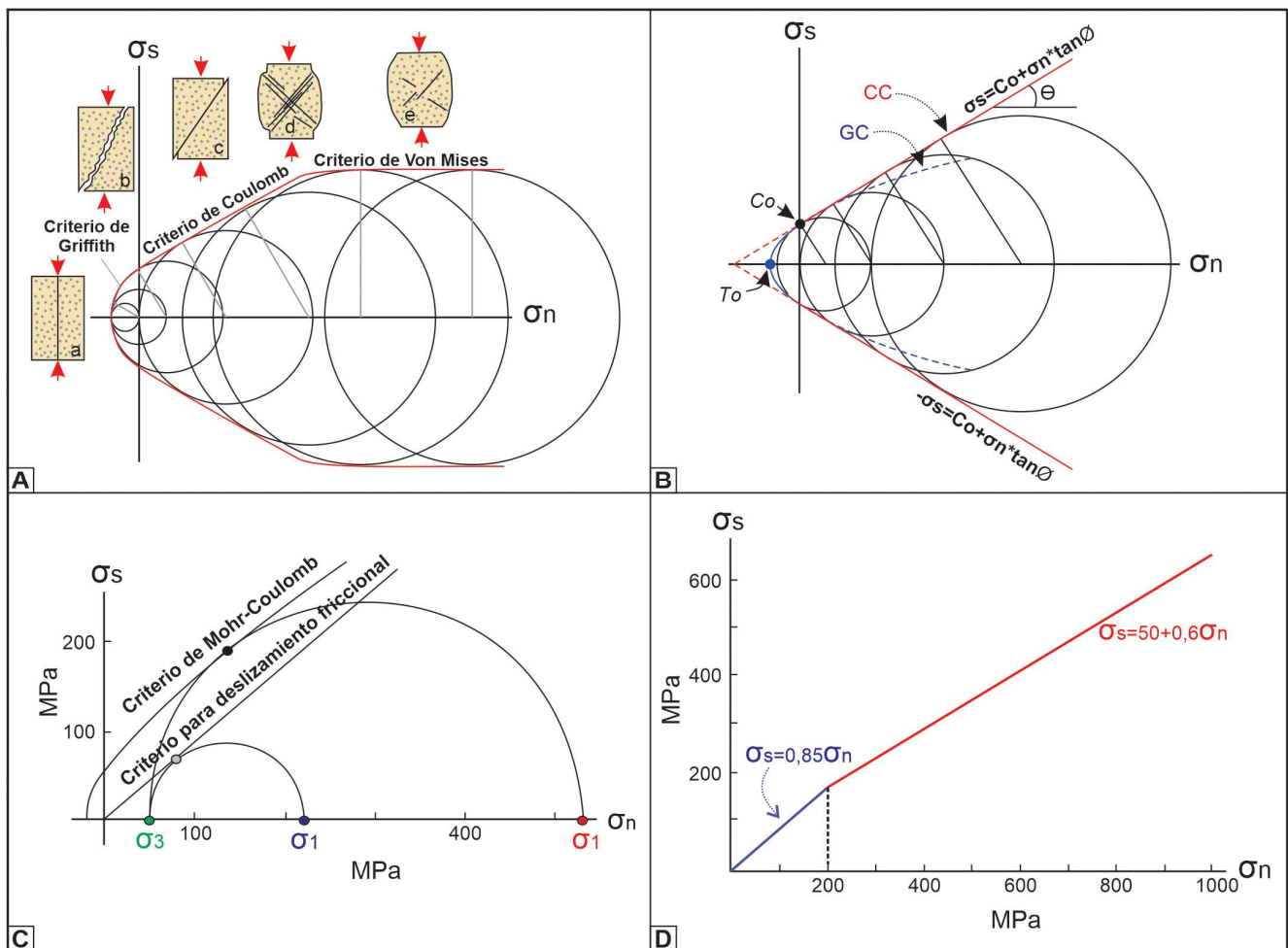


Figura 14. A) Gráfico de Mohr indicando la envolvente de estabilidad definida a partir de la combinación de distintos criterios de fracturamiento: Griffith (ténstil), Coulomb (cizalla) y Von Mises (dúctil). B) Comparación de los campos de estabilidad de los criterios de Griffith y Coulomb. Las líneas punteadas representan la extrapolación de los campos a dominios donde no se aplican los criterios. C) Diferencia entre el fracturamiento con cohesión y el reuso de la fractura sin cohesión. Notar que la envolvente post-ruptura admite un *stress* diferencial sustancialmente menor. D) El deslizamiento friccional experimental se representa por relaciones entre las componentes tangenciales y normales a distintas presiones de confinamiento. Redibujado de Fossen (2010).

El criterio combinado de Griffith-Coulomb es la base para el análisis del fracturamiento, por lo cual es necesario evaluar cada una de sus componentes desde una visión geológica. La recta tangente que vincula distintos círculos se conoce como envolvente de Coulomb, y define el límite entre el campo estable e inestable de una roca sometida a *stress* diferencial, donde el diámetro y la posición del círculo no pueden vincularse a una posición secante. Por otro lado, cualquier situación de *stress* definida por un círculo que no toque la envolvente es estable, es decir no desarrolla estructura tectónica a pesar de estar sometida a *stress* diferencial. La recta de Coulomb es función de variables naturales como la cohesión (C_0) y la fricción interna ($F_r = \tan \phi$), estos parámetros son características intrínsecas de la roca como la cementación (C_0 , T_0) y la textura (ϕ). Por ejemplo, una arenisca con iguales parámetros texturales tendrá mayor resistencia si la cementación es sílicea en lugar de carbonática, y si consideramos una arenisca con igual cementación, esta tendrá menos resistencia si tiene una fábrica con clastos redondeados que si tiene clastos angulosos. Esto se debe a que al aumentar la fricción interna se incrementa la pendiente de la envolvente de estabilidad y en consecuencia se requiere mayor esfuerzo diferencial para alcanzar el fracturamiento. En rocas volcánicas, el tipo de pasta y la relación de tamaños de cristales son factores fundamentales para analizar C_0 y F_r .

La envolvente de estabilidad también permite evaluar y predecir la orientación de las fracturas. Para esto debe tenerse en cuenta que cada ensayo de ruptura se representa con un círculo que toca la envolvente del cual se obtiene el ángulo 2Θ ; por convención puede definirse como el arco en sentido horario entre el eje X y la línea que surge de unir el centro del círculo y el punto de tangencia. Desde el punto de vista experimental, este ángulo agudo se mide a partir de dos fracturas conjugadas, es decir discontinuidades generadas en el mismo evento de deformación. La importancia de este parámetro es que el esfuerzo principal máximo (σ_1) es bisectriz a este ángulo, lo cual otorga una relación geométrica clave para los análisis estructurales dinámicos (Ley de Anderson). En este sentido, debe resaltarse que los ensayos de resistencia mecánica no definen el régimen tectónico ya que no orientan espacialmente los esfuerzos principales, es decir, que solo evalúan las relaciones geométricas entre el/los plano/s de fractura y σ_1 .

Como se enunció previamente, por definición los esfuerzos principales implican la ausencia de componentes tangenciales, por lo cual estos quedan representados como un punto en el eje X del gráfico de Mohr. De esta forma se puede representar cualquier estado de *stress* diferencial ploteando los valores de σ_1 , σ_2 y σ_3 , lo cual es de mucha utilidad para evaluar el estado

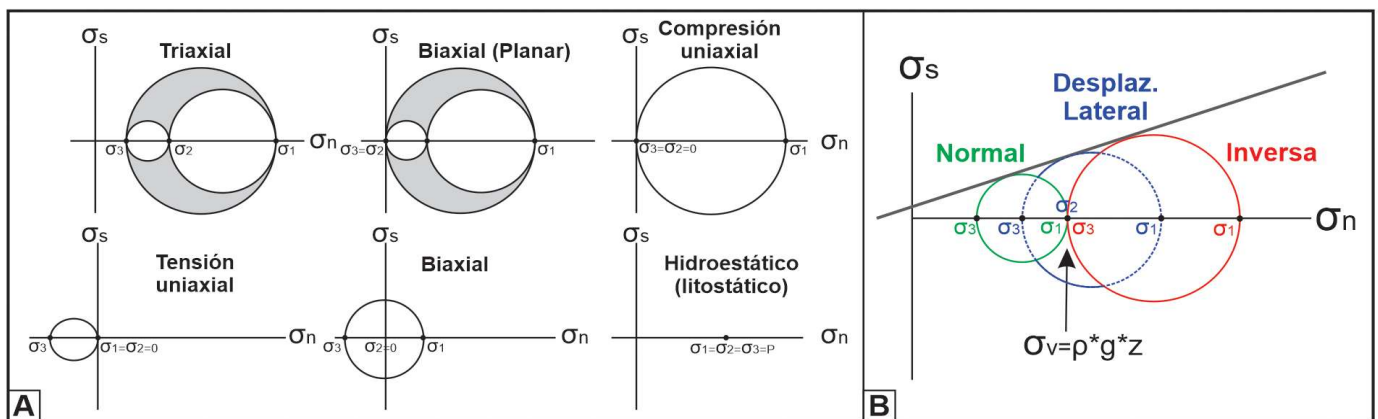


Figura 15. A) Estados de *stress* cortical representados mediante el diagrama de Mohr. Notar que los esfuerzos principales no tienen componente tangencial. Modificado de Fossen (2010). B) Fallas de distintos regímenes tectónicos asociados a una misma envolvente de estabilidad. Notar que la presión litostática no es equivalente al esfuerzo diferencial medio. Redibujado de Van der Pluijm (2019).

de *stress* cortical ya sea triaxial, biaxial, uniaxial o litoestático (Fig. 15A). El fracturamiento tectónico puede analizarse vinculando el dominio friccional de los perfiles crustales con los ensayos de resistencia mecánica de laboratorio, de esta forma se demuestra la necesidad de aplicar esfuerzos diferenciales mayores para fracturar los ensayos, a medida que aumenta la presión de confinamiento. Estos resultados experimentales tienen implícitos círculos (ensayos) con diámetros mayores hacia la derecha del gráfico, los cuales definen su posición a partir del valor de esfuerzo principal promedio (σ_m), según la expresión $(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$. Es decir, el *stress* total al que se somete una porción de corteza está conformado por la componente de *stress* diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$) y el valor de σ_m equivalente al *stress* isotrópico en la posición cortical analizada. En base a lo mencionado, el valor de σ_m es equivalente a la presión litostática (P_{lit}), es decir $P_{lit} = \rho \cdot g \cdot Z$, siendo ρ : densidad de la roca, g : aceleración de la gravedad y Z : profundidad. Más allá de esta expresión, en un escenario de fallamiento andersoniano uno de los esfuerzos principales es vertical y puede expresarse como la presión litostática. Este contexto condiciona los esfuerzos di-

ferenciales que admite una misma envolvente de estabilidad, a partir de lo cual se demuestra que el estado de *stress* diferencial para fracturar una roca es mayor para el régimen compresivo, intermedio para el transcurrente y mínimo para el extensional (Fig. 15B), relación que se había anticipado en las pendientes de los dominios friccionales de los perfiles crustales (Fig. 10A).

El efecto de la presión de fluidos también puede analizarse en el gráfico de Mohr. En el interior de la roca, la presencia de un fluido incompresible transmite la presión de manera isotropa en todas las direcciones. Esta presión tiene sentido contrario a los esfuerzos principales, disminuyéndolos a todos en igual magnitud, lo cual debilita la roca sin afectar el *stress* diferencial. En consecuencia, la relación de esfuerzos se traduce gráficamente en un círculo que mantiene su diámetro, pero se desplaza hacia la izquierda (Fig. 16). Esta variable es muy importante, por lo cual la deformación frágil en presencia de presión de fluidos (P_f) define el *stress* efectivo (σ_{ef}) como $\sigma_{ef} = \sigma_n - P_f$. Este escenario es fundamental ya que permite el fracturamiento hidráulico en condicio-

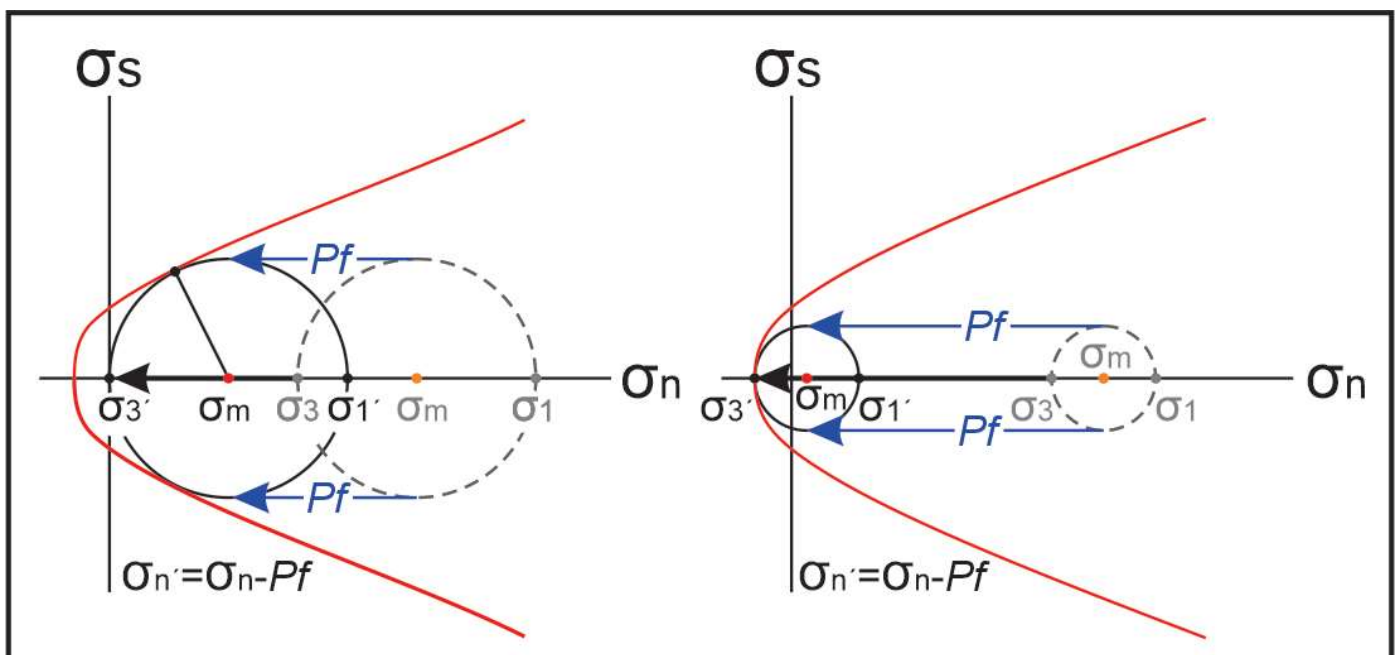


Figura 16. Uso del gráfico de Mohr para representar el efecto de la presión de fluidos en el fracturamiento (redibujado de Fossen 2010). Los círculos antes y después de la presión de fluidos tienen igual diámetro porque la presión de fluidos es isotropa y disminuye en la misma magnitud los esfuerzos principales. El estado de *stress* diferencial y la posición inicial del círculo condicionan la presión de fluidos necesaria para que el círculo toque la envolvente y se fracture. Notar que en estos casos el σ_m con presión de fluidos no representa la posición cortical.

nes corticales estables, aportando el mecanismo principal para el emplazamiento de vetas hidrotermales y diques magmáticos. Es importante visualizar que el estado de *stress* diferencial previo a incremento de la presión de fluidos, condicionará cuanta presión es necesaria para el fracturamiento, y al mismo tiempo la posición de tangencia en la envolvente, es decir el tipo de fractura asociada (Fig. 16). Por otro lado, el desplazamiento del círculo no implica una posición cortical más somera, a pesar de definirse un σ_m de menor valor respecto del original.

El análisis genético de las fracturas requiere evaluar los mecanismos de fracturamiento. En este sentido, el modelo de Sibson (1990) es muy útil ya que diferencia el fracturamiento en extensional, cizallamiento extensional (híbrido) y cizallamiento, donde cada una de las estructuras asociadas responden a una posición particular del

círculo de Mohr y tienen un ángulo 2θ específico (Fig. 17A). Es importante resaltar que el concepto extensional hace referencia a la apertura perpendicular a la discontinuidad y no al régimen tectónico. Las fracturas extensionales se generan cuando el círculo de *stress* diferencial toca la envolvente en la abscisa al origen (punto sin componente tangencial), por lo tanto, se dan en el campo ténsil. Estas discontinuidades tienen un ángulo $2\theta=0^\circ$ y solo registran apertura perpendicular al plano de fractura. Si bien las fracturas extensionales son similares a las ténsiles, las primeras se generan por compresión, mientras que las segundas por tensión. Las fracturas híbridas generadas por el cizallamiento extensional se definen por un círculo que tiene un sector en el campo ténsil y otro en el compresivo, estas tienen un ángulo 2θ mayor que 0° pero menor a 60° y desarrollan desplazamiento de cizalla y apertura al mismo tiempo. Las fracturas de cizalla se vinculan a un círculo

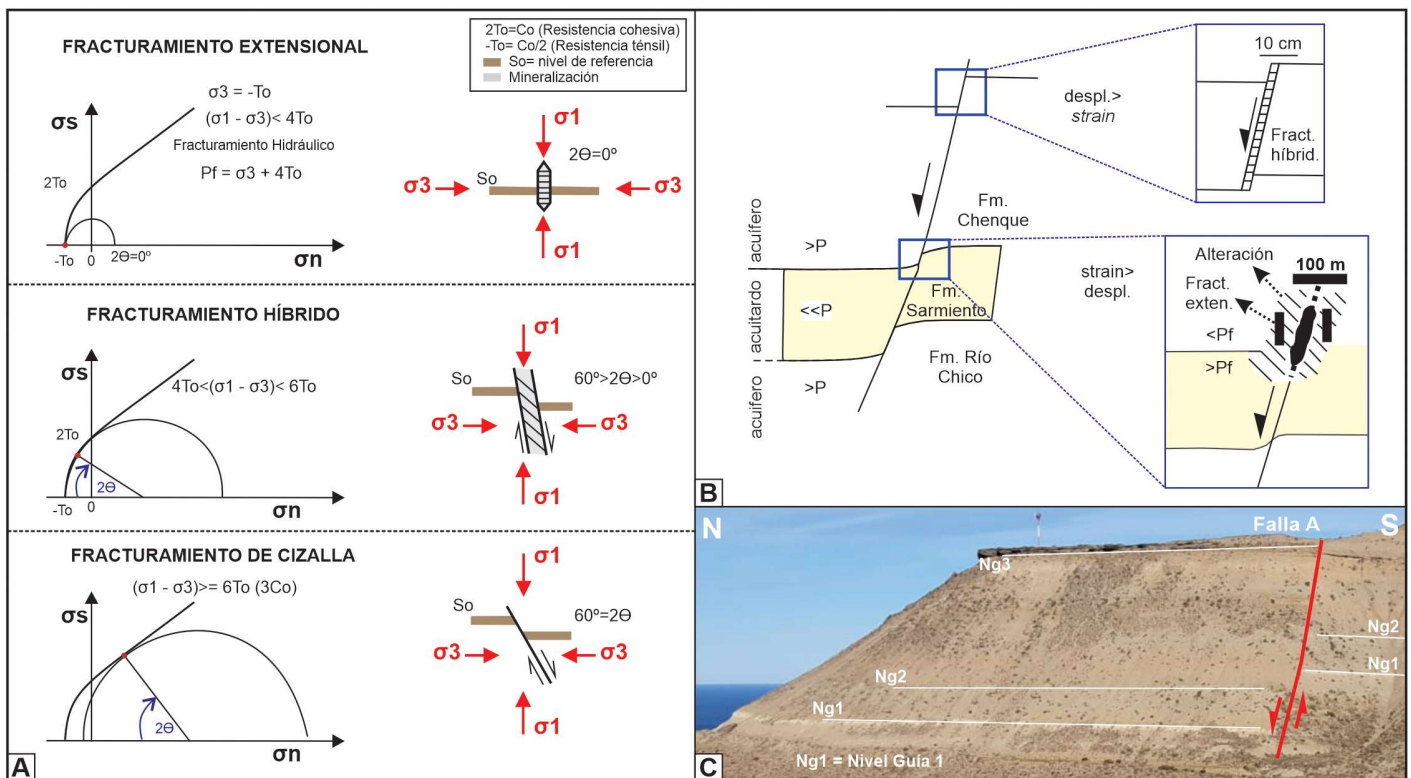


Figura 17. A) Tipos de fracturamiento y sus implicancias para el análisis dinámico (Modificado de Sibson 1990). Fracturamiento extensional con punto de tangencia en el campo ténsil en el valor $-T_o$. Fracturamiento híbrido o cizallamiento extensional con punto de tangencia en el campo ténsil en la curva de Griffith. Fracturamiento de cizalla con punto de tangencia en el campo contraccional en la recta de Coulomb. Notar que los límites entre los tipos de fracturamiento se definen en base al valor de T_o ya que esto condiciona el diámetro del círculo y en consecuencia la posición de tangencia. B) Modelo genético para fallas de alto ángulo afloradas en Comodoro Rivadavia (Falla A y Falla C), en el cual se combina el modelo de fracturas híbridas y el efecto de la presión de fluidos en el *strain* (Giacosa *et al.* 2004). C) Foto de la Falla A aflorada en el cerro Vitteau de Comodoro Rivadavia (Chubut). Esta estructura se asocia a una falla híbrida que afecta estratos de la Formación Chenque.

que toca la envolvente en el campo compresivo, el 2Θ es de 60° y no hay componente de apertura. Desde el punto de vista geológico, la componente de apertura es la que permite la mineralización de la discontinuidad (Bons *et al.* 2012). Teniendo en cuenta todo lo mencionado, el ángulo de inclinación de la fractura que está en función de 2Θ , la componente de cizalla y la presencia o no de relleno mineral permiten inferir el tipo de fracturamiento. Este modelo fue utilizado por Giacosa *et al.* (2004) para analizar el efecto de la estratigrafía en las fallas de alto ángulo que afectan el registro neógeno del Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge (Figs. 17B–C).

El fracturamiento hidráulico puede asociarse a distintos patrones de vetas y venas, donde la relación $\sigma_1 - \sigma_3 = 4T_o$ permite estimar el límite entre el

fracturamiento extensional y de cizalla, mientras que la magnitud de σ_2 toma un rol fundamental en la fábrica tectónica (Figs. 18A–B). Escenarios isotrópicos se asocian a fracturamiento extensional sin patrón espacial, esta es la típica textura en rompecabezas o en balsas. Por el contrario, estados de *stress* donde σ_2 se diferencia de los otros esfuerzos principales induce un fracturamiento subparalelo más ordenado, con orientación de los planos que responden al ángulo teórico 2Θ . Escenarios intermedios generarán fracturamiento extensional parcialmente ordenado. Esta influencia de σ_2 también aplica en el ordenamiento de las fracturas híbridas y de cizalla; contextos con $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ tienen una distribución 2D donde las fracturas conjugadas tienen rumbos unimodales, mientras que escenarios con $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ tienen

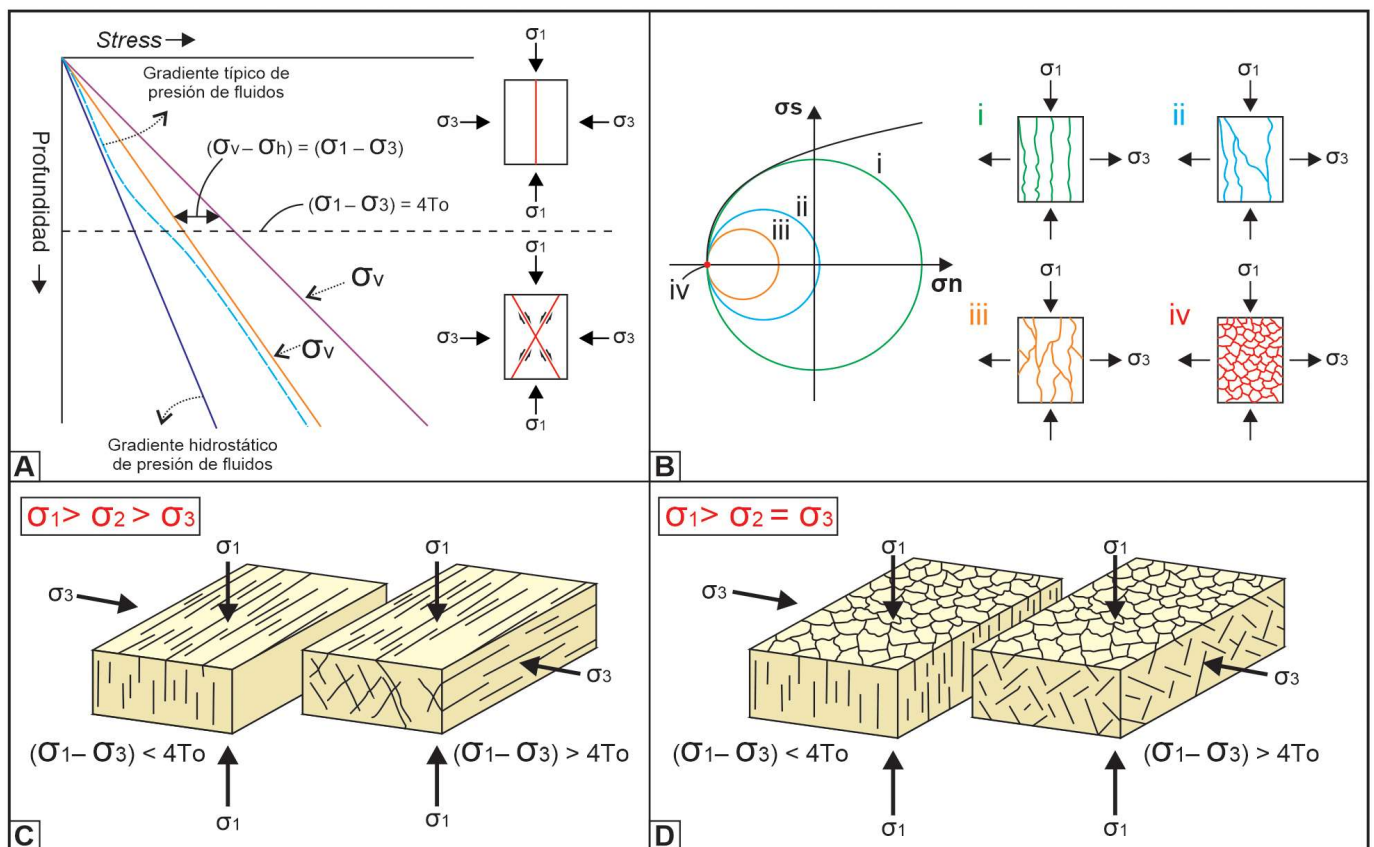


Figura 18. Controles en la variación del fracturamiento ténsil y de cizalla (redibujado de Cosgrove 1998). A) Perfil de componentes horizontal y vertical de esfuerzos y tipos de fracturamiento asociado. Se incluye la curva de gradiente de presión hidrostática y el límite entre los tipos de fracturamiento vinculado al valor de T_o . B) Tipos de fracturamiento ténsil bajo distintas condiciones de *stress* diferencial, donde al aumentar los diámetros se presenta un ordenamiento mayor. Este modelo es muy útil para evaluar las condiciones del fracturamiento hidráulico. C-D) Importancia de σ_2 en el patrón de fracturamiento. Condiciones triaxiales con magnitudes de esfuerzos principales bien diferenciadas producen deformación 2D con fracturas ténsiles perpendiculares a σ_3 y un juego de fracturas conjugadas de cizalla que definen la posición de σ_2 . En contraposición, valores de σ_2 similares a σ_3 implican deformación 3D sin orientación específica de los rumbos de las fracturas ténsiles y de cizalla.

una distribución 3D o poligonal con rumbos bimodales o polimodales (Figs. 18C–D). En este último escenario la deformación no es plana (*plane strain*) por lo tanto no puede observarse toda la deformación en un solo plano, ya sea de afloramiento o corte de subsuelo.

El fracturamiento hidráulico es por definición un escenario de altas presiones de fluidos que puede implicar ciclos en el sistema de recarga-sobrecarga-descarga del fluido. En cuencas sedimentarias la disponibilidad de fluidos es muy importante, lo cual puede favorecer escenarios de sobrepresión en algunas de las rocas sedimentarias (Figs. 19A–B). En este contexto, existen muchos mecanismos por los cuales puede incrementarse la presión de fluidos de manera local o regional a valores mayores a la presión hidrostática, por ejemplo, maduración de la materia orgánica, deshidratación durante la diagénesis o ineficiencia para equilibrar las presiones durante la historia de soterramiento-exhumación. En el caso de la Cuenca del Golfo San Jorge, sería esperable que la Faja Plegada de San Bernardo incluya niveles con sobrepresión vinculados al desequilibrio de presiones asociadas a la exhumación por inversión tectónica positiva. Independientemente de la/s causa/s, la sobrepresión de fluidos en rocas clásticas es muy interesante ya que no responde a los modelos geomecánicos mencionados pre-

viamente. El análisis mecánico indica que estos sistemas tienden a tener fuga de fluidos en la vertical, lo cual genera una diferencia de presión en esa dirección que induce un campo de *stress* anisotrópico. Esto implica que, al aumentar la presión de fluidos, esta tendrá un mayor efecto en el esfuerzo principal vertical, el cual dependerá del régimen tectónico (Fig. 19C). De esta forma, el círculo de Mohr disminuye su diámetro con el aumento de la presión de fluidos, mientras que la diferencia de *stress* diferencial también disminuye, permitiendo la permutación de esfuerzos. En particular, cuando las rocas tienen baja a muy baja permeabilidad (p. ej. fangolitas), se genera una dirección del eje X subvertical que induce el desarrollo de venillas subparalelas a la estratificación denominadas BEEF (*Bedding-parallel fibrous veins*) (Cobbold *et al.* 2013). En este escenario, es evidente que la orientación de estructuras secundarias para realizar un análisis dinámico requiere filtrar los efectos que estén vinculados a sobrepresiones de rocas sedimentarias de baja permeabilidad.

Retomando un esquema andersoniano en condiciones hidroestáticas, la posición de σ_1 determinará la posición de 2Θ , y esto definirá el ángulo de inclinación de la fractura. Las fracturas de cizalla pueden ser fallas normales que tendrán inclinaciones de $\sim 60^\circ$, los corrimientos $\sim 30^\circ$ o las

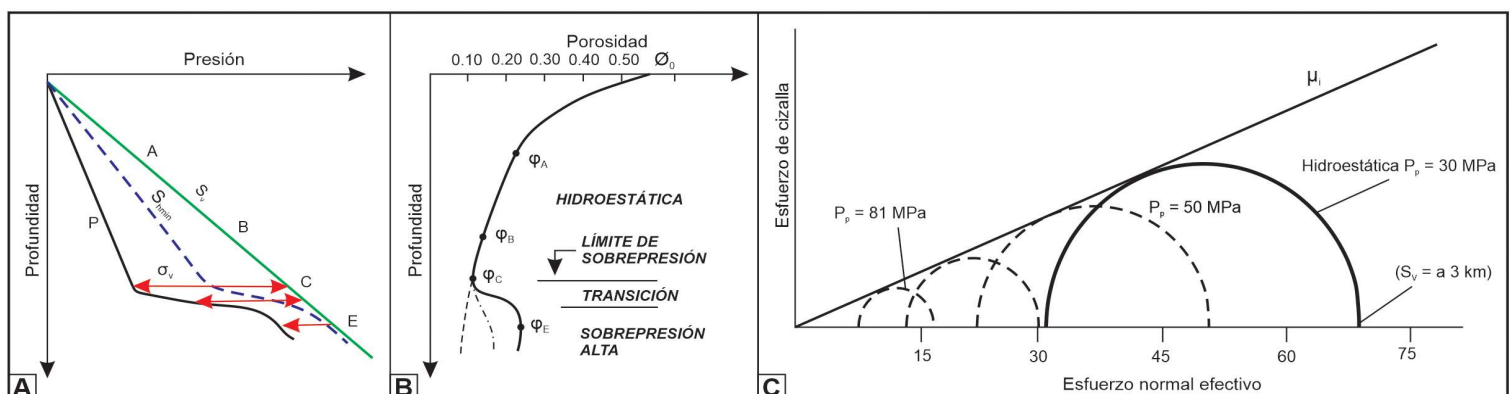


Figura 19. A) Variación del esfuerzo horizontal mínimo (S_{hmin}) respecto del esfuerzo vertical (S_v) y su vínculo con la presión de fluidos (P_f) con la profundidad en una roca epiclástica. Notar el incremento abrupto a partir del punto C. B) Relación entre la porosidad de una roca epiclástica y la presión de fluidos intersticial. La reducción de la porosidad induce una zona con sobrepresión que se incrementa en profundidad. Datos geofísicos en la zona de sobrepresión pueden indicar porosidades anómalas respecto del tren de compactación general. C) Ejemplo de fracturamiento en condiciones hidroestáticas y de sobrepresión. Notar el desplazamiento hacia la izquierda y la disminución del diámetro del círculo. Tomado de Zoback (2007).

laterales que serán subverticales. Esta simplificación no considera discontinuidades o anisotropías, como tampoco fracturas híbridas. Si la roca presenta planos de debilidad generados por una fábrica preexistente, ya sea tectónica o primaria, estos planos pueden favorecer el fracturamiento sin responder a la geometría del plano esperada en una roca homogénea (isótropa) (Fig. 20A). De esta forma, pueden desarrollarse ángulos 2θ que no se asocian a la envolvente de Mohr, donde las discontinuidades transversales no son utilizadas por los planos de ruptura, mientras que las fracturas pueden adaptarse a planos paralelos a levemente oblicuos a la dirección de σ_1 (Figs. 20B–D). La facilidad con que se utilice la heterogeneidad como plano de debilidad dependerá de su orientación y sus características geomecánicas definidas por la C_0 y ϕ del mismo. Este mecanismo es clave para comprender el efecto mecánico de la fábrica de basamento durante el desarrollo de los sistemas regionales de fallas.

Luego de haberse formado la fractura, su plano se puede reutilizar en otro evento de deformación, proceso que se conoce bajo el nombre de recizallado si el refracturamiento involucra cizalla. El deslizamiento friccional de un plano preexistente depende del coeficiente estático de fricción interna, caracterizado experimentalmente por la ley de Byerlee, donde no hay C_0 por lo cual $\mu = \sigma_s / \sigma_n$, esta relación tiene asociado valores promedios experimentales que definen un rango de 0,85-0,6 (Figs. 14D, 21). Este concepto implicaría que el recizallado solo depende de las componentes del esfuerzo, sin embargo, este proceso es más complejo debido a que el coeficiente de fricción depende del tipo de roca (Fig. 21). En términos generales, el plano generado disminuye los parámetros intrínsecos de la roca, por lo cual se genera una nueva envolvente de estabilidad que es secante al círculo original de fractura, que puede o no conservar la pendiente y alcanzar el valor de $C_0=0$. Esto define un abanico de potenciales planos de fractura que implican posibles orien-

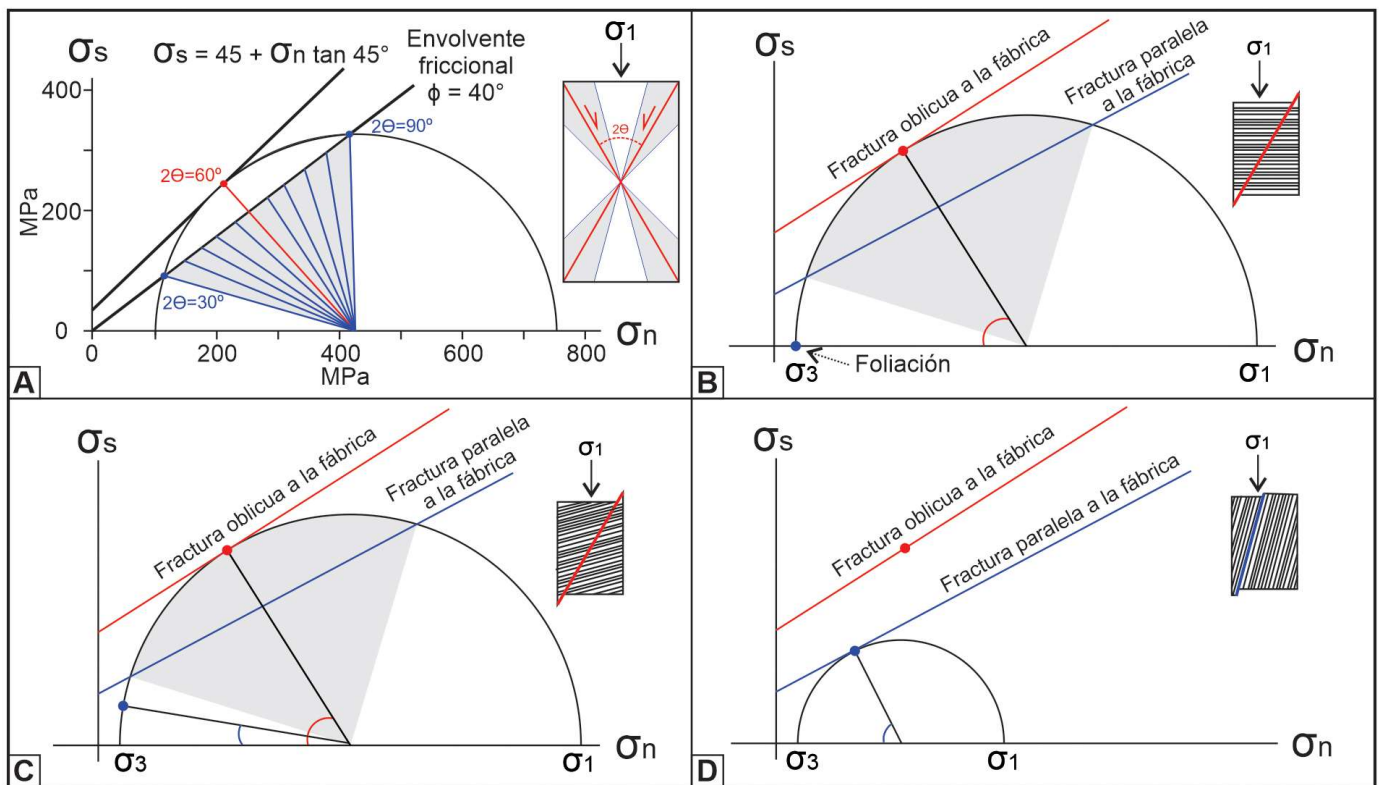


Figura 20. Uso de diagramas de Mohr para evaluar controles en el fracturamiento. A) Fracturamiento de roca intacta y recta secante de la nueva envolvente de estabilidad post-ruptura luego de perder la totalidad de la cohesión y disminuir la fricción interna. El abanico de ángulos 2θ implica mayor posibilidad de reutilizar el plano ante una orientación de σ_1 oblicua a la original. B,C,D) Efecto de debilidades estructurales en el fracturamiento. La orientación del plano de fractura respecto de la foliación condiciona su utilidad como plano de deslizamiento.

taciones de σ_1 que permiten el recizallado. Un caso opuesto sería una fractura mineralizada que aumente su Co , incrementando la resistencia, lo cual otorgaría estabilidad al plano. Es importante destacar que el recizallado permite explicar el proceso de inversión tectónica, sin embargo, no se restringe a un cambio en el régimen tectónico, ya que un evento de reactivación también implica recizallado.

Finalmente es importante mencionar el concepto de la estratigrafía mecánica, donde la geo-

metría de las estructuras tectónicas responde a las variaciones de los parámetros elásticos (Módulo de Young y Coeficiente de Poisson), así como de Co y ϕ . En el caso particular del fracturamiento, la relación entre la inclinación del plano y las características intrínsecas de la roca permite plantear modelos geométricos-geomecánicos, donde el plano de fractura que afecta una secuencia estratificada se conecta en la vertical definiendo una geometría irregular que responde de manera diferencial a los distintos tipos litológicos (Ferrill *et al.* 2017a). De esta forma se generan pla-

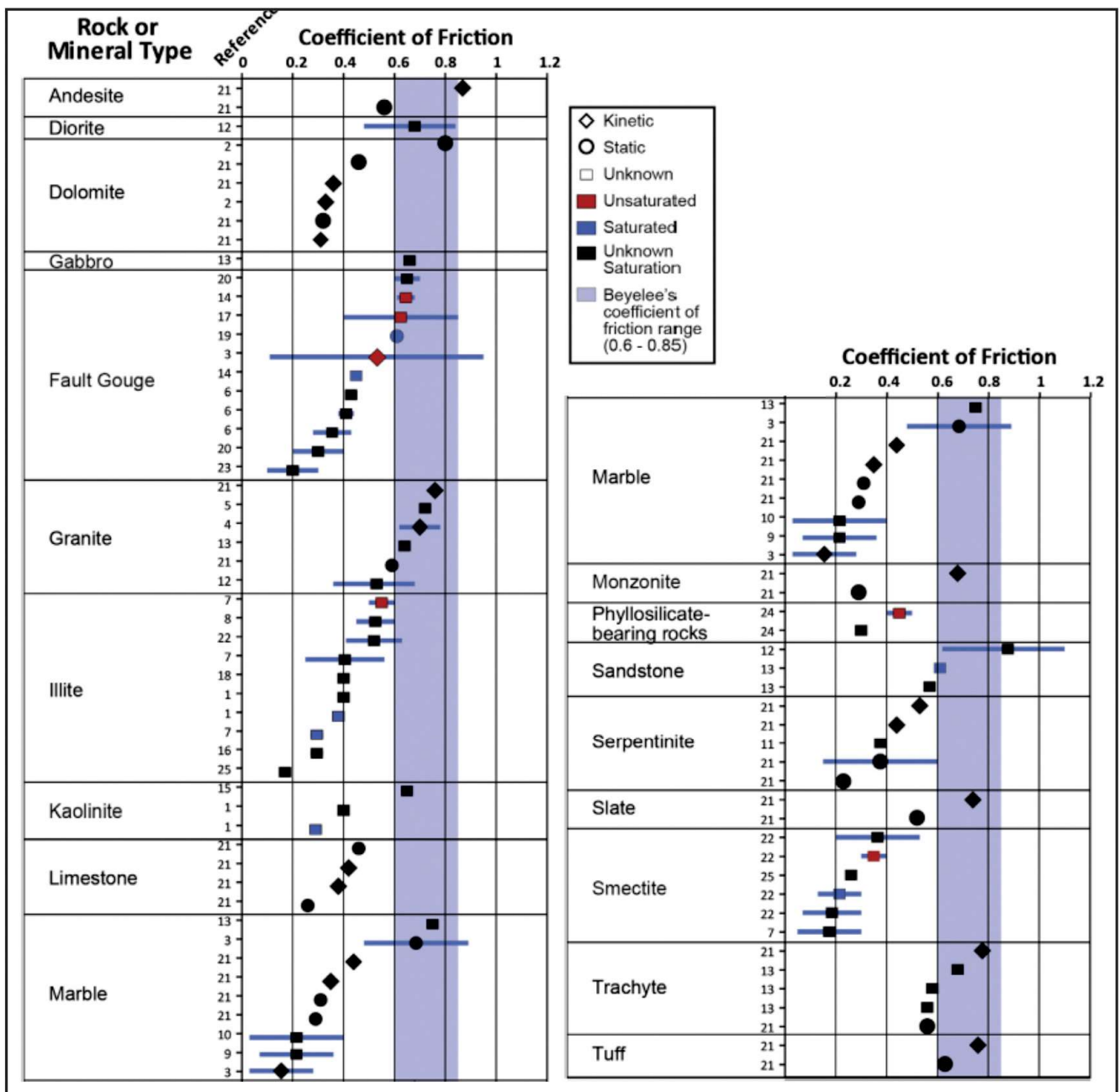


Figura 21. Variación de los coeficientes de fricción interna en distintas rocas y mineralogías. Notar el dominio de valores bajos de las arcillas y la variabilidad de la harina de falla. Tomado de Ferrill *et al.* (2017b), ver allí las referencias.

nos con dominios de inclinación variables agrupados bajo el concepto de geometría plano-rampa. Este modelo simple tiene importantes estructuras asociadas como pliegues por flexión de falla y zonas dilatantes o antidilatantes, las cuales serán abordadas en las próximas secciones.

8. DEFORMACIÓN PLÁSTICA

Si bien los cristales son sólidos con una disposición atómica ordenada, su estructura tiene, la mayoría de las veces, defectos puntuales (vacancias) o lineales (dislocaciones). Estos rasgos son muy importantes al evaluar los mecanismos de deformación plástica cristalina, que controlan la deformación en ambientes metamórficos regionales o dinámicos. Por ejemplo, el movimiento de los espacios vacíos puntuales implica la difusión, donde los defectos puntuales migran hacia la zona de mayor *stress* y el cristal adquiere una fábrica que mejora su forma. Existe la difusión de volumen que requiere mucha energía lo que implica altas temperaturas, mientras que la difusión del límite de grano requiere menos temperatura, y en este proceso la migración del defecto se realiza a lo largo del límite del cristal. El movimiento de las

dislocaciones genera planos asociados a estructuras como los límites de grano, límites de subgranos o *twin planes*. Estos cambios en las formas de los cristales son los que luego se manifiestan en la fábrica tectónica. El plano de dislocaciones es un plano cristalográfico de debilidad donde se aumenta la densidad de átomos en el cristal. La formación, movimiento y destrucción de dislocaciones genera el proceso de *dislocation creep*, el cual permite la deformación a menor *stress* diferencial que el fracturamiento, lo cual explica la disminución de la resistencia en los perfiles crustales al ingresar al a deformación frágil-plástica. Es importante destacar que las dislocaciones no dañan el mineral, por lo cual no afectan la resistencia interna del cristal. Este proceso disminuye la energía del cristal moviendo las dislocaciones hacia los márgenes del cristal o agrupándolas. La reorganización de las dislocaciones dentro del grano mineral puede producir límites donde se dan cambios en el ángulo de extinción, que se reconoce con el microscopio de polarización con la extinción ondulosa, mientras que el desarrollo de parches sin dislocaciones permite la formación de subgranos.

La recuperación de las dislocaciones implica

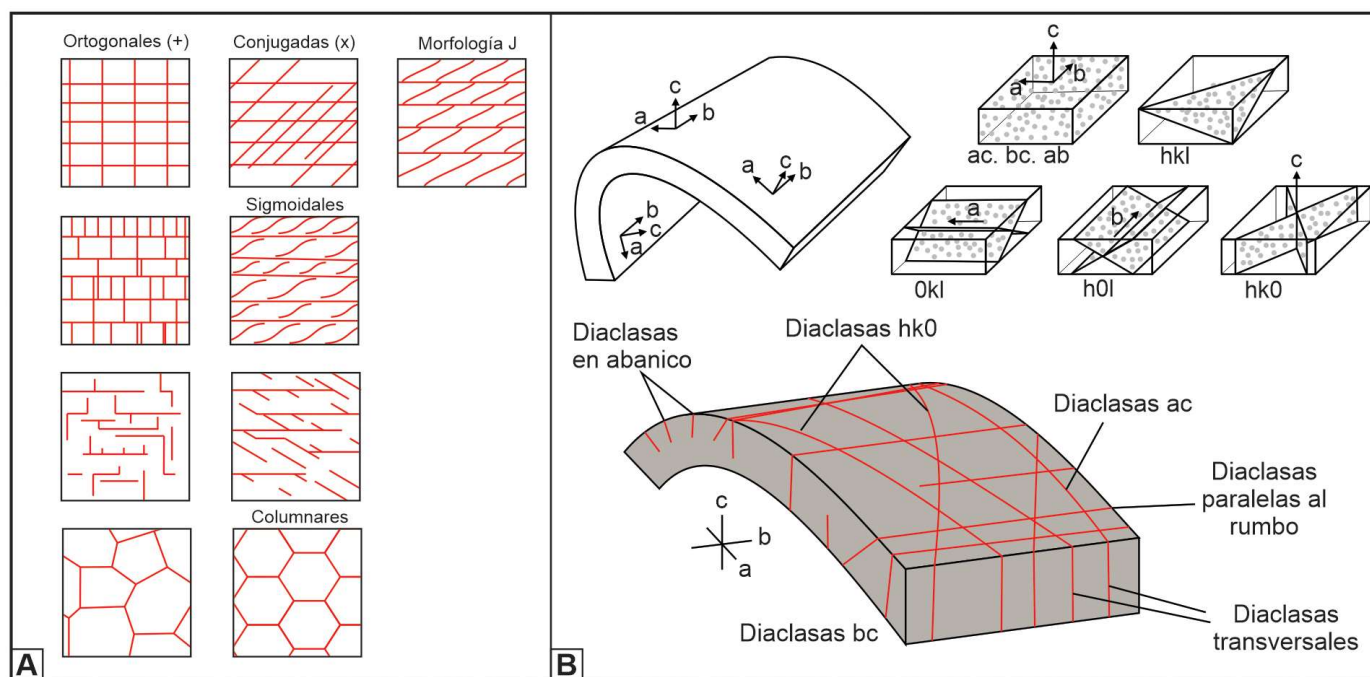


Figura 22. A) Patrones de juegos de diaclasas. Estos diseños se asocian a fracturas de distintas edades y al efecto de diaclasas abiertas o cerradas. B) Orientación de diaclasas en base a la orientación de un estrato plegado. Redibujado de Ramsay y Huber (1987) y Van der Pluijm (2019).

una recrystalización que elimina las imperfecciones, donde los subgranos se diferencian unos de otros. Otra forma de recrystalización es cuando hay una distribución heterogénea de dislocaciones entre dos cristales vecinos, lo cual favorece la migración de estas más allá del límite entre los granos. Este proceso genera una migración del límite hacia el cristal de mayores dislocaciones. Los granos recrystalizados tienen tamaños mayores que los subgranos originales y en muchos casos son de bordes rectos.

La recrystalización dinámica ocurre bajo *stress* diferencial, lo cual induce nuevas dislocaciones que darán origen a una textura ondulosa, e inclusive una orientación preferencial en base a la cizalla. Por otro lado, la recrystalización estática o *annealing* se da luego de la deformación, generando cristales más grandes con texturas poligonales. Es importante resaltar que siempre hay competencia entre los mecanismos de deformación plástica y la recuperación inducida por la temperatura que genera recrystalización. Estos y otros conceptos son ampliados en el capítulo de Rocas Metamórficas.

9. DIACLASAS

Las diaclasas son estructuras frágiles muy frecuentes de escala mesoscópica, originadas por fracturamiento en Modo 1, que pueden tener distintos orígenes, ya sean por contracción térmica, por soterramiento-exhumación o tectónicas. Estas últimas son las de interés para este capítulo, sin embargo, las otras deben ser filtradas antes de analizar cualquier unidad diaclasada. Desde el punto de vista mecánico, las diaclasas son fracturas Modo 1 producto del fracturamiento extensivo puro y no desarrollan relleno mineralizante. Esta última característica puede no preservarse al avanzar la deformación, ya que todo fracturamiento ténsil produce porosidad secundaria que favorece la circulación de fluidos y puede inducir la mineralización. El mecanismo de fracturamiento condiciona su génesis a baja presión de confinamiento sin presión de fluidos, por lo cual son estructuras que se desarrollan en una posición cortical somera muy restringida.

Las diaclasas pueden ser sistemáticas o no sistemáticas a escala de afloramiento, siendo las primeras las de mayor interés para los estudios

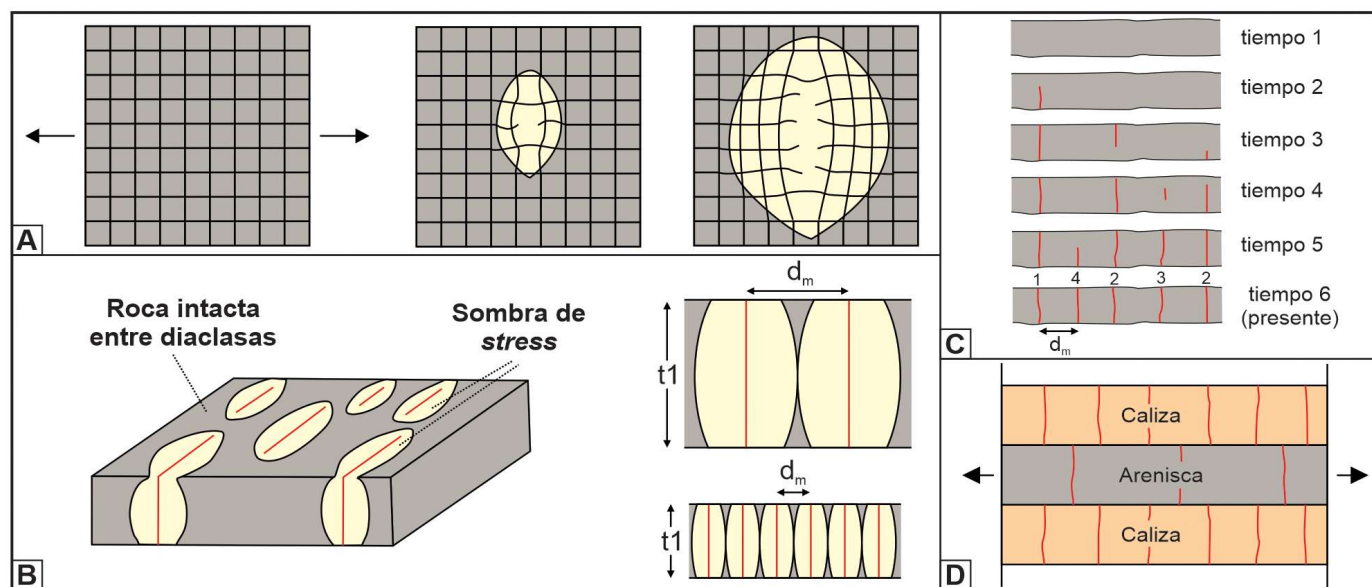


Figura 23. A) Modelo de sombra de tensión vinculado al desarrollo de diaclasas, donde el núcleo que libera la tensión relaja el *stress* ténsil de sus inmediaciones (zona amarilla). B) El tamaño de la fractura define la elipse de *strain* vinculada al tamaño de la zona relajada y en consecuencia la roca intacta disponible para incorporar nuevas diaclasas. Esta relación condiciona la distancia máxima entre diaclasas adyacentes (d_m). C) La deformación progresiva incorpora diaclasas con una distribución donde no interfieren entre ellas. Los números representan las edades relativas entre cada fractura. D) La intercalación de rocas con distintos módulos geomecánicos favorece una densidad desigual de diaclasas. Redibujado de Van der Pluijm y Marshak (2004).

dinámicos y aplicados. Las diaclasas sistemáticas presentan una repetición relativamente homogénea de fracturas con orientación y espaciamiento regular que define el juego o *set* de diaclasas. Su orientación espacial y relación con otros juegos definen el sistema de diaclasas. La Figura 22A sintetiza las relaciones espaciales más comunes que reciben nombres geométricos específicos. Cuando las diaclasas afectan un estrato inclinado (p. ej. flanco de un pliegue), los distintos *sets* pueden definirse a partir de un sistema de referencia a-, b-, c, donde a es la dirección de inclinación, b es el rumbo y c es la normal al plano, mientras que orientaciones oblicuas a estos ejes utilizan una nomenclatura similar a la cristalografía con referencias h,k,l. La combinación de estos ejes define juegos paralelos al rumbo, a la dirección de inclinación y conjugados (Fig. 22B). Es común que las orientaciones de las diaclasas se representen a partir de los rumbos como histogramas de frecuencia o rosas, sin embargo, es importante diferenciar su inclinación, por lo cual se recomienda el ploteo estereográfico.

Los modelos genéticos de diaclasas plantean un vínculo entre la estructura y el volumen que liberan de tensión luego de la fractura, donde no sería posible desarrollar una nueva diaclasa (Fig. 23A). Esta región se denomina sombra de tensión y presenta un ancho que está definido por el

espesor geomecánico, el cual no necesariamente coincide con el espesor del estrato afectado (Fig. 23B). El estado evolutivo del fracturamiento desarrolla sucesivas sombras de tensión que van poblando el volumen de roca; en un estado subsaturado las diaclasas admiten nuevas sombras de tensión, mientras que en un estado saturado la unidad fracturada presenta el estado máximo de densidad de diaclasas (y sombras de tensión) (Figs. 23C–D). Existe un estado sobresaturado, donde la densidad de diaclasas no respeta las sombras de tensión y se generan agrupamientos anómalos de fracturas (*clusters*) vinculados a una acelerada velocidad de fracturamiento. La conexión de estas anomalías de densidad genera corredores de fracturas, los cuales pueden tener importantes implicancias para la circulación de fluidos en las unidades geomecánicas.

La caracterización de diaclasas requiere diferenciar patrones sistemáticos y no sistemáticos, y luego aplicar métodos específicos que definan la densidad areal o lineal de los distintos juegos. Esto puede realizarse con líneas de muestreo (*scanlines*) o áreas de investigación de geometrías predefinidas como círculos o rectángulos (*scanwindow*). La abundante densidad de estas estructuras dificulta la medición individual, por lo cual es común definir una orientación general de cada *set*. Si la línea de muestreo es oblicua al

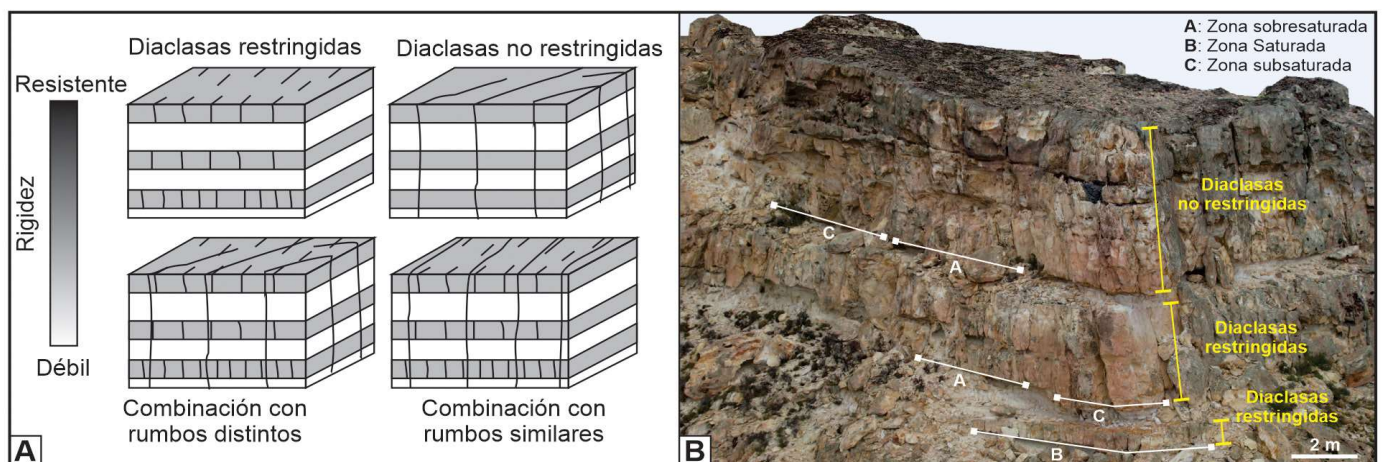


Figura 24. A) Clasificación de diaclasas en base a su desarrollo. La rigidez de las unidades geomecánicas condicionan la propagación del fracturamiento (redibujado de Shackleton *et al.* 2005). B) Modelo digital de afloramiento de estratos diaclasados en la base de la Formación Castillo en el anticlinal del Codo del Senguerr. Se indican la saturación de unidades geomecánicas y los dominios de diaclasas restringidas y no restringidas.

juego evaluado se obtiene una densidad aparente que debe corregirse de forma trigonométrica. Actualmente las metodologías tradicionales se complementan con mediciones en Modelos Digitales de Afloramiento que permiten incrementar exponencialmente el volumen de datos. Más allá del método empleado, el análisis de diaclasas es fundamental para estudios vinculados a estabilidad de macizos rocosos y circulación de fluidos. La rigidez de las unidades geomecánicas condicionan la propagación vertical de las fracturas, por lo cual es importante definir los límites de los *sets* (Fig. 24A). Es común que este parámetro se incremente con el contenido tobáceo, por esta razón el Grupo Chubut expone excelentes ejemplos de estratigrafía mecánica (Fig. 24B).

Desde el punto de vista dinámico, las diaclasas sistemáticas pueden utilizarse para inferir la dirección del eje X perpendicular al plano es-

tructural (Fig. 25). En este esquema, la nervadura central representa la dirección de propagación desde un núcleo (impureza litológica, fósil, etc.) y los arcos transversales los distintos pulsos de propagación. Algunos autores asocian la nervadura central con la posición de σ_1 , mientras que otros la definen a 90° .

Los patrones de distintas familias de diaclasas permiten realizar inferencias evolutivas del fracturamiento, ya que las fracturas ténsiles no se propagan por la superficie de aire libre, por lo cual el desarrollo superpuesto de diaclasas estará condicionado espacialmente. Esta restricción plantea patrones que se vinculan a diaclasas deflectadas o con terminaciones transversales a las diaclasas pre-existentes. Las geometrías romboidales o poligonales pueden asociarse a eventos superpuestos donde la primera generación de diaclasas sea cerrada antes del siguiente pulso de fractura-

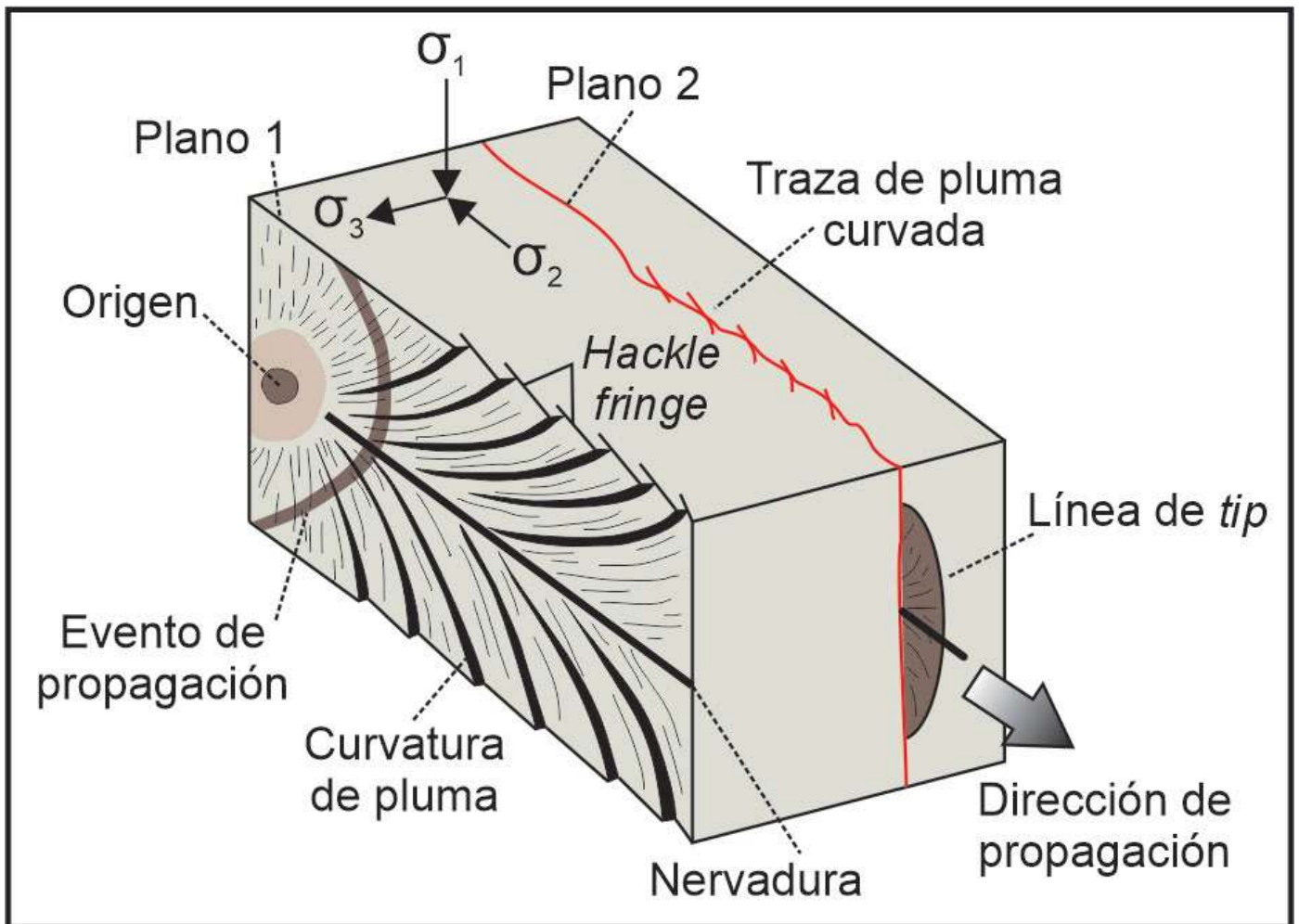


Figura 25. Modelo dinámico asociado a diaclasas tectónicas. La nervadura se asocia a la dirección de propagación, y los arcos a los pulsos de actividad (redibujado de Van der Pluijm 2019).

miento. Otra complejidad en el análisis evolutivo surge de dos juegos de diaclasas desarrollados en simultáneo con distinta orientación en diferentes posiciones de la unidad geomecánica, los cuales al propagarse e interactuar se vincularán con relaciones de corte inconsistentes.

Es común que estas estructuras menores estén vinculadas a estructuras mayores, como fallas y pliegues, sin responder a la dirección de estiramiento general. Por ejemplo, los pliegues por flexura ortogonal (ver sección 12) pueden desarrollar diaclasas conjugadas, perpendiculares y/o paralelas al rumbo. Estas discontinuidades pueden ser reutilizadas durante la deformación progresiva, con mineralizaciones que las conviertan en venas o movimientos de cizalla que las transformen en fallas incipientes. Por otro lado, en las narices de los pliegues buzantes, puede darse una permutación de esfuerzo que rote las direcciones de estiramiento locales. En todos estos casos, la orientación de estas fracturas no debe evaluarse como estructuras neoformadas con importancia

para el análisis dinámico, ya que su orientación posterior a la rotación puede no responder a condiciones andersonianas.

10. BANDAS DE DEFORMACIÓN

La deformación de rocas porosas como las areniscas aporta una variable a los mecanismos de deformación frágil permitiendo el flujo granular y la variación de la porosidad antes del desarrollo de la discontinuidad estructural por pérdida de cohesión (Fossen *et al.* 2007). Las estructuras desarrolladas con este *strain* temprano se agrupan bajo el concepto de bandas de deformación, las cuales tienen su equivalente en rocas no porosas. Las bandas de deformación dilatantes se corresponden con las diaclasas, las bandas de deformación cizallante con las fallas y las bandas de deformación antidilatantes con las estilolitas (Fig. 26A). El reconocimiento de bandas de deformación en campo surge de una disminución de la porosidad que se traduce en un resalto positivo por mayor

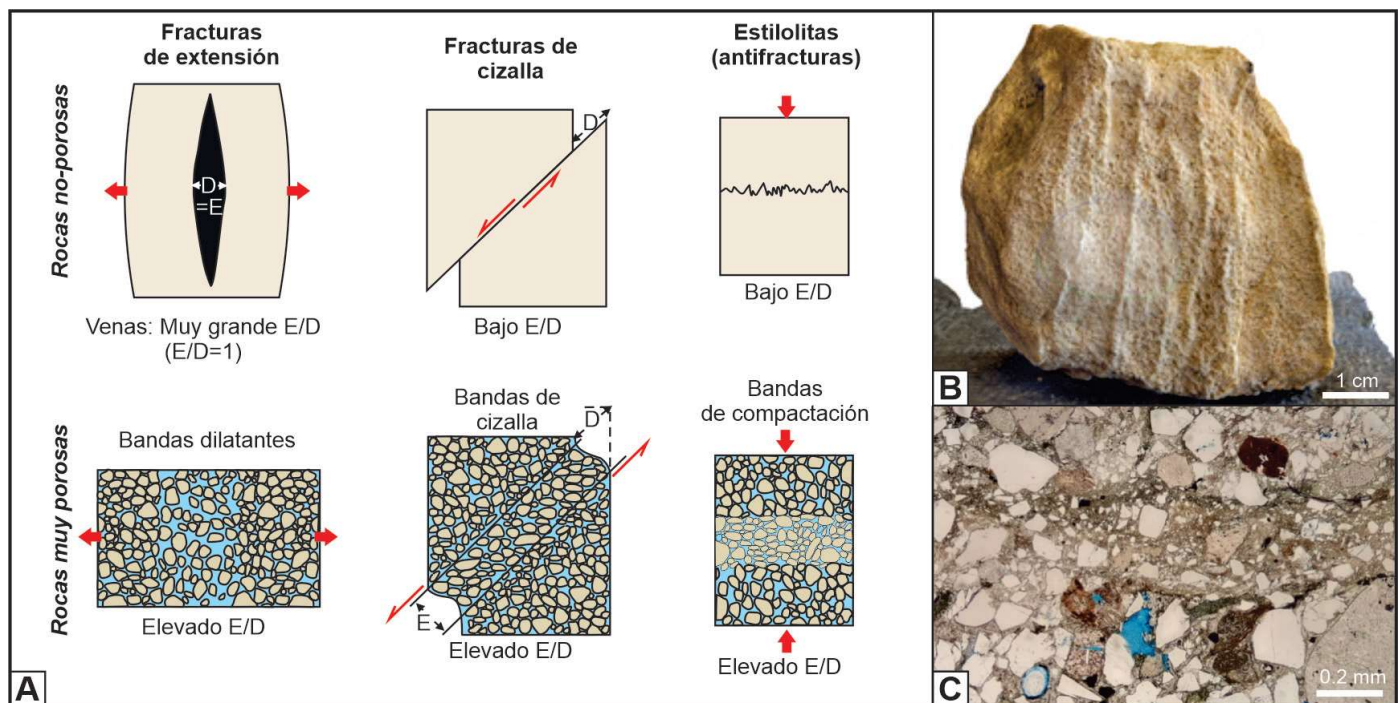


Figura 26. A) Discontinuidades estructurales mesoscópicas en rocas no porosas vs. muy porosas. Las bandas de deformación utilizan la porosidad para responder ante la deformación. Las fracturas extensionales son equivalentes a las bandas dilatantes, las fracturas de cizalla a las bandas de cizalla y las estilolitas a las bandas de compactación. Redibujado de Fossen (2010). B) Modelo digital de muestra de mano de bandas de cizalla anastomosadas desarrolladas en areniscas de la Formación Bajo Barreal en el Codo del Río Senguerr. Notar que no hay discontinuidad litológica. C) Microtectónica de arenita afectada por una banda de deformación de cizalla de la Fm. Bajo Barreal en el Cerro Colorado de Galveniz.

resistencia y erosión diferencial (Fig. 26B). Si la estructura está en un estado avanzado de deformación y tiene desplazamiento, este será mínimo en relación a su longitud, lo cual permite diferenciarlas de las fallas. A nivel microscópico, la disminución de la porosidad se vincula a procesos de atricción entre cristales y deformación dúctil de líticos lábiles (p. ej. neovolcánicos, pelíticos) (Fig. 26C). Estas discontinuidades estructurales son de particular interés para analizar la compartimentalización de areniscas que funcionen como rocas reservorios de fluidos. Su tamaño y desarrollo previo al fracturamiento ejemplifican la importancia de los análisis estructurales a distintas escalas, ya que estudios mega- y macroscópicos no identificarían estos elementos.

11. FALLAS

Las fallas son discontinuidades estructurales discretas que presentan desplazamiento de cizalla entre los bloques que separan, es decir son fracturas Modo 1 y/o Modo 2. Estos elementos abarcan todo el espectro de tamaños, desde estructuras milimétricas a kilométricas, siendo el ejemplo por excelencia del comportamiento fractal (Fig. 27A). Los planos de falla pueden tener geometrías simples o complejas, con planos individuales o zonas de falla con planos anastomosados a sub-paralelos (Fig. 27B). La geometría de los planos puede ser plana, irregular o con inflexiones, siendo lítrica cuando disminuye sistemáticamente su inclinación en profundidad. Las fallas se modelan

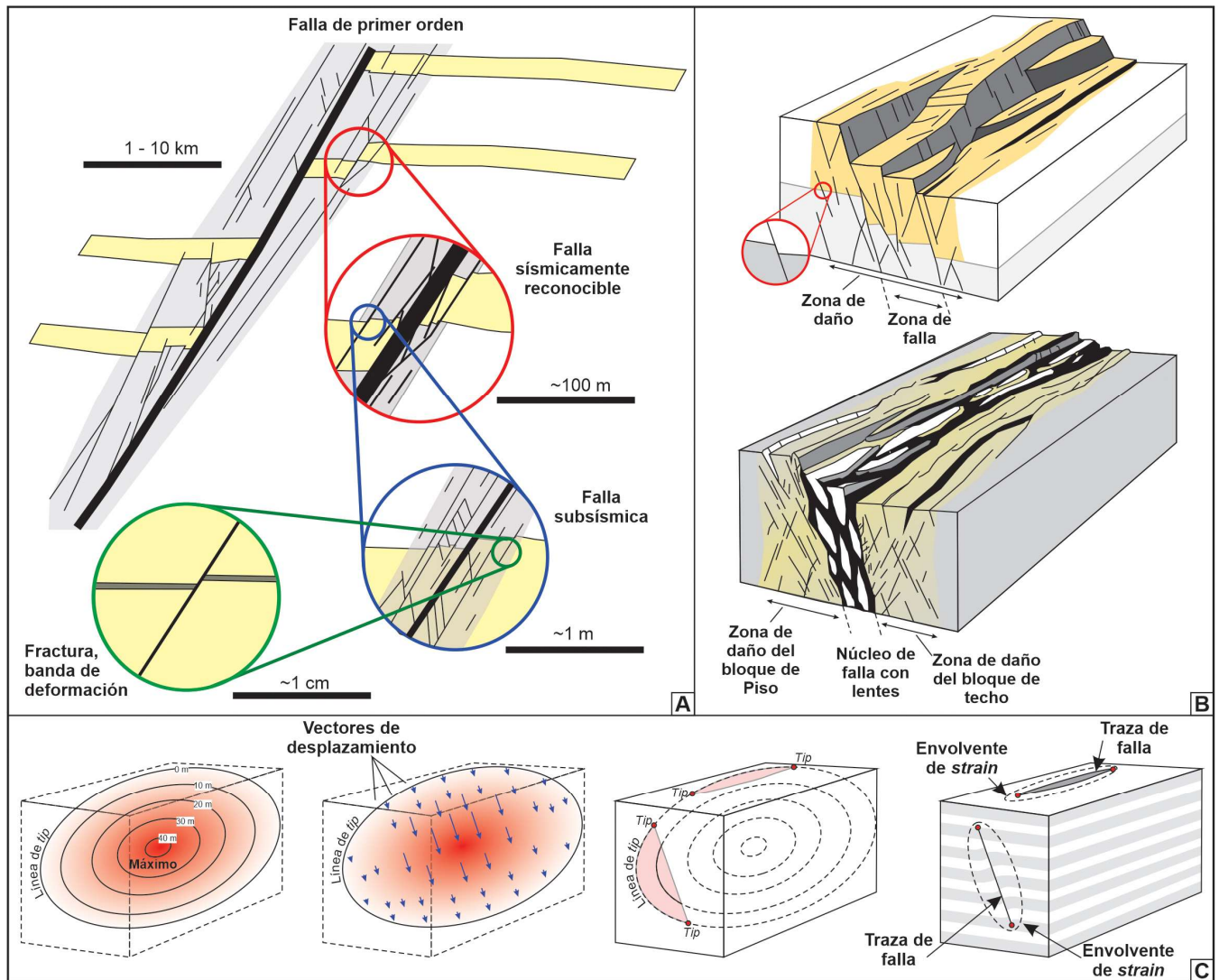


Figura 27. A) Jerarquía de fallas en base al desplazamiento asociado. Notar que la escala define la resolución sísmica o subsísmica. B) Esquemas de arquitectura de zona de falla y núcleo de falla. C) Modelo de falla simplificado representando las curvas de isodesplazamiento, los vectores de desplazamiento y el concepto de traza de falla en corte y en planta con la definición de los puntos de *tip*. Redibujados de Fossen (2010, 2020).

como una superficie elíptica con eje máximo subhorizontal sobre la cual se proyectan las líneas de isodesplazamiento, con el valor máximo en el centro y nulo en el borde externo (*tip line*). La intersección de esta superficie con planos de referencia define la traza de la falla con sus puntos de desplazamiento nulo (*tip point*) (Fig. 27C). Este modelo simplificado es poco común, y en general los planos de falla surgen de la sumatoria de elipses individuales que representan los diferentes estadios del fallamiento y la historia de crecimiento de la falla por conexión lateral y vertical de segmentos.

La falla como elemento estructural no se restringe a un plano discreto, ya que involucra un volumen de roca afectado por todas las componentes de la deformación. En particular, la distribución espacial del *strain* permite definir la arquitectura de la falla, con una zona muy poco afectada donde se mantienen las características del protolito, una zona intensamente fracturada que define la zona de daño, y el núcleo de la falla donde se encuentran las rocas de falla y el/los plano/s de falla (Fig. 28A) (Choi *et al.* 2016, Peacock *et al.* 2017a).

Los límites entre estas zonas no son netos, y el ancho depende de la jerarquía de la falla que se traduce en la longitud y desplazamiento máximo de la misma, así como de las características reológicas de la roca. El *strain* cercano al plano también puede generar estructuras dúctiles asociadas a pliegues de distinto tipo como pliegues de arrastre y monoclinales. Las rocas de falla se clasifican en base al tamaño de los fragmentos y la cohesión del material, dando lugar a cataclasitas y milonitas, las primeras restringidas al dominio friccional y las segundas al plástico (Fig. 28B). Las brechas de atricción son rocas conformadas por clastos del protolito contenidos en una matriz generada por la trituración del mismo material. Estas rocas disminuyen su tamaño de grano al avanzar el *strain* hasta alcanzar un tamaño arcilla uniforme (harina de falla), que inclusive puede evolucionar a vidrio por la fusión generada por la fricción de los bloques (pseudotaquilita). Las brechas hidráulicas son un tipo de roca de falla particular que se asocian al fracturamiento inducido por presión de fluidos, las cuales una vez generadas pueden ser el protolito para procesos de atricción durante la reactivación friccional del plano de falla.

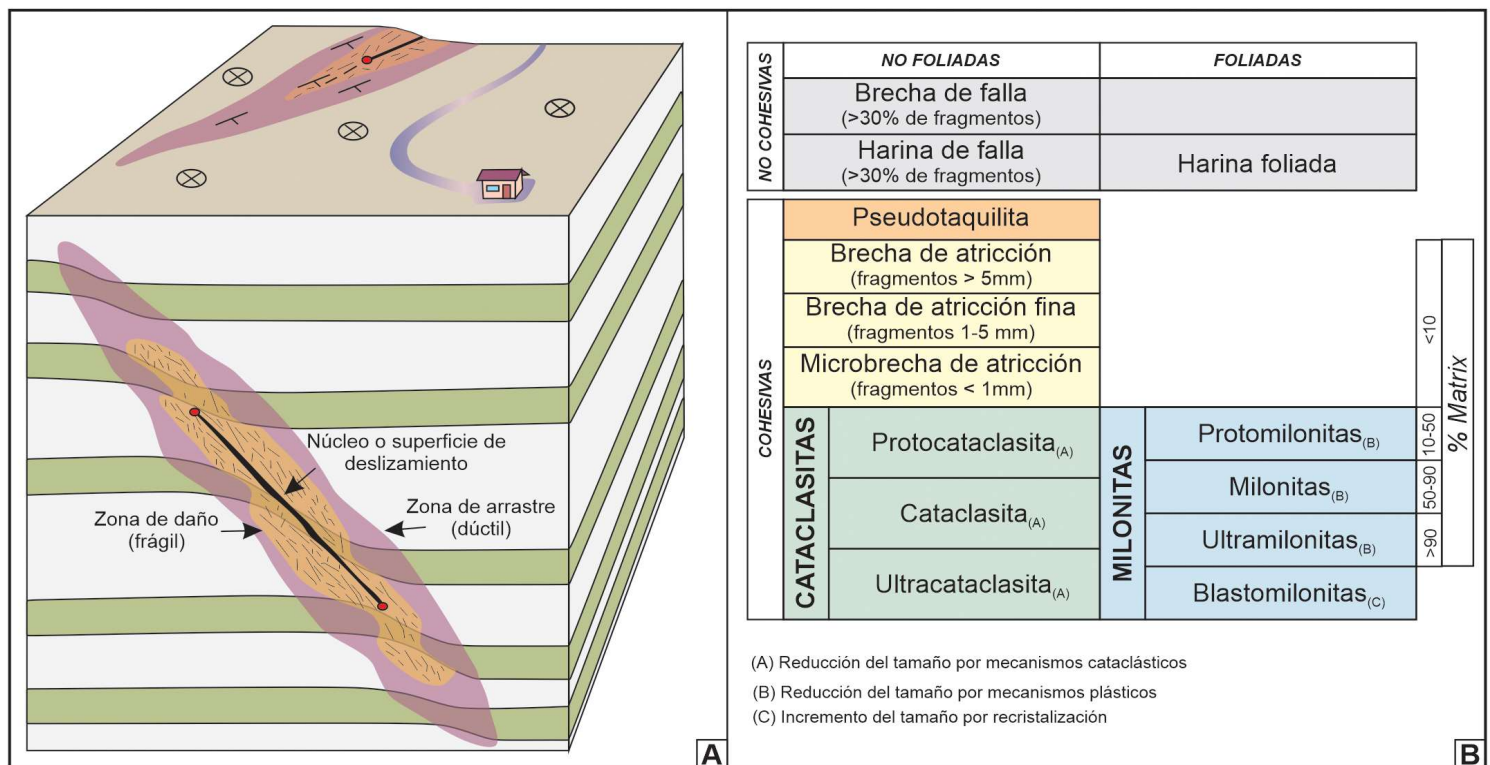


Figura 28. A) Modelo tridimensional de la arquitectura de una zona de falla, donde se indican el núcleo, y la zona de daño dúctil y frágil. Notar que el *strain* de la falla no finaliza el *tip point*. B) Clasificación de rocas de falla vinculadas al dominio friccional y plástico. Tomado de Fossen (2010).

Los indicadores cinemáticos producto del fallamiento son rasgos que se ubican en proximidades del plano o sobre el mismo (Fig. 29). El clásico ejemplo son las estrías y surcos que se dan por la fricción en el plano, estos elementos definen la dirección, pero no el sentido del movimiento. Los sistemas de fracturas tempranas de Riedel R, R', T y P son de menor escala que el plano de falla y guardan una relación angular y cinemática con el mismo. La interacción entre estas superficies define la rugosidad del plano a partir de escalones, donde su orientación depende de las fracturas que interactúan, por lo cual el sentido de la rugosidad no puede utilizarse para definir el movimiento de los bloques de forma inequívoca. En ausencia de desplazamiento de indicadores pasivos (p. ej. estratos, diques), las fracturas de

Riedel suelen usarse para evaluar el movimiento relativo de los bloques a partir de su inclinación respecto del plano de falla; ya que las tipo R son de bajo ángulo y sintéticas (movimiento similar), mientras que las tipo R' son de alto ángulo y antitéticas (movimiento opuesto). Esta metodología debe evaluar que los rumbos entre las estructuras de distinta jerarquía sean subparalelos para que las fracturas sean sistemas Riedel. Esta consideración es fundamental para descartar relaciones aparentes; por ejemplo, fracturas afloradas con bajo ángulo que respondan al patrón de un ángulo aparente de un sistema de diaclasas prefallamiento. Esto demuestra la importancia de la medición estructural *in situ* de fracturas de distinta jerarquía, y el riesgo de evaluar las relaciones angulares desde fotografías. Por otro lado, debe tenerse

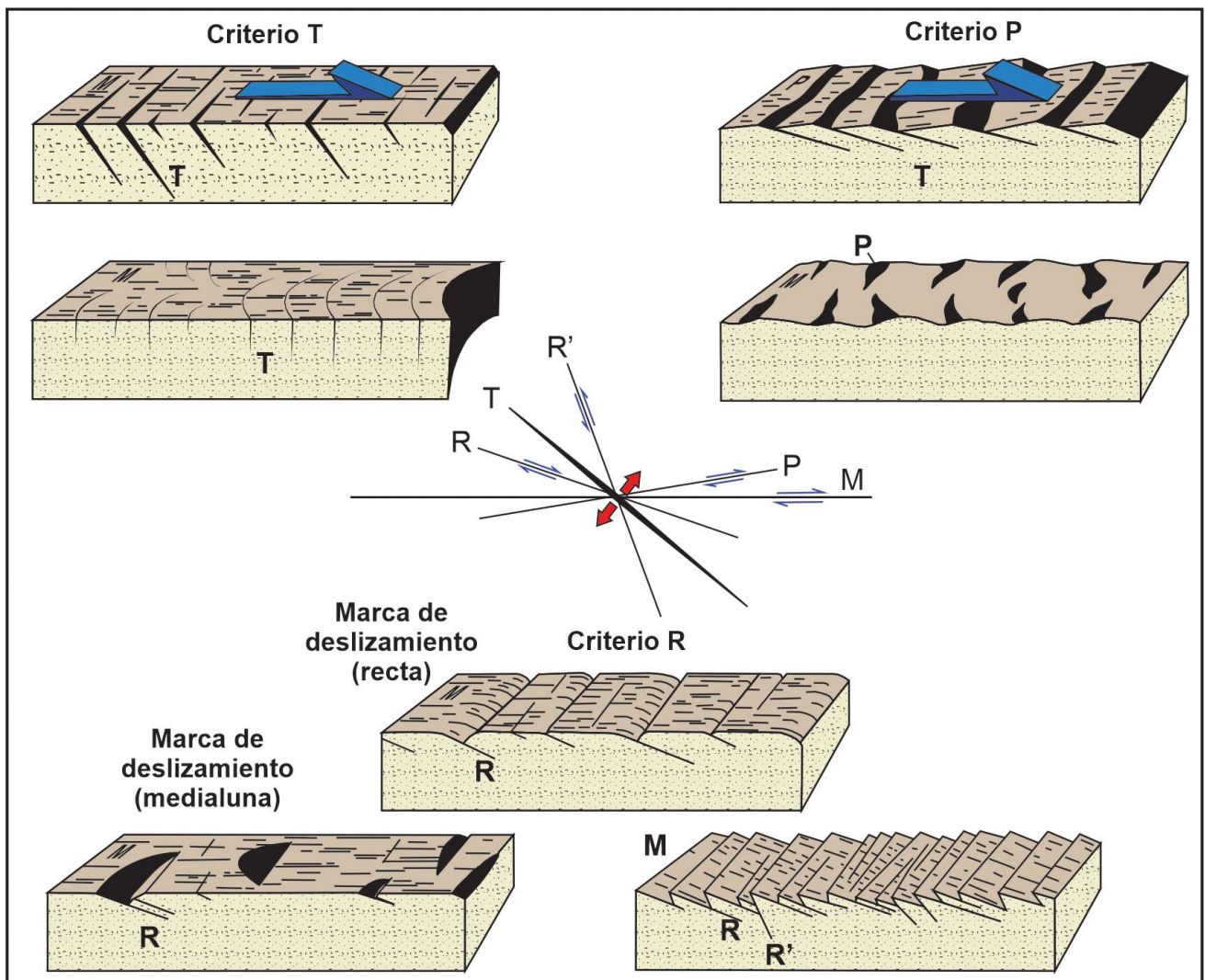


Figura 29. Indicadores cinemáticos asociados a fracturas tempranas desarrolladas durante el fallamiento en el plano estructural. La intersección de estas fracturas define la rugosidad del plano que puede ser sintética o antitética al movimiento de los bloques. Redibujado de Fossen (2010).

siempre presente que las relaciones angulares entre las cizallas principal y las secundarias (Riedel) se modifican con el aumento de la rotación, durante la deformación progresiva.

El movimiento de los bloques y la inclinación de la falla se utilizan para su clasificación geométrica, siendo los casos extremos las fallas normales, inversas y de desplazamiento lateral (Fig. 30A). Estas fallas y sus estructuras secundarias responden a la orientación de la elipse de esfuerzos principales, es decir, son andersonianas (Figs. 30B–C). El desplazamiento de indicadores cinemáticos pasivos se mide en una sección que incluya la dirección de las estrías, mientras que el rechazo o separación estratigráfica en una sección perpendicular al rumbo. El rechazo puede descomponerse en componentes de inclinación, vertical y horizontal, mientras que

el desplazamiento total en componentes de inclinación y de rumbo. El fallamiento de sucesiones horizontales produce un efecto específico en la estratigrafía pre-fallamiento que depende del tipo de falla. En estos escenarios y asumiendo estratos tabulares, las fallas normales generan omisión de estratos, las fallas inversas y corrimientos repetición, mientras que las fallas de desplazamiento lateral no muestran movimiento en secciones verticales. Estas relaciones dependen de la magnitud del desplazamiento y de las potencias estratigráficas, por lo cual fallas de mayores tamaños tendrán efectos más importantes. Estos modelos geométricos son más complejos ya que es común que una misma estructura varíe el desplazamiento a lo largo del rumbo, generando un efecto variable en el espacio. Por ejemplo, en fallas normales la omisión puede ser total en la posición central de la falla y pasar a omisión parcial hacia

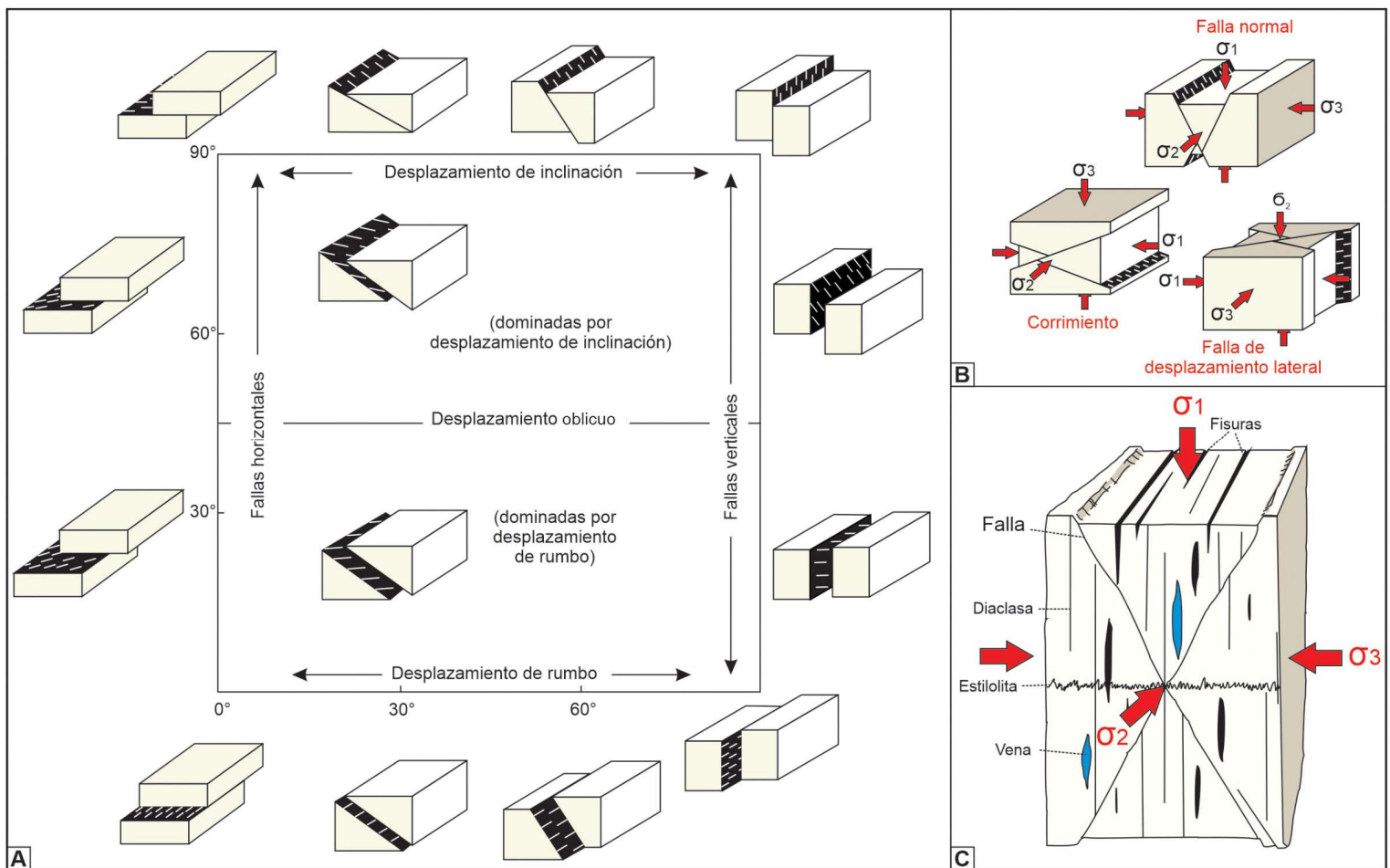


Figura 30. A) Clasificación de fallas en base a la inclinación del plano y la orientación de las estrías. B) Esquema de orientación de fallas conjugadas andersonianas. C) Modelo dinámico de orientación de estructuras secundarias asociadas a fallas, las cuales pueden utilizarse para orientar el elipsoide de esfuerzos principales. Modificado de Fossen (2010).

los laterales en proximidades del *tip*. La caracterización geométrica de fallas en mapas y secciones donde los estratos tienen un rumbo oblicuo u ortogonal al rumbo de la falla dificultan el análisis mencionado, ya que se pueden generar rechazos aparentes. Esta situación motivó clasificaciones cinemáticas como fallas normales aparentes, fallas inversas aparentes o fallas laterales aparentes.

Un caso particular es el análisis de fallas en subsuelo a partir de pozos, para lo cual se necesita un detallado análisis de la información estratigráfica 1D que permita inferir la posición específica del plano de falla y su rechazo. El análisis cinemático es más complejo si hay actividad sedimentaria simultánea al fallamiento, en este contexto, el espacio disponible para la acomodación de sedimentos está condicionado por el bloque bajo y alto. La forma más simple de analizar el patrón sinsedimentario en fallas normales consiste en analizar la potencia de las unidades en ambos bloques estructurales. Este análisis al ser un cociente se independiza de la magnitud específica

de rechazo, con valores de 1 para intervalos pre- y post- fallamiento, y valores >1 para intervalos simultáneos al fallamiento. En este contexto, es fundamental no considerar espesores parciales vinculados a la omisión parcial de la falla.

La deformación de sucesiones que alternan areniscas-conglomerados con niveles pelíticos induce una distribución de este material dúctil a medida que se desplazan los bloques (*shale smear*) (Vrolijk *et al.* 2016). Este material se combina con las cataclasitas que puedan presentarse en el núcleo de falla aumentando el volumen de acillas de esta zona. Este concepto es de extrema aplicación práctica ya que permite evaluar el desarrollo de pantallas de permeabilidad a lo largo del plano de falla y definen un límite hidráulico transversal al plano que desconecta los bloques de falla. Conociendo una columna estratigráfica se pueden identificar los intervalos arcillosos y construir triángulos que vinculen la posición estratigráfica y el rechazo de una falla normal, para visualizar las zonas de mayor probabilidad de se-

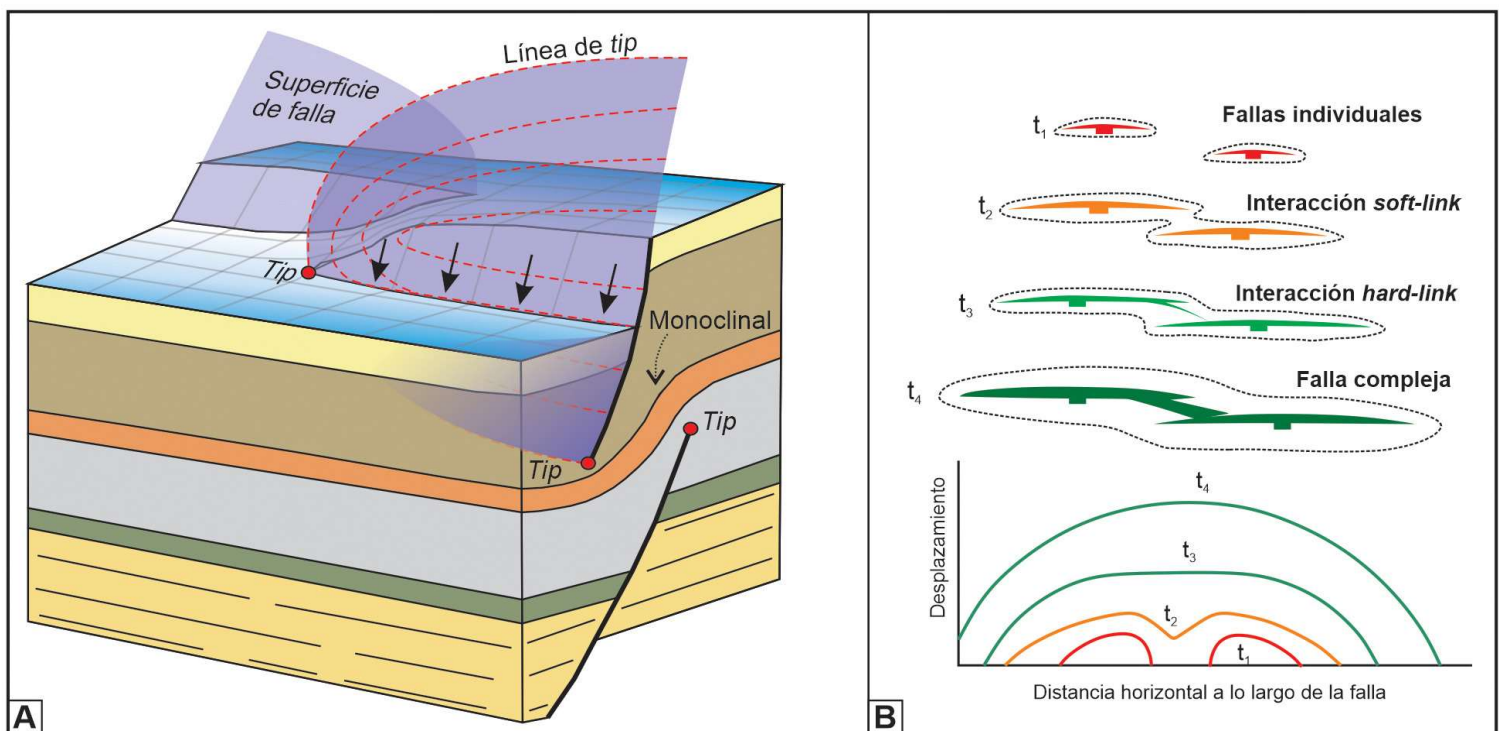


Figura 31. A) Interacción *soft-link* de fallas normales a lo largo del rumbo y en la vertical. Notar que en planta se define una rampa de transferencia y en corte un monoclin. B) Evolución espacio-temporal de la interacción de fallas paralelas indicando los perfiles de isodesplazamiento asociados. El crecimiento de las estructuras independientes (t_1) da paso a un solapamiento *soft-link* (t_2) y este a un fallamiento *hard-link* (t_3), finalmente la estructura crece con un comportamiento de estructura única (t_4). En línea punteada se indican las elipses de strain de cada etapa. Modificado de Fossen (2010).

llo por falla. Este parámetro no tiene en cuenta la complejidad de la arquitectura de falla que puede inducir zonas de daño que favorezcan la conducción de fluidos por lo cual debe ser utilizado con precaución.

La evolución espacio-temporal de las fallas implica la vinculación de estructuras individuales (Fossen y Rotevatn 2016). En este contexto, es importante evaluar la inclinación relativa para definir si las fallas analizadas son sintéticas o antitéticas, con direcciones de inclinación similares u opuestas respectivamente. Notar que estos ad-

jetivos no definen las fallas por si solas ya que implican una estructura de referencia. El modelo de interacción más simple surge de fallas sintéticas de rumbos paralelos que solapan sus elipses de *strain* pero se mantienen como entidades individuales mediante una conexión blanda (*soft-link*), mientras que si hay una unión física la conexión es dura (*hard-link*) (Figs. 31A–B). Esta relación en planta también puede evaluarse de manera análoga en la conexión vertical, a lo largo de la inclinación del plano (*dip-link*). La conexión de fallas implica un aumento del tamaño del plano resultante, lo cual se traduce en un incremento

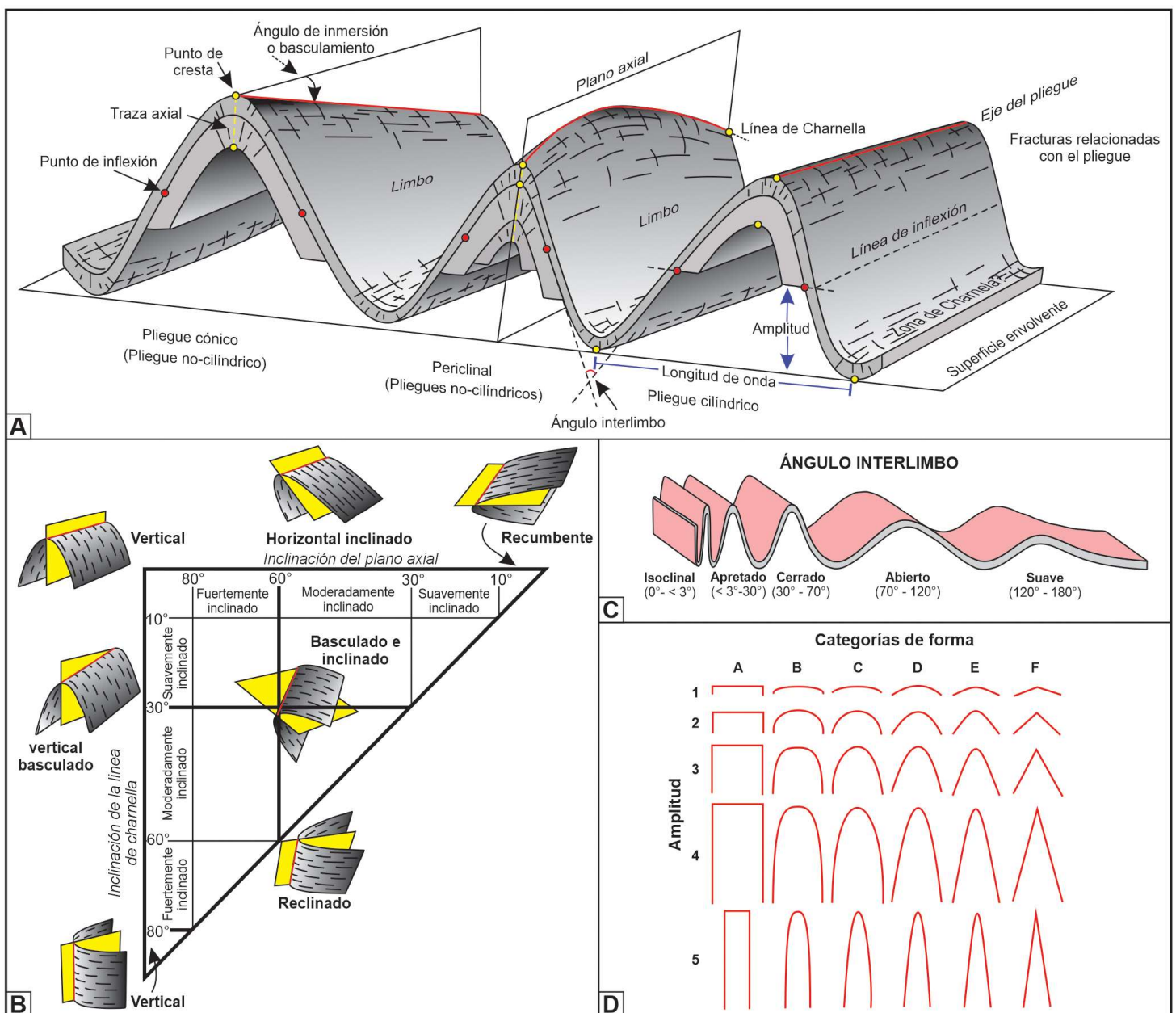


Figura 32. A) Elementos geométricos de pliegues cilíndricos y no cilíndricos. B) Clasificación de pliegues en base a su orientación espacial definida por el ángulo de inclinación de la charnela y del plano axial. C) Clasificación de pliegues en función del ángulo de interlimbo. D) Clasificación de pliegues en base a la forma y amplitud. Tomado de Nabavi y Fossen (2021).

en el desplazamiento que se sintetiza en las relaciones D/L en gráficos de regresión (Kim y Sanderson 2005). Si bien estas tendencias tienen sus limitaciones, a grandes rasgos se puede decir que el desplazamiento máximo es ~3% de la longitud máxima de la falla. De igual manera, el aumento de la elipse de *strain* al coalescer las fallas favorece el incremento del tamaño de la zona de daño y del núcleo de falla. Estas relaciones son útiles para intentar predecir la arquitectura de falla a partir de datos discretos o parciales.

Una región con múltiples fallas genera diferentes interacciones que pueden simplificarse a partir de elementos geométricos como nodos y segmentos, metodología que recibe el nombre de *análisis topológico* (Peacock *et al.* 2017b, Sanderson y Nixon 2018). De manera simplificada las fallas aisladas tienen nodos I, mientras que las conectadas nodos Y o X; por otro lado, los segmentos pueden ser aislados (I-I), parcialmente conectados (I-C) o doblemente conectados (C-C). Este tipo de caracterización permite evaluar y cuantificar la relación de distintos segmentos, más allá del análisis de los rumbos y la densidad de estructuras. Esta metodología es muy potente ya que permite análisis multiescala que abarcan desde fracturas en cortes delgados a sistemas regionales de fallas (Duffy *et al.* 2017, Sanderson y Peacock 2019).

12. PLIEGUES

Los pliegues son estructuras curvadas características de rocas con contrastes reológicos, en donde los niveles de referencia están distorsionados por rotación, traslación y *strain*, pero sin perder la continuidad física a la escala de observación. Esta última característica le otorga el carácter de estructura dúctil, en tanto que los mecanismos de deformación que la hacen posible, varían según la ubicación cortical, la reología de los materiales, etc. Su caracterización recurre a los elementos geométricos de una onda, como ser amplitud, frecuencia, longitud de onda, cresta o seno, y a elementos específicos que permiten di-

ferenciar su orientación en el espacio y geometría general o específica. En este sentido, los pliegues desarrollan un eje que define el cambio en los dominios de inclinación. Una sección transversal a este elemento permite evaluar la zona de máxima curvatura definida como charnela si es un solo plano plegado, mientras que el plano axial contiene sucesivas líneas de charnelas en un plegamiento multicapa (Fig. 32A). A diferencia de un plano de falla, estos elementos geométricos son construcciones conceptuales teóricas por lo que no existen como elemento tangible y solo se pueden reconstruir o inferir. Distinto es el caso de los flancos o limbos del pliegue que aportan los datos estructurales concretos. Existen múltiples criterios para clasificar los pliegues, desde el punto de vista geométrico se utiliza su orientación a partir de la inclinación del eje y del plano axial, definiendo pliegues verticales, volcados y recumbentes (Fig. 32B). También se analiza la apertura del plegamiento a partir de ángulo de interlimbo (Fig. 32C), y la geometría de la charnela, la cual puede ir desde aguda (chevron) a redondeada (Fig. 32D). Considerando la superficie generatriz de los pliegues, estos son cilíndricos cuando las líneas de charnela son rectas o no-cilíndricos cuando son curvadas. Esta característica puede depender de la escala de observación, ya que los pliegues tienen un inicio y fin a lo largo del rumbo.

Existen dos morfologías básicas en pliegues, las antiformas en donde los flancos divergen respecto del eje y las sinformas donde convergen; estas morfologías en rocas estratificadas con polaridad normal de sus estratos, dan lugar a anticlinales y sinclinales (Fig. 33A). Los ejes de estos pliegues pueden ser buzantes definiendo las narices de los mismos, donde los dominios de inclinación no coinciden con los flancos ya que representan la zona de transición entre los mismos. Si los pliegues son doblemente buzantes, las estructuras se denominan braquianticlinas o braquisinclinas, mientras que si no hay una elongación preferencial del eje son domos o cubetas estructurales. La cartografía de anticlinales y sinclinales se asocia a la repetición simétrica de las unidades plegadas,

donde su distribución depende del tipo de pliegue y el nivel estructural evaluado. En términos generales, los anticlinales erosionados incrementan la edad estratigráfica hacia el núcleo, mientras que en los sinclinales la disminuyen. La estratigrafía también es fundamental para evaluar la polaridad de las capas, la cual puede ser normal o reversa, esta última implica un flanco volcado del pliegue que condiciona la caracterización geométrica.

Un método de clasificación geométrica que permite realizar importantes análisis de la mecánica del plegamiento utiliza el concepto de isógonas, las cuales representan líneas que unen puntos de igual inclinación en los flancos del pliegue

(Fig. 33B). Con este criterio se definen dos grandes grupos de estructuras, los pliegues paralelos que conservan el espesor de la/s capa/s plegada/s y los pliegues similares que lo modifican, estos últimos tienen flancos adelgazados y charnelas engrosadas debido a espesores similares en la dirección paralela al plano axial. Algunas geometrías de pliegues particulares son monoclinales (ambos flancos con polaridad normal e igual inclinación), isoclinales (pliegues muy cerrados con ángulo interlimbo muy bajo), *kink* (pliegues con flancos definidos por planos axiales paralelos), cajón (pliegues con dos planos axiales convergentes), mientras que una estructura donde no se puedan

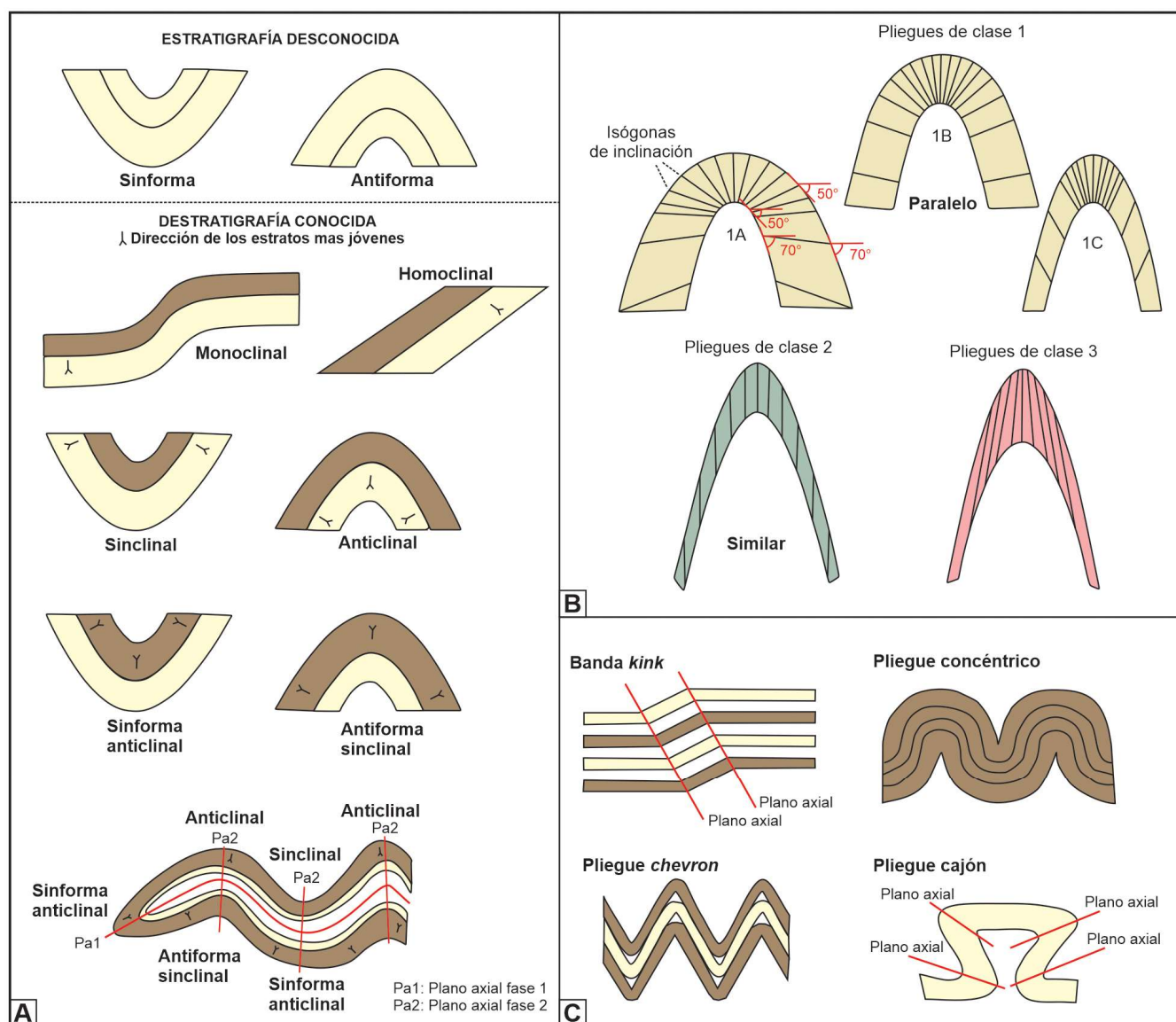


Figura 33. A) Clasificación de pliegues multicapas. Notar la importancia de conocer las edades relativas de la estratigrafía. B) Clasificación mecánica de pliegues en base al concepto de isógonas. El plegamiento paralelo mantiene el espesor de la capa, mientras que el similar adelgaza los flancos y engrosa la charnela. C) Geometrías particulares de pliegues. Modificado de Fossen (2010).

definir flancos recibe el nombre de homoclinal (Fig. 33C). Los pliegues ptigmáticos presentan geometría disarmónica de muy alta frecuencia, y son característicos de niveles con muy alto contraste de competencia, siendo muy comunes en rocas metamórficas (p. ej. venas o diques plegados).

Los pliegues son otro ejemplo de estructuras con comportamiento fractal que se traduce en un sistema de pliegues generado por distintos trenes de ondas que definen los órdenes del plegamiento. Esta caracterización geométrica se realiza a partir de las envolventes del plegamiento que delimitan pliegues mayores (orden alto) y menores (orden bajo), estos últimos también conocidos como pliegues parásitos. El modelo más simple que explica este comportamiento es el plegamiento temprano de niveles que después forman parte de un pliegue de mayores dimensiones (Fig. 34A). Este mecanismo no debe confundirse con el plegamiento vinculado a la superposición de pliegues, donde la estructura replegada se reconoce a partir del plano axial plegado y responde a cambios en la dirección de acortamiento.

El entendimiento de la mecánica del plegamiento ha avanzado mucho en los últimos años, sin embargo, las bases se mantienen firmes (Nabavi y Fossen 2021). Desde el punto de vista gené-

tico existen diversos mecanismos para desarrollar el plegamiento, en el caso del *buckling* el esfuerzo principal máximo es coplanar con la/s superficie/s a plegar, mientras que en el *bending* hay una relación ortogonal entre ambos parámetros que implica un rol pasivo de las capas deformadas. Una característica importante de resaltar es que en el plegamiento activo (*buckling*), el elemento que se deforma es la discontinuidad vinculada al contraste de competencia, la cual es un parámetro geomecánico que es función de la viscosidad. En este contexto, las características geométricas del pliegue no dependen solo del grado de deformación, sino que estarán condicionadas por la potencia de las unidades geomecánicas involucradas (Fig. 34A). Estos conceptos teóricos son muy importantes ya que nos indican que no se puede comparar *a priori* distintos sistemas plegados e interpretar el grado de deformación por el impacto visual del plegamiento, ya que es necesario hacer un cálculo de acortamiento y/o *strain*. Es importante visualizar la aplicación de los modelos de plegamiento en distintos escenarios geológicos. Teniendo en cuenta el régimen compresivo andersoniano y la estratificación horizontal original de las cuencas sedimentarias, las fajas plegadas se construyen principalmente por *buckling*. Respecto a los procesos que inducen *bending*, estos son comunes en pliegues forzados generados por in-

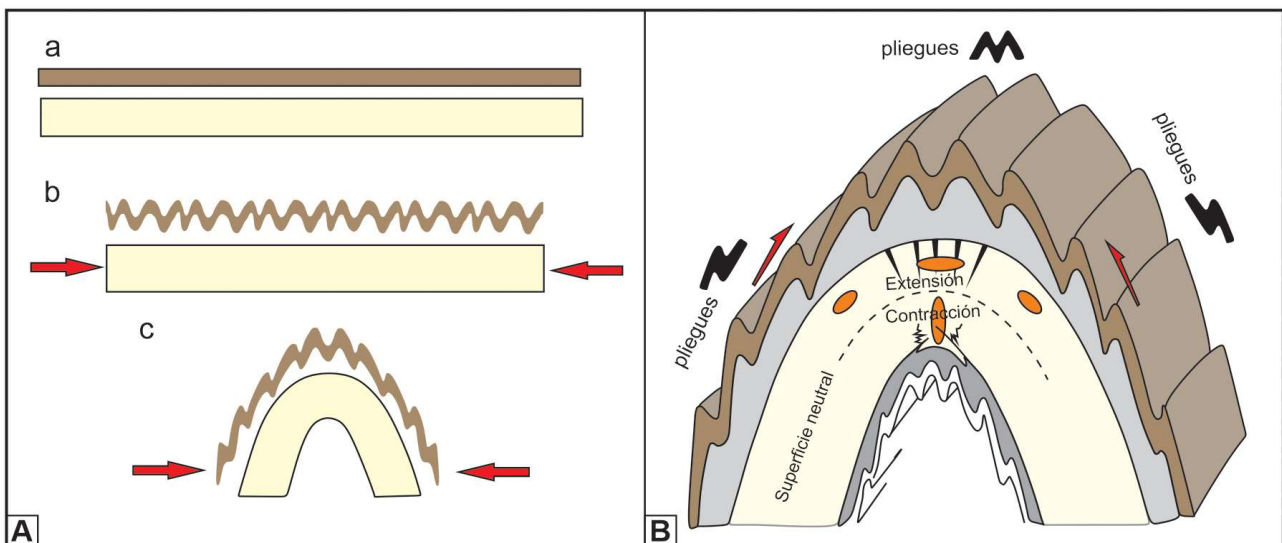


Figura 34. A) Los pliegues parásitos ocurren en delgados niveles con alto contraste de competencia con su entorno, durante el plegamiento temprano y la cizalla durante la flexura posterior. B) Plegamiento multicapa con desarrollo de pliegues parásitos. La flexura de la capa más competente desarrolla una zona interna con contracción y externa con extensión (flexura ortogonal). Redibujado de Fossen (2010).

trusiones ígneas o salinas, así como a pliegues por propagación vertical de la deformación de fallas.

El plegamiento activo puede asociarse a distintos modelos de distribución de la deformación, los cuales también dependen de las características de las unidades geomecánicas (composición, viscosidad, espesor), así como de las condiciones de presión y temperatura. Es importante resaltar que los mecanismos descritos a continuación pueden tener escalas muy variables y que las unidades geomecánicas no necesariamente coinciden con los límites de estratos individuales. En el deslizamiento flexural las capas de los flancos se deslizan unas con respecto a otras para mantener el espesor total a partir de cizallas intraestratales con sentidos opuestos que disminuyen su desplazamiento hacia la charnela. El flujo flexural es un proceso similar, donde el material es afectado de manera uniforme por la cizalla paralela a los límites de las capas plegadas con un *strain* tangencial cero en la charnela. Una analogía común a ambos mecanismos es la flexión de un mazo de cartas donde puede observarse que la cantidad de deslizamiento es proporcional a la apertura del pliegue. La combinación de ambos procesos define los pliegues flexurales, muy comunes en el plegamiento de sucesiones estratificadas con unidades geomecánicas con distinta competencia (p. ej. areniscas y arcillitas, tobas y arcillitas). Estas al-

ternancias geomecánicas también pueden inducir la migración del material dúctil hacia la charnela y su engrosamiento. Otro mecanismo particular es la flexura ortogonal, de una unidad geomecánica que no es afectada por cizalla y las líneas ortogonales a la estratificación se mantienen luego del plegamiento. Este mecanismo genera un sector interno sometido a contracción y uno externo a extensión, separados por una superficie neutral sin deformación (Fig. 34B). Este modelo es muy interesante ya que permite explicar pliegues donde coexisten estructuras contrastantes, con fallas inversas y estilolitas en el sector interno, y fallas normales, diaclasas y venas-vetas en el sector externo. En condiciones metamórficas es común el *flujo pasivo* donde hay migración del material hacia las charnelas, lo que permite el desarrollo de pliegues similares.

Existe una estrecha relación entre fallas y pliegues, donde los mecanismos genéticos coexisten casi impidiendo su análisis dinámico individual. Los pliegues de arrastre se dan en proximidades del plano de falla por incremento del *strain*, y pueden ser normales o reversos en base a la coherencia de la concavidad respecto de la cinemática de la falla asociada (Grasemann *et al.* 2005). Los pliegues por flexión de falla se vinculan a la geometría que adoptan las capas que se desplazan a lo largo de una inflexión del plano de fa-

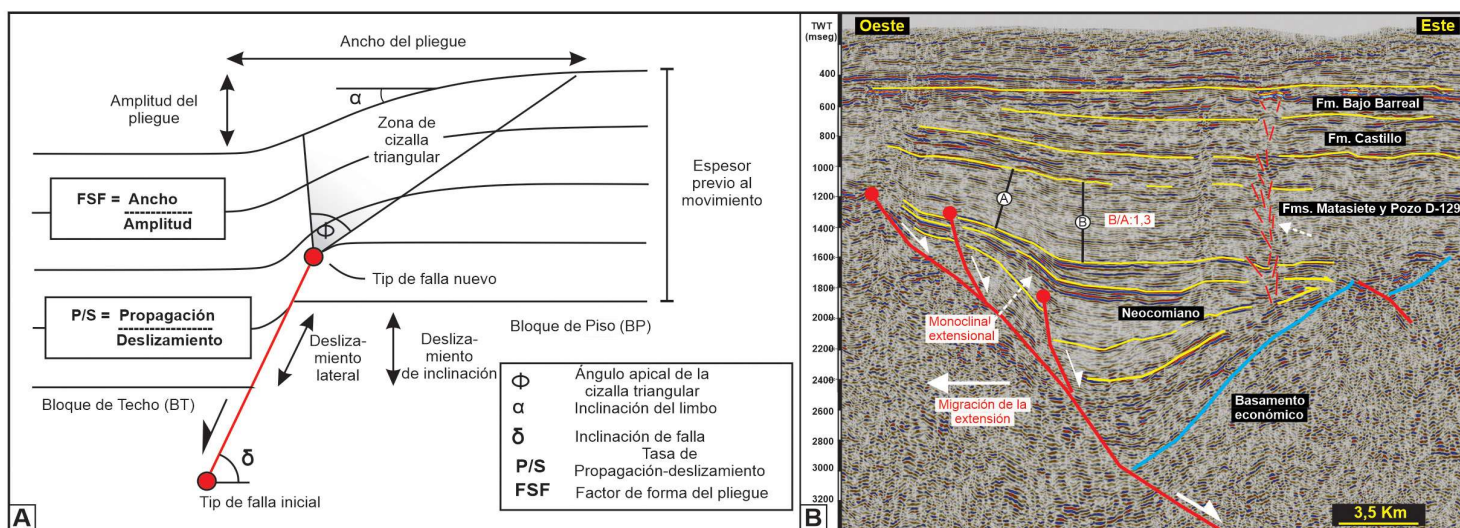


Figura 35. A) Modelo de plegamiento por propagación a partir de una zona triangular (*trishear*). B) Sección sísmica que expone un monoclinial vinculado a una falla normal del Flanco Oeste de la Cuenca del Golfo San Jorge. Notar que las fallas menores sintéticas cortan el pliegue.

lla, pudiendo ser anticlinales o sinclinales en base a la concavidad del plano. Los pliegues despegados se asocian a niveles de baja competencia (p. ej. yesos, arcilitas, lutitas) por donde se desarrolla un plano de falla no andersoniano; el *tip* de esta estructura induce la deformación de los niveles desplazados con geometrías particulares como cajón o *kink*. Los pliegues por propagación son el resultado de la deformación dúctil inducida por la propagación del fallamiento, siendo el clásico ejemplo el monoclinial. Este tipo de pliegue se modela con el concepto de *trishear* que consiste en la zona triangular que propaga el *strain* desde el *tip* de la falla; son múltiples las variables que condicionan este mecanismo como la relación P/S y el ángulo de *trishear* (Fig. 35A). En cualquiera de estos escenarios, la deformación progresiva puede generar pliegues fallados que implican un diacronismo entre ambos procesos (Fig. 35B). Finalmente, debe resaltarse que en ninguno de los pliegues se hizo mención el tipo de falla asociada, por lo cual el vínculo no depende del régimen andersoniano.

13. DEFORMACIÓN EN CONDICIONES DE METAMORFISMO

La deformación tectónica en posiciones crustales donde la temperatura supera los 350-400° C está íntimamente vinculada al metamorfismo. Si bien existe un capítulo específico de esta amplia temática, creemos necesaria una breve mención de algunos conceptos que son fundamentales para el análisis estructural. La trayectoria metamórfica simplificada de una fangolita implica cambios a lutita, pizarra, filita, esquisto y gneiss a medida que aumentan la presión y temperatura. En estos procesos de cambios en estado sólido (metamorfismo), los minerales se reorientan, recrystalizan y se generan nuevos minerales (blastesis), lo cual desarrolla planos estructurales como las foliaciones. En una etapa temprana, la fisilidad horizontal de las fangolitas desarrolladas por la compactación sedimentaria es superpuesta por clivaje metamórfico de bajo grado con

orientación perpendicular a σ_1 , este nuevo clivaje denominado foliación o clivaje *pencil*, genera en su intersección con el plano de fisilidad, fragmentos alargados de roca denominados lineación *pencil*. Cada etapa posterior tiene su foliación específica asociada, como clivaje pizarreño, esquistosidad, foliación gnéissica, caracterizadas por el aumento del tamaño de los granos por la blastesis mineral y el consecuente desarrollo de foliaciones más groseras. Estas etapas metamórficas ocurren bajo un estado de *stress* diferencial que produce foliaciones y lineaciones que responden a los esfuerzos principales. La deformación en rocas metamórficas representa estilos estructurales frágiles dúctiles (>350<550°C) a francamente dúctiles (>550°C), en donde la ductilidad ocurre mediante varios mecanismos plásticos controlados por la temperatura (véase punto 8). De esta forma, la deformación de rocas en condiciones metamórficas genera un conjunto de estructuras específicas denominadas tectonitas L, S o L-S, las cuales se asocian a una elipse de deformación específica (2D vs. 3D) (Fig. 3C).

El análisis dinámico de este contexto estructural requiere repasar conceptos abstractos vinculados a los mecanismos de deformación y su evolución temporal. El caso más simple es el desarrollo de un pliegue en condiciones plásticas asociado a una dirección Z que es ortogonal al plano axial que contiene a los ejes X e Y; a medida que la deformación progresa, la reorientación de minerales y cristalización simultánea con la deformación genera planos subparalelos al plano XY produciendo la foliación de plano axial. Esta historia es más compleja, ya que la elipse de deformación tiene un campo de estiramiento, donde los elementos geológicos incrementan su longitud con la deformación y desarrollan lineaciones minerales. Por otro lado, los flancos del pliegue que se posicionan en estos sectores producen *boudinage*, los cuales se orientan en el espacio como lineaciones de *boudinage*. También se debe considerar que los campos de contracción y estiramiento cambian en el tiempo, y al mismo tiempo los elementos rotan tanto en un sistema de cizalla

simple como pura. En consecuencia, las estructuras observadas surgen de una compleja relación entre la orientación inicial del elemento a deformar respecto a los ejes X, Y, Z y su evolución durante la deformación progresiva. Una estructura interesante es el clivaje de crenulación que responde al plegamiento de foliaciones preexistentes, por lo cual permite analizar la evolución de la deformación.

Las fallas que atraviesan sectores con condiciones metamórficas producen rocas de falla de la serie de las milonitas, que son el resultado de condiciones frágiles-plásticas y plásticas. Se ubican en los núcleos de las fallas, los que comparativamente son amplios en relación al desplazamiento debido al efecto de la temperatura (Fossen y Cavalcante 2017). El *strain* en estas regiones ocurre durante mucho tiempo, a una baja tasa de deformación e implica una cizalla que se caracteriza por definir una fábrica tectónica con indicadores cinemáticos que evolucionan con la deformación. Entre los más comunes se incluyen fracturas sintéticas o antitéticas a la cizalla general, mica *fish*, foliaciones S, C, C' y SC, porfiroblastos y porfiroclastos con rebordes sigma, delta

y omega, entre otros (Fig. 36). La posición de estos elementos no es aleatoria, ya que está condicionada a las direcciones de acortamiento y estiramiento que se definen en la milonita (Passchier y Trouw 2005). El análisis cinemático-dinámico de las milonitas requiere la observación la fábrica en secciones estructurales subparalelas al plano XZ, siempre y cuando la deformación sea plana (*plane strain*). Por esta razón, la toma de muestras para análisis microtectónicos, debe ser orientada subparalela a la foliación y contener la dirección de las lineaciones minerales y/o de estiramiento.

14. SISTEMAS REGIONALES EXTENSIONALES

Una corteza sometida a extensión desarrolla sistemas regionales de fallas normales también denominado sistema de *rift*. Estas zonas incluyen estructuras de distinta jerarquía y geometrías específicas asociadas a las fallas individuales y a su vínculo espacio-temporal (Fig. 37A) (Peacock *et al.* 2016). A nivel individual, es esencial diferenciar fallas planares no rotacionales, de planares rotacionales y lítricas (rotacionales), ya que esta

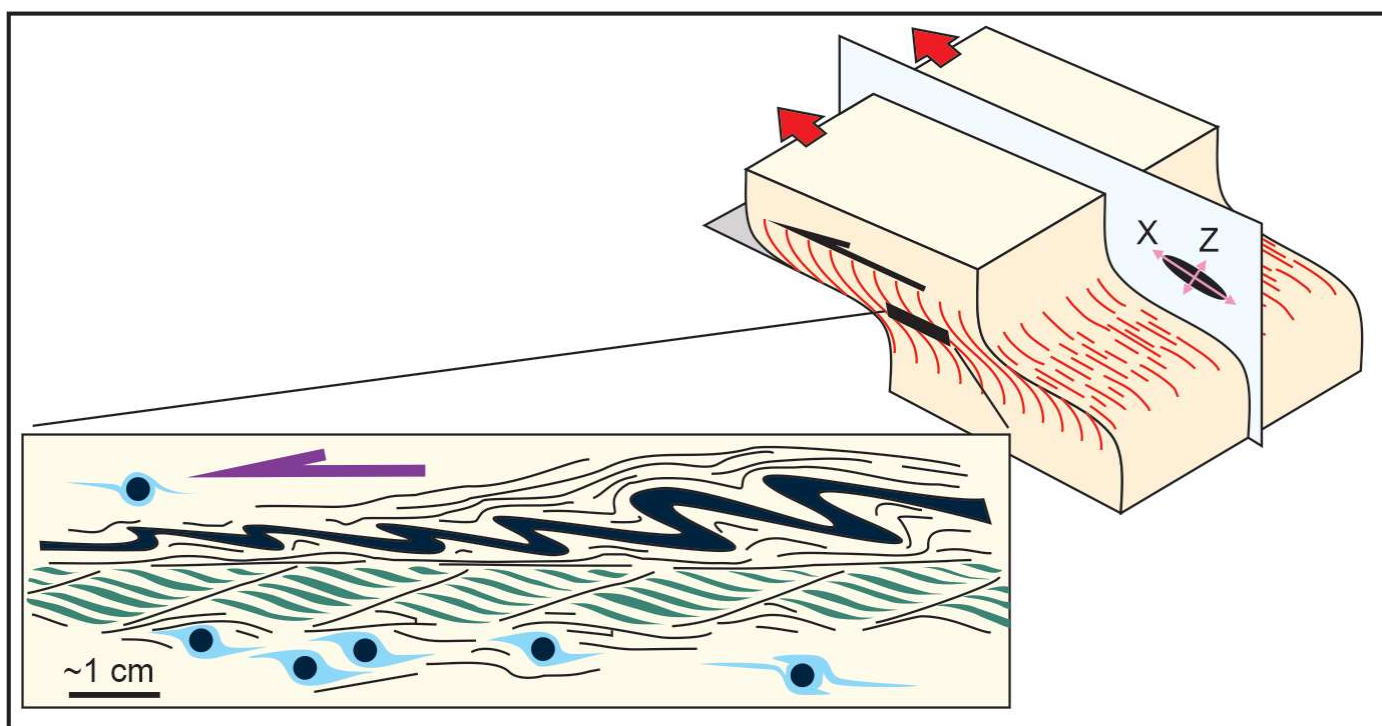


Figura 36. Indicadores cinemáticos en una milonita con fábrica L-S, observados en un plano normal a S y paralelo a L. Modificado de Fossen (2010).

característica controla el desarrollo de estructuras particulares que evaluaremos a continuación. Un elemento morfológico básico de los *riffs* es el *hemigraben*; esta depresión estructural es asimétrica y su geometría en cuña se asocia a la rotación del bloque de techo generada por la variación del rechazo en sección transversal (Figs. 37B–C). La rotación es excluyente para definir un *hemigraben*, ya que esta componente define un borde activo próximo a la falla que da paso a un borde flexural al alejarse de la misma. Este último elemento está constituido por una rampa rotada simple o con fallamiento secundario, en la cual se ubica el punto de *pivot* a partir del cual se desarrolla el levantamiento vinculado al *hemihorst* (Fig. 37B). El bloque de piso tiene un comportamiento similar al bloque de techo, pero el levantamiento es sustancialmente menor al hundimiento. Paradójicamente, el rasgo extensional tradicional de los

libros de texto es el *graben*, que implica una zona de transferencia con fallas antitéticas convergentes que desplazan una magnitud comparable, por lo cual no son rasgos tan comunes.

Las estructuras extensionales no se restringen a fallas normales, ya que estas generan pliegues específicos que no responden a una dirección de acortamiento. Para evaluar estas estructuras dúctiles es crítico analizar la relación entre la orientación de la falla y el pliegue, así como la geometría del plano de falla. Los pliegues transversales se originan por la variación lateral del desplazamiento, tanto del bloque de piso como de techo. Los pliegues paralelos pueden tener distintos orígenes como pliegues por propagación, pliegues por variación del desplazamiento, pliegues por flexión de falla o geometría plano-rampa, pliegues *roll-over* vinculados a fallas lítricas, pliegues fa-

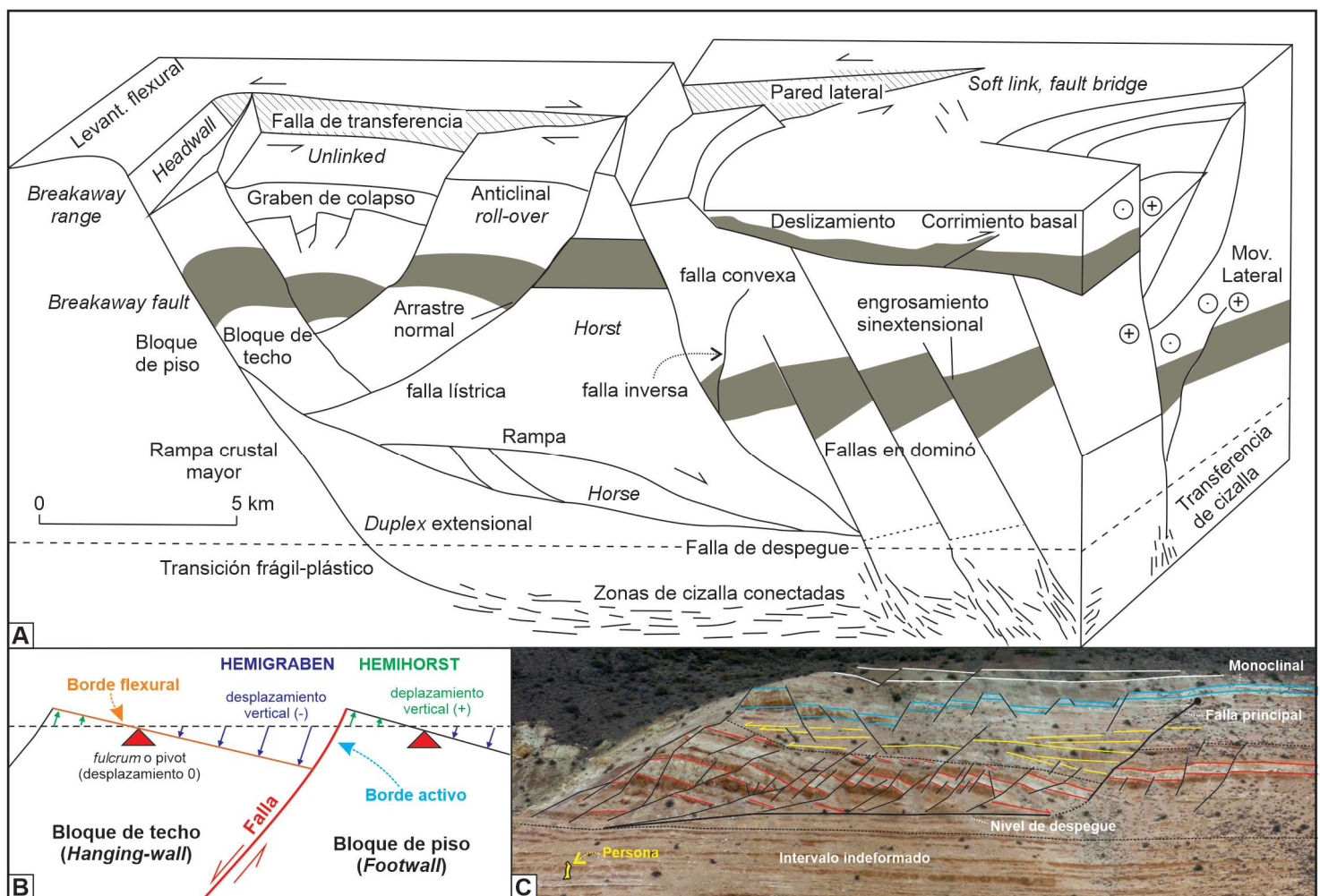


Figura 37. A) Modelo básico 3D de los sistemas de fallas extensionales (modificado de Davison 1994). B) Arquitectura de un *hemigraben* simple indicando sus sectores principales. C) Sistema de fallas intraformacionales de la Formación Cerro Barcino. Notar la geometría de fallas rotacionales y no rotacionales.

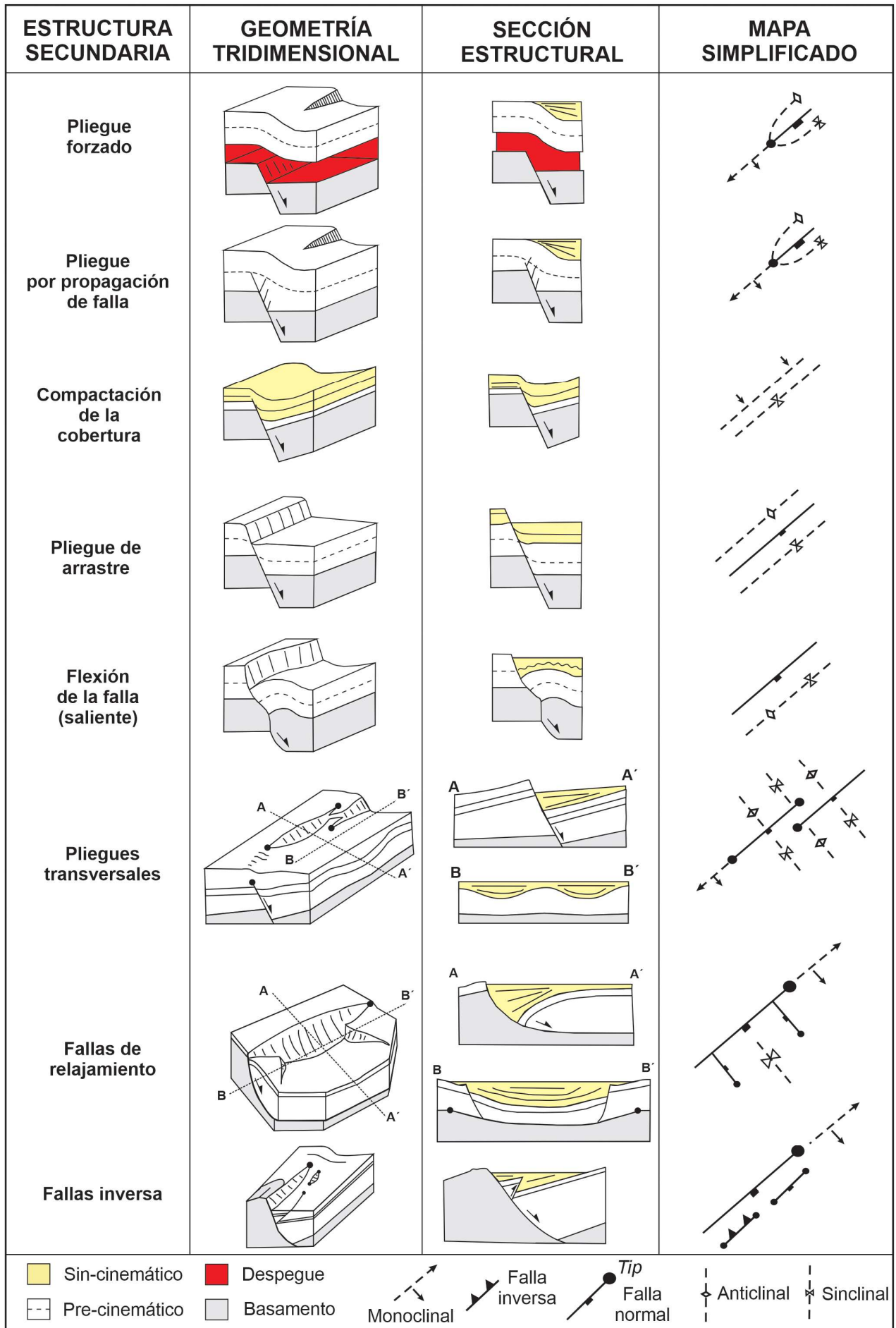


Figura 38. Pliegues y fallas secundarias asociadas a fallas normales, se incluyen bloques 3D, secciones estructurales y cartografía simplificada. Modificado de Coleman *et al.* (2019).

llados, y pliegues de arrastre (Fig. 38). Todos estos pliegues son afectados por las fases de extensión posterior, por lo cual pueden ser difíciles de identificar o su preservación puede ser baja. Más allá de los efectos de la extensión progresiva, la geometría de las fallas principales es muy importante para analizar los pliegues asociados. El clásico ejemplo son las fallas lítricas, donde la curvatura del plano genera un problema de espacio que debe ser resuelto con plegamiento o fallamiento secundario antitético. Planos irregulares pueden responder a la estratigrafía mecánica que controla el ángulo de inclinación de las fracturas tempranas, con fracturas ténsiles en rocas competentes (p. ej. calizas, tobas), fracturas de cizalla en rocas intermedias (p. ej. areniscas) y niveles de despegue o bajo ángulo en rocas dúctiles (p. ej. arcillitas). Al conectarse estos planos actúan como una única superficie, dando origen a superficies rugosas que controlan el desarrollo de zonas dilatantes y antidilatantes debido a las flexiones de la falla. A una escala mayor, la conexión de falla con planos desfasados verticalmente también produce fallas complejas con segmentos que presentan geometrías con flexión de fallas en las zonas de *hard-link*. El desplazamiento del bloque alto en estas inflexiones puede inducir deformación dúctil vinculada a pliegues anticlinales paralelos al rumbo de falla. Diferenciar esta geometría es fundamental para no confundir estas estructuras con pliegues *roll-over* o pliegues de inversión tectónica suave. Este abanico de estructuras extensionales se complementa con fallas transversales que son la respuesta frágil a la variación del desplazamiento a lo largo del rumbo de una estructura mayor, y fallas inversas que surgen de la evolución de estructuras antitéticas secundarias (Fig. 38).

El mapa estructural de una falla aislada presenta un desplazamiento máximo en su zona central con un patrón elíptico con eje máximo subhorizontal que define una dirección de propagación preferencial. Este esquema tiene un perfil de isodesplazamiento paralelo al rumbo de la falla que define un sinclinal en el bloque bajo y un anticlinal en el alto (Fig. 38). La conexión de

fallas distorsiona este perfil ideal, con valles más pronunciados cuando los segmentos individuales conservan parcialmente su independencia y la falla compuesta no se comporta como una única estructura (Fig. 31B). Una manera alternativa de evaluar la cinemática y evolución es con mapas de isodesplazamiento. Ambos métodos permiten diferenciar fallas de basamento, fallas intraformacionales y fallas reactivadas aportando potentes análisis cinemáticos.

El análisis de la arquitectura de los sistemas de falla en afloramiento o subsuelo requiere de una detallada cartografía de sus trazas para identificar y clasificar las zonas de transferencia *soft-link* o *hard-link* (Fig. 39A). En particular, las trazas de las fallas evolucionadas pueden presentar geometrías en zig-zag o curvaturas locales que resultan muy útiles para identificar las zonas de conexión dura entre los segmentos de trazas principales (Fig. 39B). Este mecanismo de interacción también permite evaluar trazas convexas hacia el bloque bajo. Si bien esta herramienta geométrica es muy aplicada, es importante recordar que no cualquier distancia de solapamiento o aproximación implica transferencia ya que deben interactuar las elipses de *strain*. En este sentido, las zonas de interacción son directamente proporcionales a los tamaños de las estructuras que se vinculan.

La evaluación cinemática básica de las fallas normales se realiza a partir del principio de horizontalidad, donde contextos sin control estructural definen estratos tabulares, mientras que en escenarios sinsedimentarios el desplazamiento diferencial induce variaciones de espesor, con incrementos en las zonas de mayor hundimiento, y acuñamientos/erosión en las zonas de levantamiento (Figs. 40A–B). En un *hemigraben*, el intervalo sincinemático presenta rotación tectónica que genera discordancias divergentes hacia el plano de falla aflorado, con valores angulares que disminuyen en la vertical ya que acumulan menos eventos de rotación (Fig. 40A). En el caso de fallas ciegas, la propagación dúctil produce un monoclinal que induce una cuña estratigráfica opuesta a la anterior con una disminución del espesor hacia el

pliegue y rotación con patrón convergente hacia la falla ciega. Considerando el crecimiento lateral de una falla normal, la falla ciega en el *tip* pasará a ser una falla aflorada cuando la estructura crezca, lo cual implica un patrón de cuñas sin-extensionales superpuestas que tienden a compensarse modificando la asimetría inicial. De la misma forma, una estructura que se propaga hacia arriba, primero controlará la sedimentación con un monoclinal, pero al aflorar en superficie lo hará con un *hemigraben*.

Los sistemas de fallas normales regionales presentan arreglos ordenados asociados a patrones espacio-temporales en los rumbos, direcciones de inclinación y jerarquías de las estructuras. En términos generales, un *rift* clásico tiene una geometría elongada con eje máximo perpendicular a la dirección de extensión regional, si se desarrolla bajo *plain strain*. Cuando los rumbos de las fallas son perpendiculares al eje X, la extensión es ortogonal, mientras que, con poblaciones de rumbos bimodales a polimodales, la extensión es oblicua. Esta clasificación geométrica-dinámica de un *rift* es muy útil pero extremadamente simplificada, ya que no considera la edad de las estructuras y dependen de las reconstrucciones geodinámicas para estimar la orientación de los esfuerzos principales. Por otro lado, utilizando una vista en

planta a escala regional (mapa), un *rift* puede subdividirse en regiones en base a la dirección de inclinación dominante de las fallas principales. Con este criterio se diferencian dominios estructurales con límites paralelos, oblicuos u ortogonales a las fallas. Todos estos análisis geométricos permiten sectorizar y evaluar los múltiples factores que controlan la macroarquitectura del *rift*, entre los cuales se destacan: la etapa evolutiva (inicio, *climax* o fase póstuma), extensión 2D vs. 3D, extensión multifase coaxial o no-coaxial, efecto de la fábrica del basamento cristalino, elementos rígidos intracuencales, niveles salinos, entre otros.

El control del fallamiento en la sedimentación simultánea genera distribución de paleoambientes que responden a las pendientes estructurales y espesores variables asociados al espacio de acomodación tectónicamente inducido. A nivel de falla individual, las sucesiones sedimentarias pueden ser previas (pre-), simultáneas (sin-) o posteriores (post-) a la extensión, mientras que la actividad regional con patrones en intervalos contemporáneos define etapas de pre-, sin- y *postrift*. Es importante resaltar que la arquitectura de un *rift* es consecuencia de la evolución de numerosas fallas de distintas jerarquías. De manera simplificada, se puede plantear un estadio inicial con múltiples fallas aisladas con escasa o

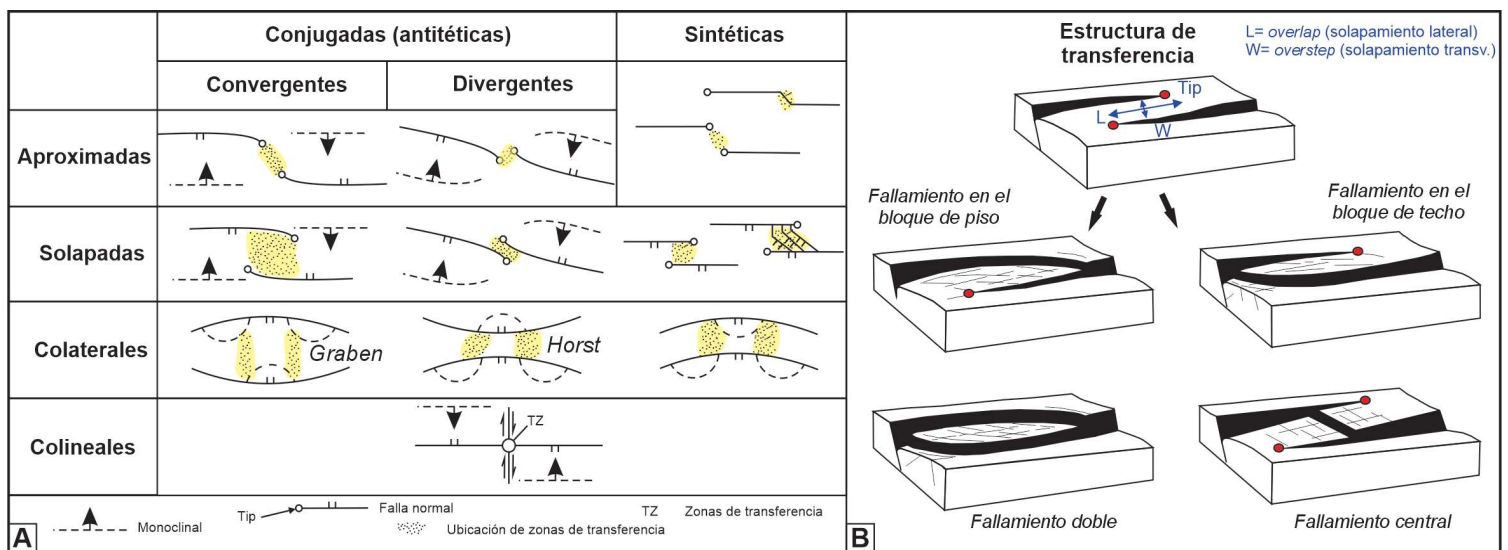


Figura 39. A) Clasificación básica de sistemas de transferencia en base a la distribución y orientación relativa de fallas subparalelas (tomado de Morley *et al.* 1990). La interacción de las fallas estará condicionada por la proximidad que permita el solapamiento parcial o total de las elipses de *strain*. B) Estilos de fallamiento de las rampas de transferencia. Notar las diferencias en las trazas de falla resultantes (modificado de Fossen 2020).

nula interacción. A medida que la extensión avanza, las estructuras interactúan de forma *soft-link* para luego dar paso a un contexto *hard-link* vinculado a estructuras mayores bien desarrolladas. El estadio donde la extensión se concentra en un reducido número de fallas principales con elevadas relaciones D/L, es el *climax* del *rift*. Posteriormente en la fase póstuma, las estructuras pierden rechazo o se desactivan, escenario que comúnmente da paso a la subsidencia termal del *post-rift*. Hay que resaltar que las zonas sometidas a extensión pueden tener múltiples fases superpuestas, que implican la reactivación de las estructuras mayores. Si la reactivación es coaxial, no hay cambios sustanciales en la geometría del *rift* más allá del crecimiento de las fallas, mientras que un escenario no coaxial implica una nueva población de rumbos de estructuras menores y posibles reactivaciones oblicuas que impliquen componentes de desplazamiento lateral.

15. SISTEMAS REGIONALES DE DESPLAZAMIENTO LATERAL

El régimen de desplazamiento lateral o transcurrente se asocia a σ_2 vertical, lo que implica que el plano horizontal contiene los esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3). En este contexto se desarrollan fallas que desplazan elementos de referencia en la horizontal, favoreciendo su interpretación mediante cartografía geológica de superficie o subsuelo (Biddle y Blick 1985). Esta situación induce a reconocer transcurrancia ante cualquier rasgo cartográfico con movimientos de rumbo derechos (dextral) o izquierdos (sinistral). Sin embargo, debe resaltarse que las estructuras pueden tener desplazamientos oblicuos que generen una componente lateral, o que el desplazamiento de inclinación de capas buzantes puede generar patrones de afloramiento con desplazamiento lateral aparente. Descartadas estas consi-

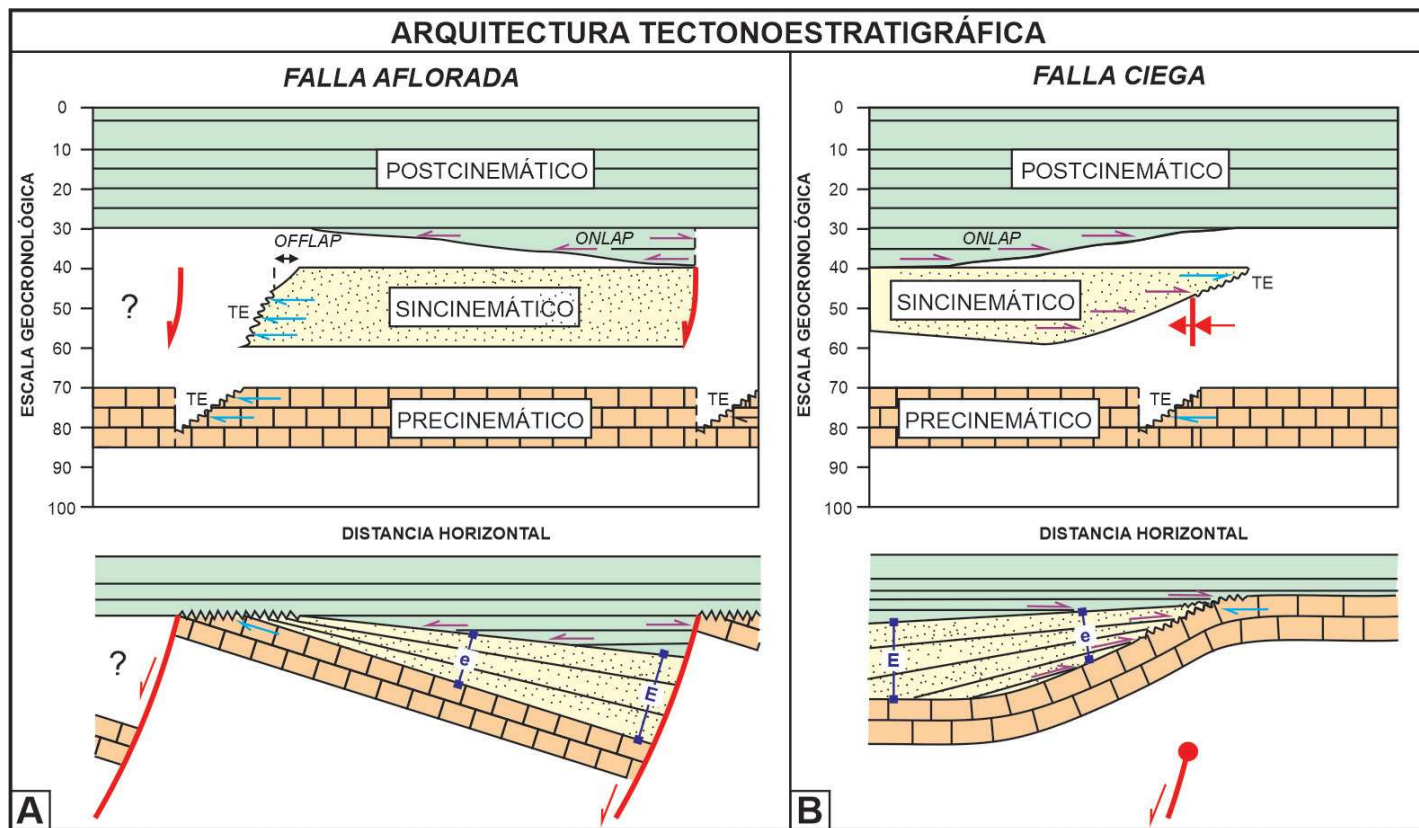


Figura 40. Etapas tectonoestratigráficas vinculadas a la evolución de un *hemigraben*. A) Arquitectura de falla aflorada. El intervalo de sincinemático (sintectónico) se reconoce a partir de la geometría en cuña engrosada y con estratos divergentes hacia el plano de falla. La cuña sin rotación se asocia al relleno pasivo de la depresión estructural. TE: truncación erosiva (redibujado de Williams 1993). B) Arquitectura de falla ciega. La cuña sincinemática se adelgaza hacia la posición de la falla ciega y los estratos convergen en esa dirección. Notar que esta geometría es opuesta a la falla aflorada.

deraciones geométricas, se puede definir en términos cinemáticos que un régimen transcurrente implica una zona de desplazamiento principal (ZDP) con movimiento relativo horizontal dextral o sinistral.

La relación entre el rumbo de la ZDP y σ_1 no solo condiciona el desplazamiento relativo de los bloques, sino que también define el régimen específico, si es 45° es de transcurrencia pura, si es mayor a 45° es de transpresión y si es menor a

45° es de transtensión (Fig. 41A) (McCoss 1986). Estos regímenes pueden tener distorsiones locales vinculadas a flexiones (*bend*) de la ZDP o al solapamiento parcial de distintas ZDP (*overlap*) (Fig. 41B). En cualquiera de estos escenarios, las zonas dilatantes se asocian a transtensión local y se denominan flores negativas en corte vertical o *pull-apart* en planta (Fig. 41C) (Wu *et al.* 2009). Por otro lado, las zonas antidilatantes se asocian a transpresión local y definen flores positivas en corte o *pop-up* en planta (McClay y Bonora 2001).

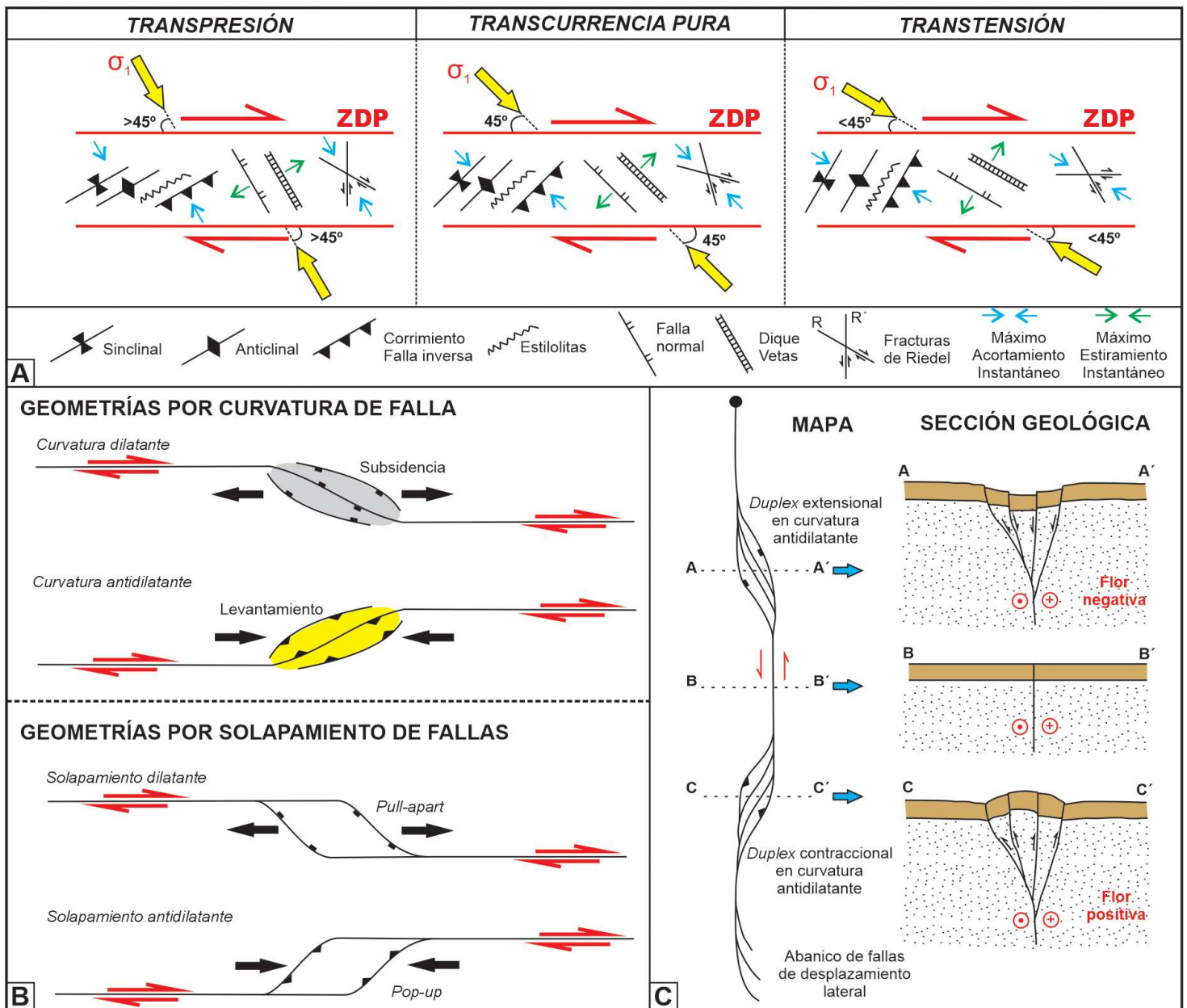


Figura 41. A) Esquema de una zona de deformación principal dextral indicando las distintas orientaciones de estructuras secundarias vinculadas a transpresión, transcurrencia pura y transpresión. ZDP: Zona de desplazamiento principal (tomado de McCoss 1986). B) Mapas de fallas dextrales con zonas dilatantes y antidilatantes vinculadas a curvaturas del plano de falla o solapamiento parcial de fallas. C) Cortes estructurales de zonas dilatantes y antidilatantes que definen flores negativas y positivas, respectivamente. Notar que fuera de estas regiones no hay evidencia de movimientos verticales de la falla principal.

En ambos casos, las fallas que constituyen estas flores se conectan a una falla subvertical que representa la ZDP. Esta característica permite diferenciar cuencas de *pull-apart* de cuencas de extensionales, y los *pop-up* de zonas triangulares compresivas. Es común que los sistemas regionales de fallas transcurrentes presenten variabilidad en cuanto al solapamiento y la curvatura de las ZDP, lo cual permite una compleja relación que depende del régimen general y la arquitectura local de las fallas.

Estos modelos geométricos son básicos para evaluar un sistema de desplazamiento lateral, sin embargo, el desafío es definir la orientación de σ_1 y σ_3 para poder analizar la variabilidad del régimen transcurrente. La forma más simple de realizarlo es utilizando las estructuras secundarias frágiles y dúctiles que se desarrollan en proximidades de la ZDP. Estas estructuras menores presentan patrones en escalón (*en echelon*) que responden a los ejes X o Z definidos en un momento de la deformación no coaxial (Fig. 41B). El máximo estiramiento controla la orientación de vetas, fallas normales y diaclasas, mientras que el máximo acortamiento, la de pliegues, fallas inversas y estilolitas. Las fallas tempranas de desplazamiento lateral que son de menor jerarquía y oblicuas a la ZDP, pueden asociarse a fracturas de Riedel sintéticas (R) y antitéticas (R').

Es importante resaltar que todas estas estructuras pueden coexistir, pero su compatibilidad depende de los tiempos relativos en que se generaron. Esto se debe principalmente a que la deformación se da en un contexto de cizalla simple, lo cual implica que estos sistemas son muy dinámicos e inducen la rotación de los elementos estructurales, lo cual puede favorecer la reutilización de planos de falla y la superposición de pliegues (Fig. 42A). Por esta razón, el análisis de estructuras secundarias debe evaluar las edades relativas de los distintos conjuntos de estructuras para definir aquellas que presenten menos rotación y así poder aproximar un análisis dinámico. La rotación también puede evaluarse con estudios paleomagnéticos, sin embargo, debe tenerse en cuenta que puede haber una distribución irregular de la rotación, con ángulos mayores en estructuras de mesoescala. Este escenario puede ser aún más complejo, ya que las zonas sometidas a transcurrancia pueden dividirse en bloques donde la rotación relativa entre ellos favorece márgenes contraccionales y extensionales, y desplazamiento de cizalla entre bloques oblicuos a la cinemática regional (Fig. 42B).

Finalmente, es importante resaltar que la existencia de fallas de desplazamiento lateral es condición necesaria pero no suficiente para definir el régimen tectónico transcurrente. Por ejem-

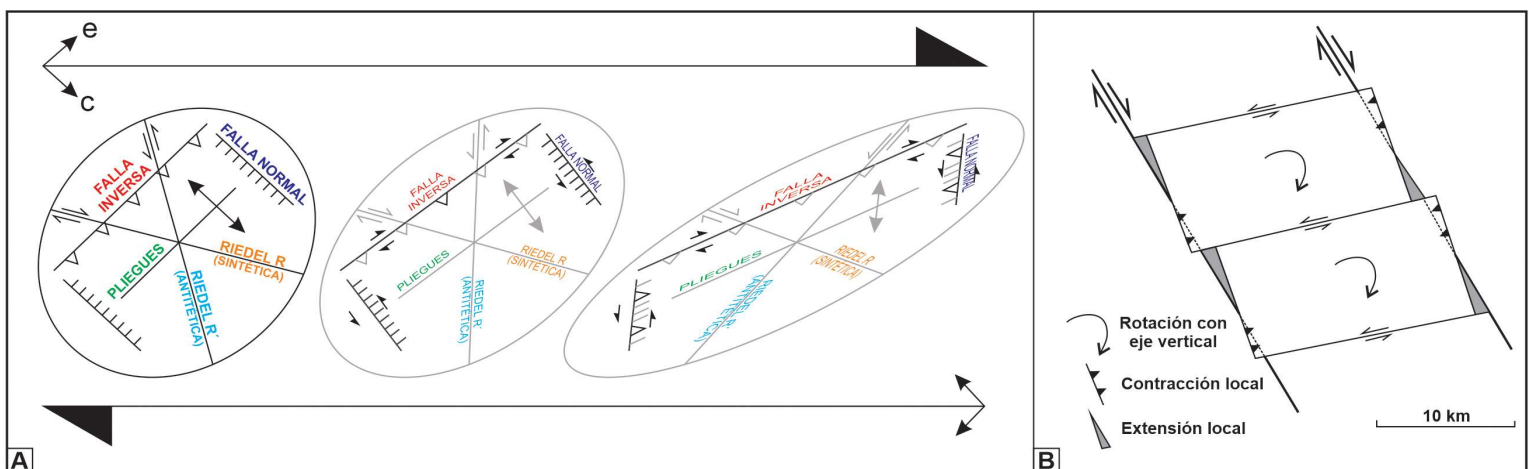


Figura 42. A) Deformación progresiva de estructuras secundarias en un contexto de cizalla simple asociado a una falla dextral. Los planos de falla son recizallados con componentes laterales y opuestas a la cinemática original. Los pliegues son replegados y/o distorsionados. B) Sistema de bloques sometidos a transcurrancia con desarrollo de márgenes contraccionales y extensionales.

plo, estas son muy comunes en escenarios con partición de la deformación tanto extensionales como compresivos. También las fallas normales de basamento reactivadas pueden inducir estructuras de cobertura con patrones *en echelon*, que no responden a un régimen transtensivo. Teniendo en cuenta lo mencionado, confirmar un contexto transcurrente fósil plantea un desafío que requiere de análisis multiescala que compatibilicen las distintas ZDP, con las estructuras menores asociadas y se compruebe la rotación con eje subvertical regional.

16. SISTEMAS REGIONALES CONTRACCIONALES

Las cordilleras han captado la atención de naturalistas en general y geólogos en particular, ya que tienen asociados los mayores relieves montañosos a los cuales se vinculan historias geológicas complejas que permiten que depósitos del fondo marino se encuentren a kilómetros de altura sobre el nivel del mar. Estos lugares son un complejo mosaico de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, donde cada región presenta sus particularidades, pero en todos los casos la litosfera está sometida a acortamiento. Este efecto se logra a través de sistemas contraccionales conformados por pliegues, corrimientos y/o fallas inversas que se definen en su conjunto como Fajas Plegadas y Corridas (FPC) (McClay 1992b). La macroarquitectura de estos sistemas regionales responden a un eje de máximo acortamiento subhorizontal (Z) y de máximo estiramiento subvertical (X), a partir de los cuales se definen de forma simplificada un régimen andersoniano contraccional donde σ_3 es subvertical. En este contexto, el transporte de masa se define a partir de la vergencia del plegamiento en base a la inclinación dominante de los planos axiales y de la vergencia de los corrimientos en base al movimiento de los bloques de techo (McClay 1992b). Esta característica anticipa que el análisis geométrico de las FPC está condicionado al entendimiento del estrecho vínculo entre fallas y pliegues (Boyer y Elliot

1982, Butler *et al.* 2018, Butler y Bond 2020). En este sentido, los corrimientos se caracterizan por planos de bajo ángulo que pueden estar controlados por la reología de las unidades geomecánicas, generando planos con ángulos variables que inducen a pliegues por flexión de falla y/o plano rampa. Por otro lado, estos planos en general no conservan su rumbo, definiendo rampas frontales, oblicuas y laterales, las cuales controlan la morfología de los pliegues inducidos por dichos planos. Otro efecto importante del bajo ángulo de las fallas, es que el desplazamiento se traduce en una importante componente horizontal, favoreciendo el emplazamiento de láminas tectónicas alóctonas transportadas por muchos kilómetros, donde su erosión genera ventanas (*windows*) o relictos (*knipple*) (Fig. 43). Un rasgo importante en todas las FPC es que los corrimientos aflorados o emergentes interactúan con el relieve abrupto e irregular, dando lugar a trazas de falla con patrones de afloramiento sinuoso, las cuales se diferencian de trazas de falla más rectas asociadas a estructuras de alto ángulo como fallas inversas ($>60^\circ$).

A escala regional, el vínculo espacio-temporal de corrimientos y pliegues genera estructuras clásicas y específicas en secciones estructurales transversales a la FPC, donde los niveles de menor competencia funcionan como niveles de despegue o *detachment*. Los abanicos imbricados son un conjunto de corrimientos sintéticos que tienen vergencia similar y se conectan a un nivel profundo de baja competencia subhorizontal; en base a la distribución relativa de los rechazos se clasifican como frontales, con mayor rechazo hacia las estructuras externas, o como traseros cuando es hacia las internas (Fig. 44A). Otro elemento fundamental y muy frecuente son los *duplex*, que se definen como un volumen de roca totalmente limitado por corrimientos. Su morfología simple es sigmoidal, con un corrimiento de base y uno de techo, pero es común que estos elementos se apilen debido a la deformación progresiva. De esta forma, se generan apilamientos verticales (*antiformal stacking*), apilamientos hacia la parte externa de la FPC (*foreland stacking*) o apilamien-

mínimas debido a la transferencia entre estructuras independientes. Esta interacción también se manifiesta en variaciones de la amplitud a lo largo del rumbo de los pliegues asociados. Un caso particular son los *pop-ups* que surgen de zonas de transferencia de estructuras antitéticas convergentes. Esta variabilidad espacial en la geometría de los sistemas demuestra la necesidad de evaluar la posición de las secciones estructurales respecto del sistema de fallas, antes realizar análisis cinemáticos y cálculos de acortamiento.

Una característica importante para evaluar la macroarquitectura en las FPC es la intervención del basamento cristalino en el acortamiento, de esta forma se diferencian FPC de piel gruesa cuando hay fallas inversas que involucran el basamento, o FPC de piel fina cuando el nivel de despegue más profundo es en el contacto con el basamento, dejándolo desacoplado del acortamiento. Es común que las FPC cambien su carácter en distintas posiciones, incluyendo zonas con límites difusos donde domina la deformación de piel fina, piel gruesa o bien híbridas con características de ambas, esta sectorización en general

es consecuencia de la historia tectónica previa a evento compresivo.

Las FPC han sido laboratorios naturales para definir y evaluar los controles de los estratos de crecimiento (*growth-strata*), los cuales pueden definirse como cuñas sedimentarias sintectónicas que se desarrollan a medida que se da el plegamiento inducido por las fallas ciegas (Ford *et al.* 1997). Los modelos geométricos están condicionados por la dupla fallamiento-plegamiento, que define los planos axiales activos o pasivos que afectan el desarrollo de estas cuñas e inducen la generación de discordancias progresivas. En este contexto, es evidente que la evolución del plegamiento es un control estructural fundamental, ya sea por limbos que incrementan la rotación o que migran. Por supuesto, el registro de los estratos de crecimiento va a estar condicionado por el balance aporte/acomodación, donde la tasa de levantamiento va a ser crítica para permitir (o no) el registro en la cresta de la estructura. Esta metodología tectonoestratigráfica es muy poderosa y ha sido sistemáticamente utilizada; no obstante, es fundamental tener en

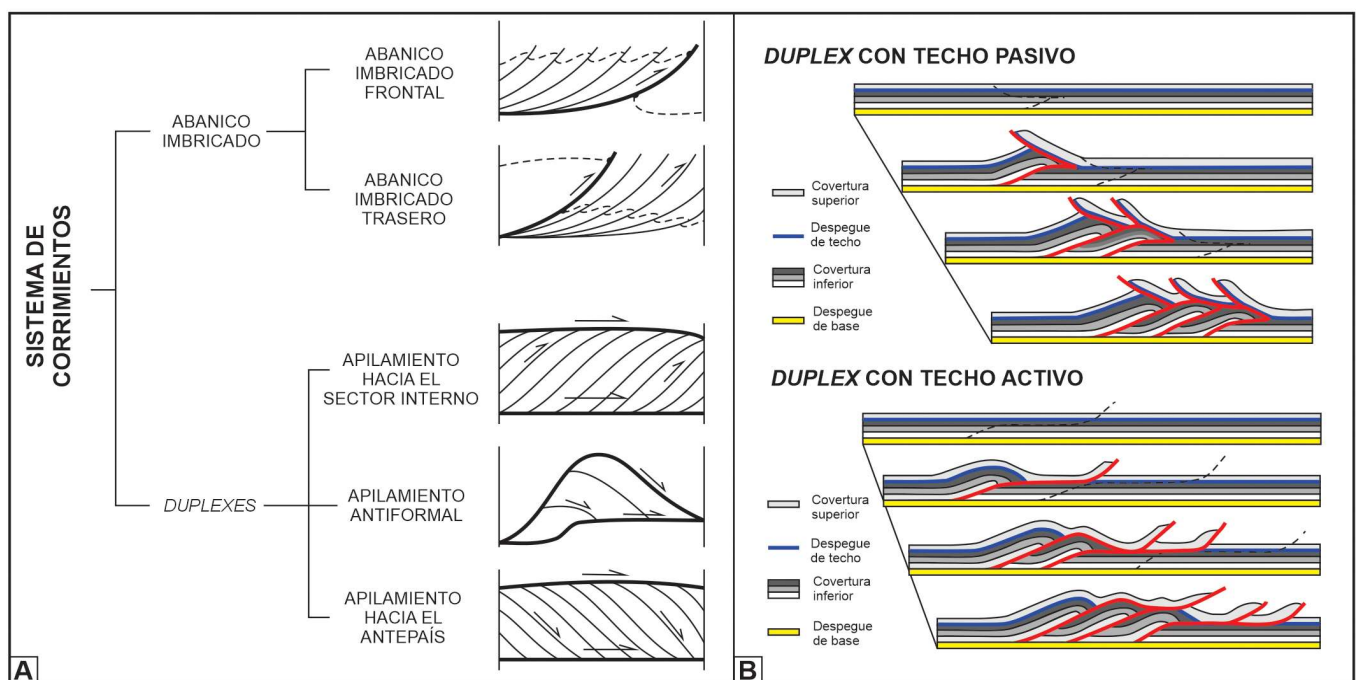


Figura 44. A) Geometría de sistemas de corrimientos asociados a abanicos imbricados y *duplexes*. Los abanicos se clasifican según donde se ubique el corrimiento de mayor jerarquía, mientras que los *duplexes* se diferencian en base hacia donde inclinan o como se apilan. B) Relación entre *duplexes* y abanicos mediante corrimientos de techo activos o pasivos. Notar el cambio de vergencia en el sistema de techo pasivo y la existencia de dos niveles de despegue.

cuenta el contexto sedimentario para descartar las discordancias de bajo ángulo no tectónicas.

17. INVERSIÓN TECTÓNICA

La evolución temporal de las fallas implica eventos discretos a partir de los cuales el plano acumula desplazamiento, y en consecuencia se superponen eventos de cizallado, es decir mecanismos de recizallado. En condiciones dinámicas sin cambios sustanciales, el proceso reutiliza el plano, favorecido por la disminución de la cohesión y la baja fricción interna en el núcleo de falla (cataclasitas). Utilizando el gráfico de Mohr, el abanico de ángulos 2θ posibles, significa que el sistema admite distintos ángulos de falla para el recizallado, lo cual implica cierta flexibilidad en la relación dinámica entre la orientación de σ_1 y la inclinación preexistente del plano de falla. Esta situación geomecánica se ve favorecida por el aumento de la presión de fluidos que disminuye la resistencia general de la roca (Fig. 45A). Un caso de particular interés es el recizallado por cambios en el régimen tectónico que define el proceso de inversión tectónica, el cual será positiva si se modifica de extensión a compresión, o negativa en caso contrario. Los modelos mecánicos de la inversión tectónica de planos sin cohesión, dependen de la resistencia friccional del plano y del ángulo de inclinación respecto del esfuerzo principal máximo (2θ aparente) (Figs. 45A–B). Es importante destacar que la inversión tectónica no involucra el régimen transcurrente, esto no es casualidad, ya que dicho régimen se caracteriza por fallas principales subverticales que impiden el recizallado y en consecuencia se desfavorece la reutilización de discontinuidades estructurales de distintas fases tectónicas.

Las zonas sometidas a contracción pueden combinar corrimientos con fallas invertidas, y si bien las geometrías pueden resultar similares, existen importantes diferencias (Figs. 46A–B) (Zwaan *et al.* 2022). Los criterios para reconocer inversión tectónica positiva son múltiples, siendo el más robusto identificar la secuencia de *sinrift*

con deformación contraccional superpuesta. En afloramiento y subsuelo el rasgo más común es el desarrollo de anticlinales amplios asimétricos con flanco abrupto hacia la falla invertida y espesores estratigráficos máximos hacia la cresta del pliegue que sustentan la fase extensional previa sinsedimentaria. Un caso particular es el de fallas listricas, donde el aumento de la inclinación del plano bloquea el recizallado y el acortamiento se traduce en un pliegue amplio (Fig. 45B). El acortamiento asociado a la compresión también puede complementarse con estructuras neoformadas andersonianas, como corrimientos cortos vergentes o retrovergentes, dando lugar a estructuras complejas tipo arpon. También es común que la estructura invertida se bloquee favoreciendo la propagación desde el *tip* extensional de una estructura contraccional nueva con ángulo andersoniano, lo que induce una flexión en el plano de falla que puede favorecer la asimetría del limbo frontal del anticlinal de inversión (Fig. 46B).

Esta arquitectura general se complementa con el concepto del punto nulo, donde el desplazamiento contraccional retrodeforma la extensión, haciendo que puntos homólogos de un nivel de referencia específico queden al mismo nivel estructural (Fig. 46B). Por arriba de esta posición, la falla desarrolla una cinemática inversa, mientras que por debajo conserva una cinemática normal. Es importante destacar que la cinemática normal no implica que no haya un recizallado contraccional, sino que este no fue suficiente para cambiar el movimiento relativo final de los indicadores cinemáticos pasivos evaluados. En otras palabras, la cinemática normal de una falla invertida implica un desplazamiento aparente menor al original. La evaluación del punto nulo es fundamental para el análisis cinemático de fallas invertidas, ya que su posición define el grado de inversión (Fig. 47). Este puede ser muy bajo, bajo, moderado o alto, donde las posiciones del punto nulo son cada vez más basales al aumentar la inversión (Cooper y Warren 2020). En el caso extremo de una inversión total, el punto nulo alcanza el basamento, lo que implica una exhumación total

del depocentro extensional, mientras que, superando la inversión total toda la estructura es una falla inversa de basamento. En ambos casos reconocer su génesis por inversión tectónica depende de la preservación del *hemigraben* exhumado y de evaluar la incompatibilidad de estructuras secundarias.

Existen otros indicios que, si bien no son diagnósticos, pueden utilizarse para inferir el contexto de inversión tectónica positiva: i) fallas inversas de alto ángulo donde la inclinación del plano está heredada de la fase extensional, ii) juegos de estrías superpuestas debido al recizallado, iii) relaciones D/L bajas en fallas normales debido al levantamiento que disminuye el rechazo normal, iv) plegamiento disarmónico por efecto contrafuerte y v) vetas y venas geoméricamente incompatibles con el régimen tectónico. Recordar que este último criterio en secuencias sedimentarias, requiere filtrar fábricas estructurales que respondan a sobrepresión que no sean andersonianas.

Es evidente que la historia cinemática de una falla extensional condiciona la posición y evolución del punto nulo, y en consecuencia, la arquitectura de inversión. Estudios cinemáticos a partir de sísmicas 3D definen patrones de inversión tectónica muy variables, con esquemas que mantienen la longitud de la falla normal, responden

o no a la arquitectura de zonas de transferencia *hard-link* o *soft-link*, varían el grado de inversión a lo largo del rumbo, o expanden el rumbo de la falla original a partir de fallas inversas (Fig. 48A). Un factor de control particular es el tamaño de la zona de daño, lo cual facilitaría en fallas mayores el recizallado y el plegamiento con bajo grado de inversión. A nivel de fallas solapadas, es muy importante resaltar que la arquitectura de fallas anti-téticas convergentes genera pliegues tipo *pop-up*, pliegues de inversión relevados o pliegues con eje curvo en la zona de transferencia. Fallas extensionales complejas con variación del desplazamiento a lo largo del rumbo se traducen en amplitudes variables del pliegue de inversión. Todos estos factores definen las geometrías que controlan el espacio de acomodación disponible para depositar sucesiones simultáneas a la inversión (Fig. 46B).

El proceso de inversión tectónica es más eficiente cuando las fallas tienen rumbos ortogonales a la dirección del acortamiento regional, definiendo la inversión tectónica 2D u ortogonal. No obstante, es común que el cambio de régimen tectónico no sea una permutación exacta de los esfuerzos principales, lo cual induce un contexto de recizallado no coaxial conocido como inversión tectónica oblicua o 3D. En este contexto,

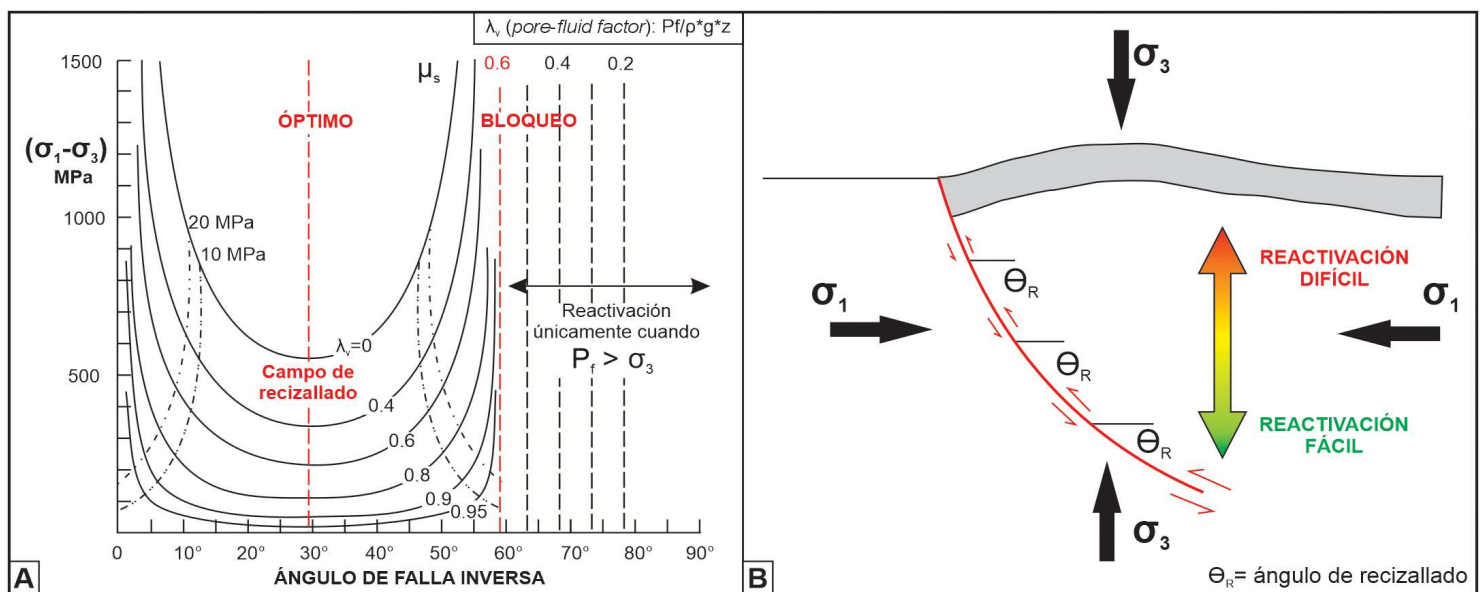


Figura 45. A) Controles geomecánicos en el recizallado de fallas inversas. Notar que el bloqueo de la falla es función del ángulo de inclinación y la presión de fluidos. B) Importancia del ángulo de inclinación de la falla en el proceso de inversión tectónica de una falla lítrica.

se da el proceso de partición de la deformación, donde el vector de acortamiento se descompone en una componente transversal y otra paralela al plano que se reutiliza. Esta componente lateral puede ser subordinada o muy importante, pero no define un régimen transcurrente. Un caso paradigmático es el anticlinal de la Sierra Silva (Chubut, Argentina), el cual expone en su extremo norte una falla normal invertida con componente sinistral, mientras que la falla principal responsable de la morfoestructura, está dominada por la componente de inclinación (Fig. 48B).

18. GEOTECTÓNICA

La distribución de los sistemas regionales de fallas y pliegues no es aleatoria, ya que responde a la historia geológica de cada región que estuvo condicionada por la tectónica de placas y los procesos geodinámicos profundos. En este sentido, la visión constructivista de la Geología Estructural permite utilizar el análisis geométrico-cinemático

co para realizar las reconstrucciones dinámicas y utilizarlas para inferir contextos geotectónicos y geodinámicos (Figs. 49A–D). Si bien la Ley de Anderson plantea relaciones generales muy útiles, es imposible asociar un campo de *stress* a un contexto tectónico único. Por ejemplo, un régimen extensional puede vincularse desde el punto de vista mecánico a cizalla simple o pura (Fig. 49A); mientras que desde una visión geotectónica puede ser *rifting* activo o pasivo, extensión de ante-, intra- y retroarco, colapso orogénico o tectónica de escape. De manera similar, un régimen transcurrente puede asociarse a subducción oblicua, movimiento lateral entre placas o tectónica de escape (Fig. 49C). Por su lado, el régimen compresivo se vincula de forma intuitiva a los márgenes convergentes dando lugar a sistemas de *foreland* o de *broken foreland* (Fig. 49B). Sin embargo, en estos contextos el ángulo de subducción de la placa, la velocidad relativa de las placas y el desarrollo de ventanas astenosféricas puede inducir condiciones de *stress* neutro, negativas dominadas por extensión o positivas asociadas con compresión.

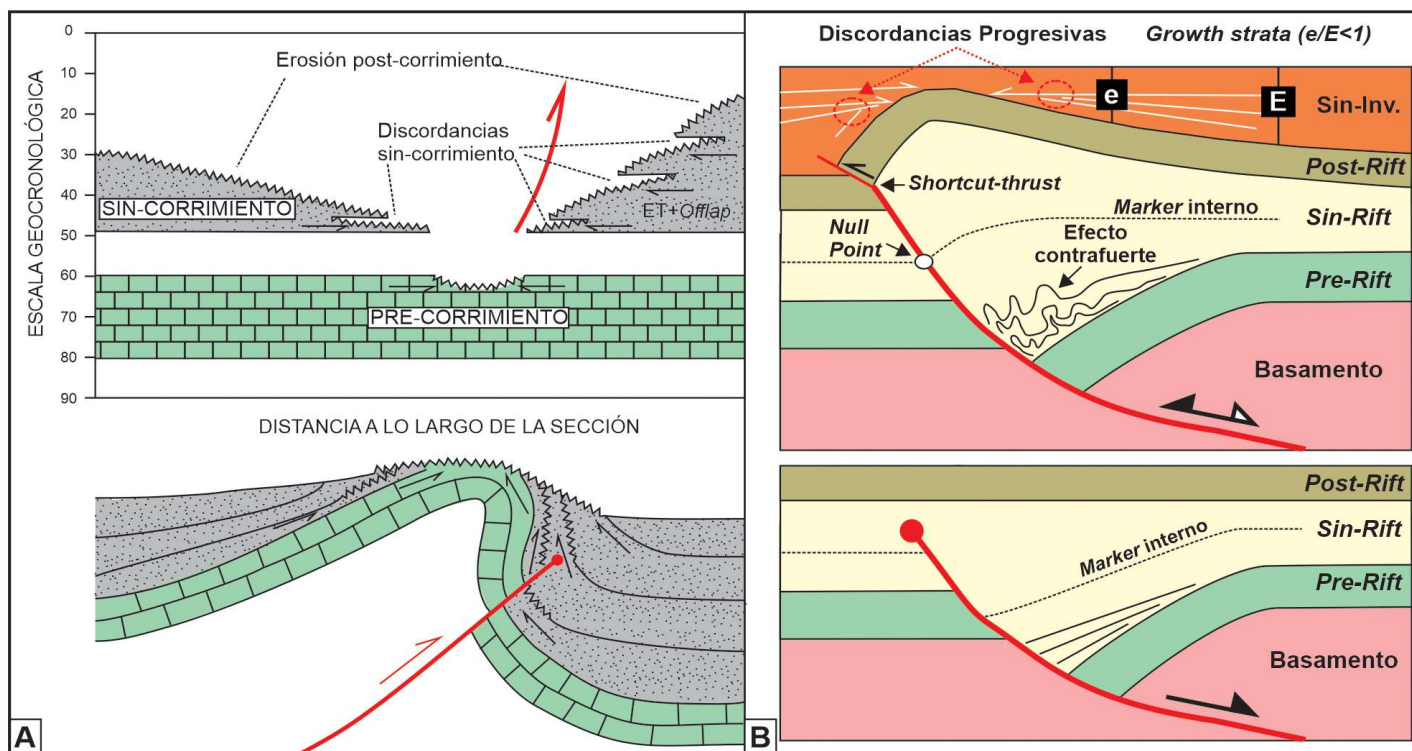


Figura 46. A) Modelo tectonoestratigráfico de corrimiento ciego con sedimentación sintectónica asociada. Notar las truncaciones erosivas, los acuíñamientos con estratos rotados del limbo frontal y dorsal, y la ausencia de depósitos sin-compresivos en la cresta del pliegue. B) Modelo tectonoestratigráfico de *hemigraben* invertido con plegamiento anticlinal asociado. Notar la asimetría del pliegue, el punto nulo y la inflexión del plano asociado al *shortcut thrust*. Las cuñas sedimentarias del intervalo sininversión incluyen discordancias progresivas por rotación.

Todos estos escenarios definen patrones de subsidencia y levantamiento tectónico que se interfieren con el efecto de la dinámica del manto, sintetizado bajo el concepto de topografía dinámica. De esta forma se plantean importantes desafíos para reconstruir contextos geodinámicos fósiles que requieren de consistentes y robustos análisis estructurales multiescala y multifuente.

19. CONSIDERACIONES FINALES

Al igual que en todas las disciplinas, el crecimiento de los recursos digitales y tecnológicos plantea nuevos horizontes a corto plazo, donde los modelos de Geología Estructural serán refinados y ampliados. Algunas metodologías novedosas a destacar son el uso de modelos digitales de afloramiento para obtener datos geométricos, el modelado numérico de distintos controles de

la deformación frágil y plástica, las calibraciones cinemáticas a partir de dataciones de alta precisión de rocas de falla y de modelos termocronológicos, el modelado analógico con tecnologías de avanzada como el seguimiento de partículas, la topografía de alta precisión para analizar la deformación de la superficie terrestre, entre otros. Por supuesto, la adquisición, integración y análisis de bases de datos mediante la Inteligencia Artificial plantean una nueva realidad en la interacción hombre-máquina. En este contexto, el futuro de la Geología Estructural tendrá cambios vertiginosos articulados por aquellos geólogos/as que manejen herramientas informáticas y dominen principios de programación. Sin embargo, más allá de todos estos recursos, queremos resaltar la importancia de metodologías tradicionales que fomenten la actitud crítica en la toma de datos y su análisis posterior.

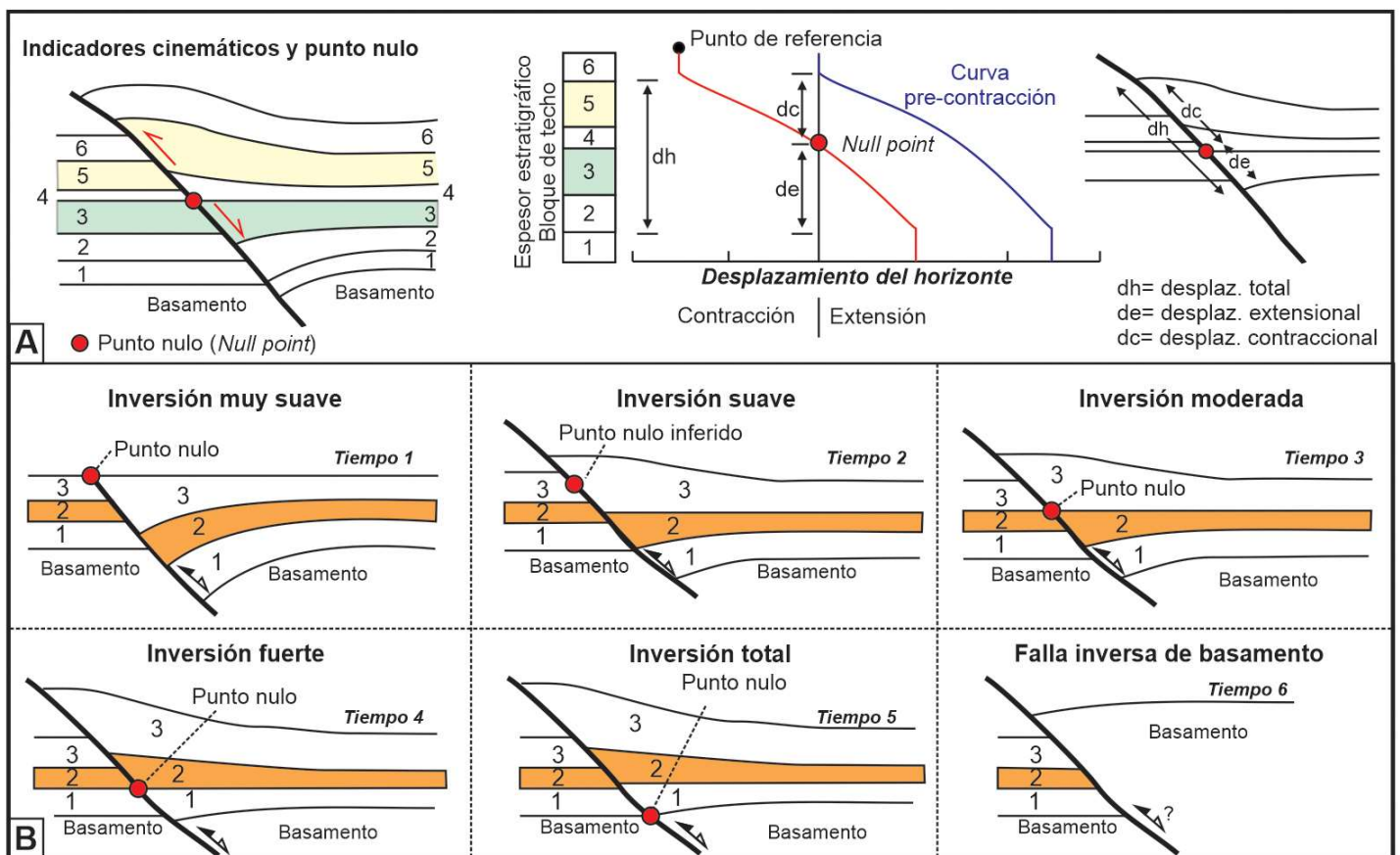


Figura 47. A) Análisis cinemático de una falla normal invertida. El punto nulo implica un movimiento inverso que compensa la extensión original, este separa el dominio con cinemática normal e inversa en un mismo plano de falla. El gráfico de desplazamiento por dominios define su posición y permite reconstruir el perfil de desplazamiento extensional. B) Evolución del punto nulo y su utilidad para definir el grado de inversión tectónica positiva. Modificado de Williams *et al.* (1989).

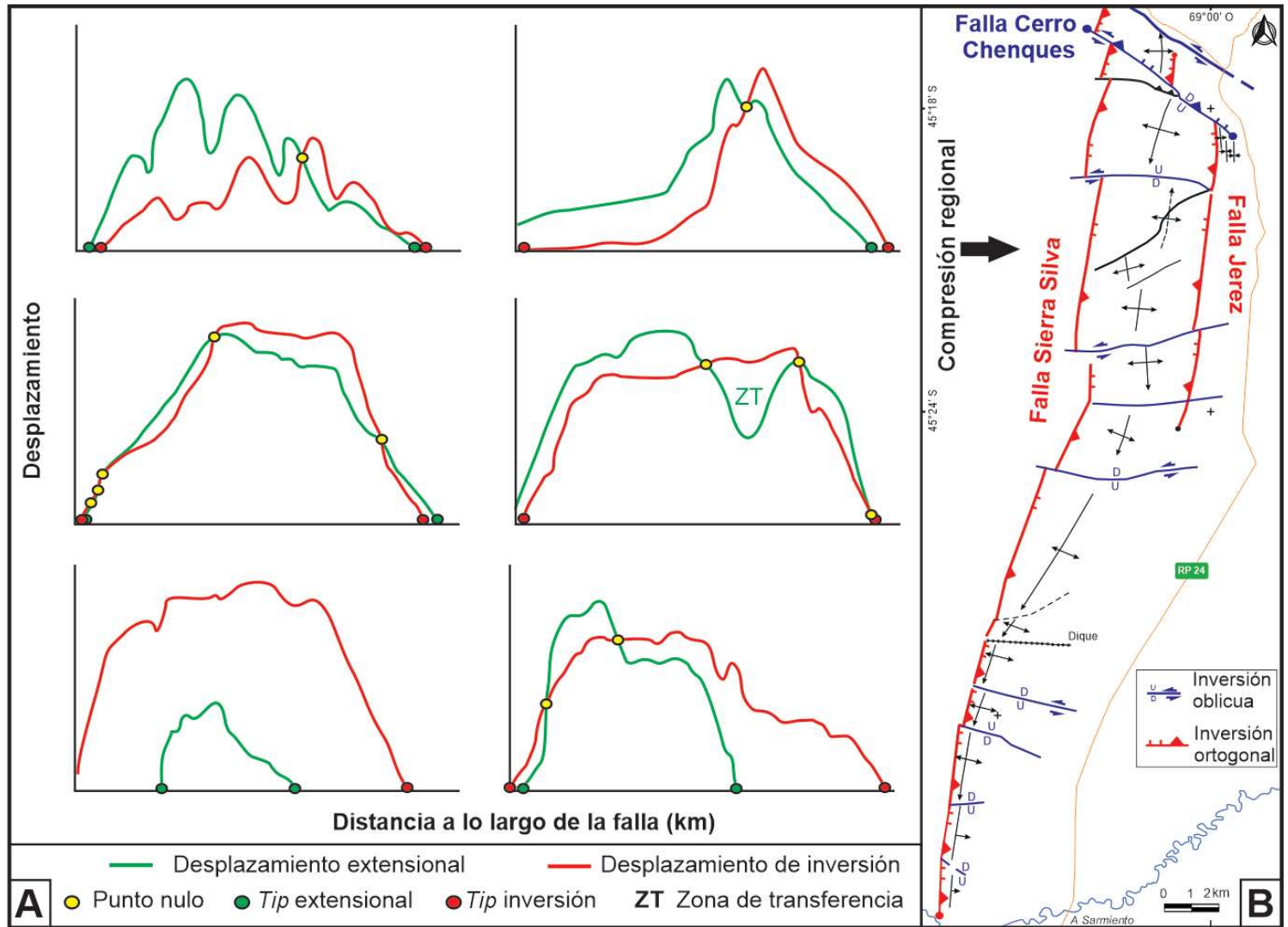


Figura 48. A) Análisis cinemático de fallas invertidas indicando los perfiles de desplazamiento de la fase extensional y contraccional. El cruce de las curvas representa el punto nulo. Notar la variabilidad respecto de las trazas originales y la distribución de los máximos relativos. Modificado de Reilly *et al.* (2017) B) Esquema del anticlinal de inversión tectónica de Sierra Silva (Faja Plegada de San Bernardo, Patagonia Argentina). Considerando una compresión regional Este-Oeste, esta morfoestructura se vincula a inversión tectónica 2D y 3D en base a la orientación de las fallas recizalladas. Simplificado de Bueti (2019).

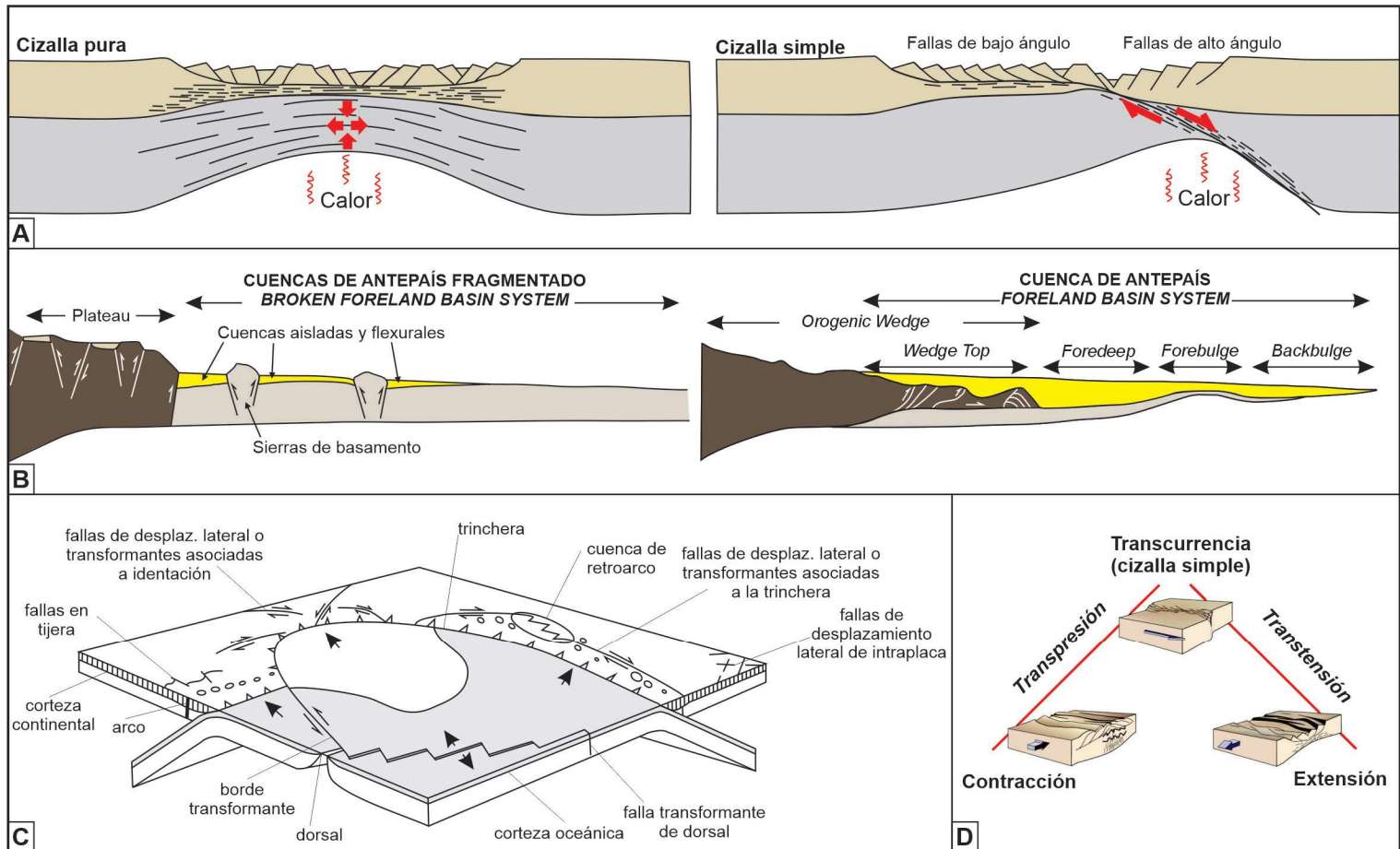


Figura 49. A) Comparación del sistema regional de fallas normales vinculadas a una litosfera sometida a extensión por cizalla pura y otra por cizalla simple. B) Arquitectura comparada de un sistema de *broken foreland* y de *foreland*. C) Fallas de desplazamiento lateral vinculadas a distintos ambientes tectónicos. D) Vínculo entre los distintos regímenes tectónicos.

20. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los editores del libro por la convocatoria para elaborar el presente capítulo. A Sabrina X. Olazábal por la minuciosa revisión del texto y las figuras. A Nicolás Foix y José Paredes por las innumerables discusiones es-

tructurales que fortalecieron muchos de los conceptos sintetizados en el escrito. A todos/as los/as alumnos/as de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco que participaron y motivaron el dictado de la materia Geología Estructural, tanto en las aulas como en campo.



José O. Allard nació en Comodoro Rivadavia (Chubut, Argentina). Geólogo, Especialista en Evaluación Geológica de Formaciones Petrolíferas y Gasíferas, y Doctor en Geología recibido en la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Profesor Regular adjunto de la Cátedra Geología Estructural. Se especializa en el análisis estructural y tectonoestratigráfico de cuencas sedimentarias mediante la integración de información de afloramiento y subsuelo.



Sebastián A. Buetti nació en Comodoro Rivadavia (Chubut, Argentina). Geólogo recibido en la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Jefe de Trabajos Prácticos de Geología Estructural y de Topografía y Carteo Geológico en la UNPSJB. Actualmente se encuentra desarrollando su tesis doctoral en Geología, la cual aborda la caracterización multiescala de estructuras de inversión tectónica de afloramiento y subsuelo de la Faja Plegada de San Bernardo (Cuenca del Golfo San Jorge).



Raúl E. Giacosa nació en San Jorge (Santa Fe, Argentina). Geólogo recibido en la Universidad Nacional de Córdoba y primer doctorado de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Amplia trayectoria docente de Geología Estructural en la UNPSJB, Universidad Nacional del Comahue y Universidad Nacional de Río Negro. Investigador especializado en la evolución estructural del basamento y la cobertura de Patagonia. Fue declarado profesor emérito en la UNRN.



Maximiliano Cortés nació en Comodoro Rivadavia (Chubut, Argentina). Geólogo recibido en la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco y auxiliar docente de Geología Estructural en la UNPSJB. Recientemente ha iniciado su tesis doctoral en Ingeniería, la cual se enfoca en la caracterización geomecánica y análisis de fracturas en análogos de afloramiento de reservorios petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge.