

Predicción de zonas fracturadas sobre la base de la cinemática de las estructuras

Tomás R. Zapata, Francisco Dzelalija

YPF S.A., Departamento Exploración Regional Oeste

Abstract: Not always the highest position in fractured reservoir plays associated with competent rocks within anticline structural traps are the most convenient prospect locations. If the kinematic evolution of the structure is known, it is possible to locate the regions that experienced maximum strain (dilatational cumulative strain) and associate them with fracturing of the competent units. The geometry of the structures has to be made by projecting the surface data to depth (using downplunge projections) or by interpreting depth migrated seismic sections. The following steps summarize the methodology: 1) Structural geometry analysis: using balanced cross-sections that include surface, well and seismic data. 2) Establish the kinematics of the structures: using objective methods such as strain profiles, growth strata, dip plots, dip isogons, etc. 3) Find the geometric model that mimics the structure. 4) Match the model predictions with the real structure data. The zones of the geometric model chosen that underwent maximum strain and affected competent units are related to rock fracturing. In general, most of the models show that these zones are not coincident with the anticline crest but with frontal flanks and foot-walls.

INTRODUCCIÓN:

En cuencas petroleras exploratoriamente maduras los reservorios primarios han sido extensivamente sondeados. En general, los esfuerzos exploratorios terminan por concentrarse en pequeñas zonas cercanas a los yacimientos, tratando de delimitar nuevos bloques o entrapamientos sutiles utilizando técnicas costosas como sísmica 3D, aprovechando al máximo la información existente de los pozos de desarrollo. Otra variante en general es la de buscar alternativas exploratorias con objetivos más profundos dentro de los yacimientos para después extender el modelo probado a otros sectores de la cuenca.

Dentro de las cuencas que han sido deformadas tectónicamente la exploración se realiza desde las áreas menos deformadas hacia los sectores donde existe una mayor complejidad estructural. Si se toma como ejemplo la Cuenca Neuquina, la exploración comenzó en el ámbito de la Dorsal, y luego se extendió al engolfamiento y a la faja plegada donde se perforaron los grandes anticlinales. Posteriormente cuando se perforó el frente de corrimientos se encontró la mayor complicación estructural (por ejemplo el yacimiento Filo Morado). La exploración en la faja plegada se realizó, en principio, buscando las zonas de mayor relieve estructural, siguiendo un esquema convencional. Dentro de este marco, si el pozo exploratorio resultaba estéril por falta de porosidad en el reservorio, se consideraba que la estructura había sido evaluada y las posibilidades de encontrar acumulaciones de hidrocarburo dentro de la misma eran muy bajas. Si se asume por un momento que en estas estructuras existen zonas donde podría haber acumulaciones de hidrocarburos dentro de reservorios fracturados, cabe preguntarse lo siguiente: ¿Las zonas más altas de las estructuras son las que tienen potencialmente los reservorios fracturados?. Si esto no fuese así entonces ¿Es válido pensar que la estructura ha sido evaluada correctamente?

Cuando se prospeccionan reservorios fracturados en rocas competentes como carbonatos, areniscas calcáreas y filones, el esquema tradicional se concentra en buscar las regiones de los bloques cizallados cercanos a los planos de fallas. Sin embargo, cuando existe una componente de distorsión, relacionada con la traslación del bloque colgante y plegamiento del bloque basal de una falla, como es el caso de un pliegue por propagación de falla (Fig. 1) la misma puede producir una componente adicional de fracturamiento (si la deformación en cuestión es de dominio frágil). Por lo tanto es necesario entender el mecanismo e historia de deformación de las estructuras (cinemática) asociadas con propagación de fallas para poder inferir las zonas que han sufrido una mayor deformación a lo largo del tiempo geológico.

Una manera de determinar la evolución cinemática de una estructura (o grupo de estructuras) es utilizar secciones estructurales balanceadas. Cuando se restauran las secciones estructurales a su estado no deformado, se postula una solución, que no es única, y una secuencia de deformación siguiendo las leyes de Dalhstrom (1969) y por lo tanto existe una gran componente de interpretación dentro de esta técnica. Otra manera de determinarla es aproximando la geometría de las mismas a modelos de deformación. Los modelos más conocidos son los de Suppe, que asumen la migración de bandas kink a través de las rocas (Fig. 1) produciendo su plegamiento. Una vez que se conoce el modelo o se balancea una sección estructural, se

pueden estimar las regiones que han experimentado mayor deformación durante la formación de las estructuras. Si en estas regiones se encuentran rocas competentes (rocas poco resistentes a la tracción, es decir de comportamiento relativamente frágil), las mismas estarán fracturadas.

El problema de estas aproximaciones proviene de las premisas y limitaciones del modelado estructural. Una sección estructural balanceada provee solo los estados iniciales y finales y cualquier estadio intermedio es una suposición. Otra gran limitación es que se trabaja en dos dimensiones y los programas actuales no manejan una deformación tridimensional sino pseudo-tridimensional (extrapolar el comportamiento de dos a tres dimensiones), por lo tanto el análisis bidimensional sigue siendo una limitación difícil de superar.

El objetivo de este trabajo es el de presentar una metodología para determinar la historia de deformación de las estructuras (cinemática de las estructuras) mediante métodos objetivos para detectar las zonas que han experimentado una mayor deformación interna. Es necesario destacar que una misma geometría puede ser alcanzada por caminos diferentes y por lo tanto la similitud geométrica de una estructura con la de un modelo no es suficiente para decir que el mecanismo de deformación de la estructura es similar a la del modelo elegido. Al mismo tiempo se analizarán las limitaciones de los modelos cinemáticos existentes para decidir la elección de los mismos cuando se realiza el análisis estructural.

Este estudio se concentra solamente en estructuras compresivas que forman pliegues asociados con la propagación de una falla. Sin embargo los conceptos de deformación son aplicables a estructuras distensivas e incluso en ambientes de inversión tectónica.

MODELOS ESTRUCTURALES GEOMÉTRICOS:

Los modelos geométricos más conocidos son los que se basan en el método de propagación de bandas kink, siguiendo el concepto de Weiss (1980) (Fig. 2), donde a medida que se propaga una banda kink a través de la roca, esta se pliega en forma instantánea. Este concepto fue aplicado para generar los modelos geométricos de pliegue por propagación y por flexión de fallas (Fig. 1) (Suppe, 1983), y los pliegues de despegue (Namson, 1981, Jamison, 1987, Poblet et al., 1996). En estos modelos las bandas kink se consideran como superficies axiales (Suppe et al., 1992) que al propagarse conservan el espesor de la unidad litológica afectada, y que por lo tanto son bisectores del pliegue que forman. Posteriormente este concepto evolucionó y se generaron modelos que utilizaban ejes fijos (Jamison, 1987; Mitra 1990, Suppe et al., 1990, Suppe et al. 1992, Poblet et al., 1996) que permiten utilizar cambios de espesores en la roca deformada. Por último, se utilizó el concepto de interferencia de bandas kink (Weiss, 1980), que permitió generar modelos muy complejos (Medwedeff et al., 1997) a partir de los modelos básicos (Fig. 2), sobre todo cuando se utilizan más de una rampa. Incluso la situación más simple que involucra dos rampas basales (Fig. 2) produce una zona de interferencia entre las dos bandas kink que genera una geometría compleja dependiendo del sentido de interferencia que se utilice.

Los modelos básicos que se muestran en la Figura 1 han sido modificados y se propusieron diferentes combinaciones, como es el caso de la combinación de un pliegue por flexión de falla con un pliegue por propagación de falla (Mitra, 1990) o el caso de pliegues por propagación de falla (Zapata et al., 1996), diferentes tipos de pliegues de despegue (Poblet et al., 1996), pliegues por propagación de fallas transportados (Mitra, 1990, Suppe et al., 1990). Dentro de los pliegues que involucran basamento existe también una amplia gama de modelos que no son más que modificaciones de los anteriores (Suppe, 1983, Narr et al., 1994, Mitra et al., 1998, etc.).

En los últimos años fue introducido un nuevo concepto geométrico de deformación de rocas conocido como Trishear (Erslev, 1992) (Fig. 3). Este modelo está constituido por una falla que se propaga a través del material, al mismo tiempo que se desplaza el bloque colgante. Por delante de la falla se propone una zona triangular, definida por un ángulo apical, que se propaga junto con la falla, cuya orientación es coincidente con la bisectriz de la zona triangular. A medida que se propaga esta zona triangular, el material se deforma solamente en el interior de esta región, y se traslada desde el bloque bajo al alto o viceversa dependiendo de dónde esté fijada la zona triangular (Fig. 3). Este concepto fue introducido primero para fallas de basamento, y luego para pliegues por propagación de fallas (Hardy et al., 1997), y recientemente fue generalizado para todo tipo de estructuras (Allmendinger, 1998) que involucran fallas directas o inversas.

Los modelos mencionados asumen que el plegamiento es contemporáneo con el fallamiento ya que es consecuencia del mismo en el caso de los pliegues por flexión de falla (Fig. 1), o es el resultado de la acomodación de la pérdida de desplazamiento de la falla que se propaga (Fig. 1). Finalmente, es necesario destacar que el plegamiento puede preceder al fallamiento, como ha sido demostrado por varios autores (Fischer et al., 1992).

CINEMÁTICA DE MODELOS GEOMÉTRICOS

Una secuencia de deformación puede explicarse por la superposición de modelos geométricos en diferentes estadios evolutivos, para luego recomponer la trayectoria de las partículas materiales a lo largo del proceso de deformación. Una vez conocida la trayectoria de las partículas se obtiene entonces un modelo cinemático teórico.

Los modelos que involucran la migración de bandas kink (o superficies axiales si se considera un comportamiento tridimensional) producen diferentes comportamientos del material que es deformado. Este comportamiento puede ser descripto mediante rotaciones instantáneas, progresivas o ejes fijos.

Rotaciones instantáneas: si se toma como referencia el material que se deforma, a medida que la superficie axial se propaga a través de la roca, ésta se pliega en forma instantánea y no cambiará su inclinación a menos que otra superficie axial lo atraviese (Fig. 4) (Suppe et al., 1992). De este modo los flancos de los pliegues producidos por este tipo de comportamiento crecerán en forma similar a sí misma, es decir, una vez que la inclinación del flanco es alcanzada, éste crece por adición del material desde la cresta hacia el flanco o del sinclinal hacia el flanco. Debido a que se conserva el espesor de la unidad litológica afectada por la migración de la superficie axial, ésta es siempre el bisector del ángulo del plegamiento (Fig. 1). Cuando se produce una intersección de dos bandas kink (Fig. 2), una de las dos deforma a la otra generando una zona de cizalla y un sentido de rotación (horario u antihorario) que dependerá de cual de las dos bandas pliegue a la otra. Dentro de la zona de interferencia el material rota también en forma instantánea.

Rotaciones progresivas: el material rota en forma progresiva hasta alcanzar la inclinación máxima (Fig. 4). Este comportamiento puede estar asociado con ejes fijos que son superficies axiales que están fijas respecto del material que se deforma, es decir, no migran a través de la roca (Fig. 1). Estos ejes actúan como límites de deformación (Fig. 1), ya que a un lado del mismo la roca no sufre deformación alguna, mientras que al otro lado la roca es plegada, cambiando su inclinación en forma gradual. Estas superficies axiales no son en general bisectores de los ángulos de plegamiento y se utilizan en los modelos de pliegues que permiten engrosamiento o adelgazamiento de sus flancos. Otro modelo que produce rotación progresiva de flancos es el de break-thrust folding, donde el mecanismo de deformación es el de curvamiento (buckling) y el plegamiento precede al fallamiento (Fischer et al., 1992).

Ejes fijos: es una superficie axial que se encuentra "fija" respecto de la roca (Fig. 1) ya que no migra a través de ella. De este modo, esta superficie axial actúa como un límite entre la roca deformada y la no deformada. Las estructuras asociadas con este comportamiento se caracterizan por tener una zona de deformación concentrada principalmente en las charnelas de los pliegues.

La cinemática del modelo de Trishear es un poco más compleja ya que los vectores desplazamiento de las partículas dentro de la zona triangular cambia no solamente su sentido sino también su magnitud (Fig. 4), al mismo tiempo que la zona triangular migra a través de las diferentes unidades litológicas, ya que su ápice se desarrolla siempre en el punto ciego de propagación de la falla. Debido al comportamiento variable de los vectores desplazamiento los flancos de los pliegues producidos por Trishear cambian su espesor al tiempo que rotan en forma progresiva. Una diferencia interesante respecto de los modelos de migración de superficies axiales es la existencia del plegamiento en el bloque bajo de la falla, cosa que los modelos de migración de superficies axiales en general no explican o son sumamente engorrosos de aplicar (Mitra et al., 1998).

MECANISMOS DE DEFORMACIÓN EN EL PLEGAMIENTO NATURAL Y EN LOS MODELOS GEOMÉTRICO CINEMÁTICOS.

Los modelos geométricos (o geométrico-cinemáticos) presentados anteriormente fueron realizados a partir de las formas de las estructuras observadas en la naturaleza. Sin embargo, al ser puramente geométricos, no tienen en cuenta el mecanismo de deformación y la reología de las rocas que son deformadas, es decir, no predicen el tipo de deformación interna de los materiales y solo se puede calcular a partir de ellos la cantidad de deformación finita sufrida por cada una de las partes de la estructura.

Los modelos cinemáticos relacionados con el plegamiento de rocas se dividen en dos grupos: los que tienen en cuenta una sola unidad litológica (e. g. un horizonte de roca), cuyo modelo más general es el de curvamiento (buckling) y los que tienen en cuenta un paquete de diferentes unidades litológicas o multicapa con sus resistencias relativas frente a los esfuerzos que la deforman. Este trabajo se concentra en el segundo grupo de modelos cinemáticos ya que es el caso más común de encontrar en la naturaleza, y se ajusta además a la escala de observación de este estudio.

La complejidad del plegamiento que involucra a diferentes unidades litológicas es consecuencia del contraste entre las diferentes propiedades mecánicas de las mismas. Sobre la base de la relación entre la competencia

promedio del paquete de rocas deformado frente al contraste de competencia entre las diferentes unidades litológicas (Fig. 5) se observa que existen básicamente cuatro esquemas cinemáticos de plegamiento:

- a) Deslizamiento flexural (flexural slip): las diferentes unidades litológicas se acomodan durante el plegamiento deslizándose una sobre la otra. Las superficies de contacto entre los diferentes bancos actúan como zonas de anisotropía planar. Este comportamiento se observa frecuentemente en la naturaleza, en rocas competentes y de poco contraste de comportamiento mecánico, como areniscas y calizas.
- b) Cizalla flexural: cuando existe una alternancia de bancos competentes e incompetentes de igual espesor (por ejemplo areniscas y pelitas). Los bancos incompetentes se aplastan o engrosan para acomodar el plegamiento.
- c) Plegamiento tigmático: existe cuando las unidades litológicas competentes son más delgadas en relación con las incompetentes. En este caso el plegamiento se da por fluencia del material incompetente que genera pliegues de corta longitud de onda y disarmonicos con las unidades competentes.
- d) Cizalla pasiva: ocurre en rocas incompetentes donde el plegamiento ocurre por flujo de material.

La trayectoria de las partículas en los modelos asociados a migración de superficies axiales y rotaciones instantáneas es siempre paralela a la inclinación de las unidades litológicas (Fig. 1). Por lo tanto, el mecanismo de deformación que asumen estos modelos es el de la cizalla paralela a las capas que se deforman (deslizamiento flexural, Suppe, 1983). Este mecanismo de deformación ha sido observado tan frecuentemente que dio lugar a una de las reglas de Dahlstrom (1969) para la confección de secciones estructurales balanceadas, donde se asume que los pliegues son paralelos, es decir, el espesor es constante (Ramsay, 1967). La cantidad de cizalla simple producida por el cambio de inclinación de un horizonte debido a la migración de una superficie axial es muy simple de calcular (Suppe, 1985): $cizalla\ simple = \gamma = \tan \psi = 2 \tan (\delta/2)$ donde γ es el ángulo producido por la cizalla simple y δ es el valor del ángulo de la inclinación de las capas que fueron plegadas. Esta ecuación se puede utilizar para predecir el valor de la cizalla simple en los sectores del modelo geométrico que han sido afectados por la migración de superficies axiales.

En el caso de los pliegues por propagación de fallas que involucran Trishear (Hardy et al., 1995; Allmendinger, 1998) reconstruir la cinemática de los mismos es un tanto más complicada debido a que los vectores de desplazamiento dentro de la zona triangular varían continuamente (Hardy et al., 1997; Fig. 3). En este trabajo se utiliza el software Trishear® desarrollado por Allmendinger (Allmendinger, 1998), quien utiliza las ecuaciones derivadas anteriormente por Hardy et al. (1997) para explicar la cinemática de este tipo de modelos. La Figura 6 muestra diferentes modelos con distintas relaciones de propagación de la falla sobre desplazamiento para estructuras compresivas relacionadas con pliegues por propagación de fallas que se generan a partir de un despegue horizontal. En estos modelos es posible calcular la elipse de deformación para todas las partes de la estructura. Al mismo tiempo se incluyen las líneas de no extensión finita inscriptas dentro de las elipses (Fig. 6) que son los límites que separan las zonas que han sufrido contracción o extensión durante la deformación. La orientación de las fracturas relacionadas con el estiramiento o la compresión van a ser esencialmente paralelas a esta dirección. Los valores de estiramiento (que es la diferencia entre la longitud final y la inicial, referido a la longitud inicial) pueden graficarse con tonos de intensidad (Fig. 6). De este modo puede verse que en general la mayor deformación se concentra en los flancos de la estructura, mientras que la cresta aparece prácticamente sin deformación alguna. Al mismo tiempo el flanco frontal se encuentra más deformado que el dorsal, incluso existe una variación de los valores de intensidad de deformación en el flanco frontal (Fig. 6), mientras que la deformación en el flanco dorsal es constante ya que el material rota en forma instantánea una sola vez a través del eje kink relacionado con la esquina inferior de la rampa basal (Fig. 6), situación que es similar a la de un pliegue de propagación de falla producido por la migración de bandas kink. Otra observación interesante es que el bloque bajo de la falla se encuentra también deformado por plegamiento, hecho que no es posible de explicar con modelos de migración de superficies axiales (bandas kink) simples.

METODOLOGÍA:

La mejor idea acerca de la geometría de una estructura proviene sin duda de la información obtenida en afloramientos. Allí se pueden tomar mediciones de las actitudes de los estratos deformados, se puede medir en forma relativa o absoluta la cantidad de distorsión (strain) que sufrieron los materiales involucrados en los diferentes sectores de la estructura; incluso es posible aproximar el mecanismo de deformación que han sufrido las diferentes unidades litológicas. En la exploración de hidrocarburos no es la regla general poseer información geológica de superficie de las estructuras. La información más común es la que proviene de la sísmica de reflexión. Otra fuente de información es la que se obtiene de los pozos que han sondeado previamente la estructura a analizar. Todas estas características permiten elegir el modelo geométrico más

apropiado (modelado inverso) y, una vez aplicado, se pueden corroborar las predicciones de los modelos con la estructura real (modelado directo), repitiendo este proceso varias veces hasta que el ajuste del modelo con la realidad sea lo mejor posible. Una vez logrado el máximo ajuste del modelo geométrico con la estructura real es posible ubicar las zonas que experimentaron mayor deformación dilatacional (extensional) y relacionarlas con las zonas que han sufrido mayor "daño" de las estructuras reales.

La secuencia de pasos a seguir se resumen en el esquema de la Figura 7, y se detallan a continuación:

1. *Determinar la geometría de la estructura:* si parte de la estructura se encuentra aflorada es necesario mapear en detalle los contactos entre los diferentes bancos y las actitudes de los mismos. Posteriormente los datos deben ser proyectados a la sección en la cual se va a realizar el corte estructural (para el análisis bidimensional) paralelamente al eje de la estructura. Es importante señalar que los datos de campo permiten recomponer la orientación de los ejes estructurales, y que las secciones sobre la que se realizan los cortes deben ser dentro de lo posible perpendicular a los mismos. La información obtenida de los pozos debe tratarse del mismo modo que los datos de superficie. La información sísmica debe ser de la mejor calidad posible. Sería de gran utilidad que los datos estuvieran migrados en profundidad o de lo contrario en tiempo, teniendo siempre en cuenta las distorsiones propias de la técnica de la sísmica de reflexión. Cuando todos los datos provenientes de las diferentes fuentes son volcados en la sección, se obtiene una plantilla (template), sobre la cual se interpreta y se construye la sección estructural. Es importante utilizar métodos objetivos para obtener la geometría de la estructura y sobre todo diferenciar lo que es resultado de un análisis teórico de aquél que es consecuencia de la interpretación de datos (directos o indirectos).

2. *Determinar la cinemática de la estructura:* a partir de la geometría de los bancos deformados es posible obtener datos acerca de su cinemática. Por ejemplo, si se tienen suficientes datos, es posible trazar isogonas de inclinación y corroborar el tipo de plegamiento involucrado. Si los pliegues son paralelos (clase IB, Ramsay 1967) no habrá cambio de espesor ortogonal y el mecanismo de deformación de las unidades litológicas competentes será de deslizamiento flexural; pero si los pliegues son similares o de otro tipo, habrá cambios de espesor (adelgazamiento o engrosamiento) de las unidades. Es importante determinar el tipo de plegamiento ya que la mayoría de los modelos geométricos que utilizan migración de superficies axiales asumen el plegamiento paralelo con espesores ortogonales constantes.

Otra fuente de información importante acerca de la cinemática de la estructura es la que proviene de los estratos de crecimiento. Los estratos de crecimiento son muy comunes en fallas normales (fallas de crecimiento) relacionadas con la apertura de cuencas sedimentarias. A medida que el bloque bajo se desplaza genera un espacio el cual es llenado por sedimentos. El mismo escenario se puede tener en un ambiente compresional. En los frentes de corrimientos de fajas plegadas se generan depósitos sinorogénicos, es decir, sedimentos depositados durante el levantamiento de las estructuras. Algunos de estos depósitos sinorogénicos pueden constituir estratos de crecimiento si se depositan en las inmediaciones de las estructuras activas (Fig. 4).

4). La geometría interna de estos depósitos permiten reconstruir de manera bastante precisa la cinemática de la superficie sobre la cual han sido depositados (Riba, 1976; Suppe et al., 1992, 1997). Existen dos comportamientos que son los extremos de una serie continua (Zapata et al., 1995): las rotaciones progresivas y las rotaciones instantáneas (Fig. 4). En las rotaciones progresivas la superficie de depositación rota en forma continua variando su velocidad de levantamiento. Las geometrías de estratos de crecimiento generadas corresponden a las discordancias de acumulación progresiva (C.P.U., Riba, 1976). El otro extremo de la serie corresponde a la rotación instantánea, asociada a la migración de superficies axiales. La geometría que se genera en este caso es la de los triángulos de crecimiento (Suppe et al., 1992). Un estadio intermedio de esta serie sería el que involucra rotaciones progresivas relacionadas con la migración de superficies axiales (Suppe et al., 1997). Si se conocen las edades junto con las velocidades relativas de depositación de los sedimentos de los estratos de crecimiento, se puede reconstruir con bastante precisión la cinemática de la superficie de depositación de estos estratos (Suppe et al., 1992, Hardy et al., 1995; Zapata et al., 1995, etc.). Esta fuente de datos es importante ya que es independiente de la interpretación de la cinemática proveniente de la geometría de la estructura.

3. *Establecer el modelo geométrico que más se ajuste a la geometría de la estructura:* con los resultados obtenidos anteriormente se elige el modelo más apropiado que describa el comportamiento y geometría de la estructura (modelado directo). La Figura 8 muestra una tabla que describe las propiedades cinemáticas fundamentales de los principales modelos geométricos, que se puede utilizar para ubicar las mayores coincidencias.

4. *Corroborar las predicciones de modelo con la información real:* una vez que se escoge el modelo geométrico más apropiado, el siguiente paso es contrastarlo con la información real. Si se tiene la información

de campo, se puede realizar un perfil de los indicadores de deformación que han sufrido las diferentes unidades litológicas expuestas (se sobreentiende que no son los objetivos petroleros). El objetivo final sería poder cuantificar el mecanismo y cantidad de deformación sufrida por los bancos (Anastasio et al., 1997), pero raramente se encuentran los indicadores de deformación adecuados como orientación de cristales de calcita recrystalizada en venas, fósiles con relaciones angulares propias, clastos circulares de conglomerados, etc. Si esto no se encuentra, se puede al menos realizar el perfil en forma cualitativa (Fischer et al., 1992), en el cual se pueden describir indicadores de deformación cualitativos en diferentes partes de la estructura indicando su abundancia relativa (Fig. 9). Estos indicadores pueden ser: fibras de calcita o estrias, fracturas y fallas de bajo y alto ángulo (relativo a la estratificación), venas de extensión de calcita, pliegues parásitos y mesoscópicos y bandas kink, brechamiento tectónico con clastos matrisoportados (no relacionado directamente con fallas), clivaje de plano axial, brechas relacionadas con fallas, estilolitas, etc.

Una vez que se obtienen los perfiles de deformación, es necesario contrastarlo con las predicciones del modelo. En este punto es necesario tener en cuenta el contraste de competencia entre las diferentes unidades litológicas. Por ejemplo, si una zona de la estructura ha sido engrosado o adelgazado, la manifestación de esta deformación en pelitas va a ser por plegamiento por flujo, clivaje penetrativo, venillas de calcita, etc.; mientras que en una arenisca dura o caliza se verá fallamiento, disolución, estilolitas, brechas matrisostenidas no relacionadas con fallas, etc. En la Figura 9 se observan dos ejemplos, uno en una estructura llamada Anticlinal de Willow Creek, desarrollada en el Lost River Range de los Estados Unidos (Anastasio et al. 1997), y el otro es el Anticlinal de Chihuido de la Salina de la Cuenca Neuquina (Fig. 9). En este último se observa que la deformación en el flanco frontal y en la charnela es significativamente mayor que en el flanco dorsal y está asociada al deslizamiento flexural. Por lo tanto un modelo geométrico cinemático que explicaría esta estructura sería el de apilamientos de dúplex, pliegues por propagación de fallas o incluso trishear. En el caso del anticlinal de Willow Creek se ha demostrado que el mecanismo de deformación que afectó ambos flancos de la estructura ha sido deslizamiento flexural, y la cantidad de deformación es similar en ambos flancos, mientras que la cresta está sin deformar. El modelo geométrico que más se ajusta a esta estructura es el de pliegue de despegue de espesores constantes (Anastasio et al., 1997) (Figs. 1 y 9).

Si la información geológica de superficie no se corresponde con las predicciones del modelo, entonces se vuelve al paso anterior y se busca otro modelo geométrico.

La Figura 10 muestra un ejemplo de un pliegue por propagación de falla del frente de corrimiento de la faja plegada y corrida de la Cuenca Neuquina que ha sido perforado con el objeto de buscar reservorios fracturados dentro de la Fm. Mulichinco, constituida por rocas competentes (areniscas calcáreas y calizas). En este caso se observa cambios de espesores de las unidades litológicas junto con la existencia de plegamiento en el bloque bajo de la falla y por lo tanto se eligió el modelo de trishear como aproximación.

Finalmente, si se observa (sobre todo en líneas sísmicas) la presencia de estratos de crecimiento se obtendrá el mejor escenario para determinar la cinemática del levantamiento de los flancos de la estructura.

PREDICCIÓN DE ZONAS FRACTURADAS:

Luego de ajustar la geometría de la estructura al modelo geométrico se puede reconstruir, con ciertas limitaciones, la historia de deformación de la estructura (cinemática) utilizando como base el modelo geométrico empleado. De acuerdo con lo visto anteriormente la mejor situación sería tener información de superficie de la estructura con buenos indicadores de deformación, o tener buenos datos de estratos de crecimiento (en secciones sísmicas) con edades de horizontes guía, ya que el ajuste entre la geometría de la estructura y la cinemática predicha por el modelo geométrico ya ha sido contrastado y verificado.

Sobre la base de la cinemática de las estructuras es posible ubicar entonces las zonas que han sufrido mayor daño (estiramiento o replegamiento). Si en estas regiones se encuentran unidades litológicas competentes o de contraste de alta competencia (areniscas calcáreas, carbonatos, rocas ígneas, etc.), éstas estarán fracturadas ya que su comportamiento es frágil en general.

En los modelos que involucran migración de superficies axiales se deben diferenciar dos tipos de zonas de daño (Fig. 1): a) regiones que han sufrido replegamiento y b) regiones que sufren estiramiento o engrosamiento. Las primeras corresponden a zonas que han sido replegadas por la migración de más de una superficie axial activa. Aún cuando el espesor de las unidades no haya sido alterado las unidades litológicas han sido deformadas en más de una oportunidad (Fig. 1). Las segundas corresponden a estructuras que tienen ejes fijos, donde el paquete de unidades litológicas es deformado en una región definida engrosándose o afinándose (Fig. 1).

En los modelos que involucran Trishear, la deformación se produce exclusivamente dentro de la zona triangular que migra a través de la roca adosada al punto ciego de la falla (Fig. 6). De este modo, a medida que se propaga la falla, la zona triangular se mueve con ella, dejando zonas que han sido deformadas tanto en el bloque bajo como en el bloque alto de la falla. El modo de deformación (engrosamiento o estiramiento) dependerá de la relación propagación sobre desplazamiento, ángulo de rampa, etc. (Allmendinger, 1998). Cuando se computan las elipses de deformación se pueden identificar rápidamente las zonas que han sufrido mayor estiramiento, junto con la orientación de las líneas de no extensión finita. En estas regiones (si se encuentran rocas competentes) se espera encontrar una mayor concentración de fracturas que estarían orientadas aproximadamente en forma paralela a las direcciones de no extensión finita. En los modelos presentados en la Figura 6 se observa que las regiones de mayor deformación se encuentran en el flanco frontal e incluso si la relación propagación sobre desplazamiento es baja (aproximadamente menor a 1.5, Fig. 10) la zona de mayor deformación se encuentra en el bloque bajo. La imagen de pozo que se obtuvo en la estructura que se muestra en la Figura 10 confirmó la presencia de fracturas, incluso los mayores agrupamientos (clusters) de fracturas son coincidentes con la zona de mayor deformación predicha por el modelo de trishear. La producción inicial de este pozo confirmó la presencia del reservorio fracturado. Es importante destacar que el modelo de trishear muestra que la mayor fracturación se encuentra en el bloque bajo de la estructura, con lo cual es posible hacer un pozo desviado para evaluar el mismo.

CONCLUSIONES:

Las regiones que han sufrido una mayor deformación dentro de estructuras de pliegues relacionados con propagación y flexión de fallas presentarían una mayor posibilidad de encontrar reservorios fracturados si las rocas son lo suficientemente competentes. De acuerdo con lo presentado, la ubicación más favorable para perforar estas estructuras *no se encuentran* en las zonas más altas (crestas de anticlinales), sino en los flancos (en general el flanco frontal, Fig. 10) y hasta en los bloques bajos de las fallas, tal como lo muestra el modelo de trishear.

Es importante destacar que la geometría de una estructura no es suficiente para evaluar la deformación interna que posee la misma ya que la misma puede ser alcanzada de maneras diferentes. De acuerdo con lo presentado, una sección estructural puede ajustarse en gran medida si se realizan perfiles de deformación, se analizan los estratos de crecimiento, se determina la clase de pliegue en secciones sísmicas, etc.

Otro punto a tener en cuenta es que la metodología presentada no predice si las fracturas que se encuentran serán abiertas o cerradas. Algunos autores argumentan que en las fracturación primaria debida al evento principal de deformación estarían en general cerradas ya que los mecanismos de disolución por presión disminuirían la porosidad secundaria, al igual que el brechamiento y la cataclasis (Mitra, 1988), mientras que el fracturamiento relacionado con eventos de deformacionales posteriores tendría más posibilidades de mantener la porosidad secundaria.

Por último, cabe destacar que los modelos geométrico-cinemáticos presentados, sobre todo los que involucran la migración de bandas kink son en general limitados para explicar tanto la geometría como la deformación real que existe en la naturaleza. Aparentemente el modelo de trishear puede explicar una gama mayor de geometrías y sobre todo puede cuantificar no solamente la deformación, sino la orientación de las fracturas relacionadas con los cambios de espesores que sufrieron las rocas competentes.

AGRADECIMIENTOS:

Los autores de este trabajo agradecen a la Gerencia del Departamento de Exploración de YPF S.A., División Regional Oeste, por la autorización para la publicación de este artículo. Al mismo tiempo se agradece a René Manceda e Ignacio Brissón por los comentarios acerca del trabajo y a Salvador Miniti por la revisión profunda del manuscrito, cuyos comentarios contribuyeron significativamente para mejorar la calidad de este trabajo.

REFERENCIAS:

- ALLMENDINGER, R.W., 1998. Inverse and forward numerical modelling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics* 17, 4: 640-656.
- ANASTASIO, D. J., M. D. FISCHER, T. A. MESSINA Y J. E. HOLL, 1997. Kinematics of décollement folding in the Lost River Range, Idaho. *Journal of Structural Geology* 19, 3-4: 355-368.
- DAHLSTROM, C. D. A., 1969. Balanced Cross-Sections. *Canadian Journal of Sciences* 6: 743-757.
- ERSLEV, E. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology* 19: 617-620.

- FISCHER, M. P., N. B. WOODWARD y M. M. MITCHELL, 1992. The kinematics of break-thrust folds. *Journal of Structural Geology* 14, 4: 451-460.
- JAMISON, W. R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology* 9: 207-219.
- HARDY, S., y POBLET, J., 1995. The velocity description of deformation, 2, sediment geometries associated with fault-bend and fault-propagation folding. *Marine and Petroleum Geology* 12: 165-176.
- HARDY, S. y M. FORD, 1997. Numerical modelling of trishear fault propagation folding. *Tectonics* 16, 5: 841-854.
- MEDWEDEFF, D. A y J. SUPPE, 1997. Multibend fault-bend folding. *Journal of Structural Geology* 19, 3-4: 279-292.
- MITRA, S., 1986. Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position and hydrocarbon potential. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 70: 1087-1112.
- MITRA, S., 1988. Effects on deformation mechanisms o reservoir potential in Central Appalachian Overthrust belt. *AAPG Bulletin* 72: 536-553.
- MITRA, S. y V. S. MOUNT, 1998. Foreland basement-involved structures. *AAPG Bulletin* 82: 70-109.
- NARR, W y J. SUPPE, 1994. Kinematics of basement-involved structures. *American Journal of Science* 294:802-860.
- NAMSON, J. 1981. Structure of the Western Foothills Belt, Miaoli-Hsinchu Area, Taiwan (I) Southern Part. *Petroleum Geology of Taiwan* 18: 31-51.
- POBLET, J. y K. R. MCKLAY, 1996. Geometry and Kinematics of single layer detachment folds. *AAPG Bulletin* 80: 1085-1109.
- RAMSAY, J. G., 1967. Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill.
- RIBA, O., 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A genetic interpretation. *Sedimentary Geology* 15: 213-233.
- SUPPE, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283: 684-721.
- SUPPE, J., 1985. Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N.J., 537p.
- SUPPE, J. y D. A. MEDWEDEFF, 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83: 409-454.
- SUPPE, J., CHOU, G. T. y S. C. HOOK, 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In *Thrust Tectonics*, ed. K. McKlay, Chapman and Hall, London: 105-122.
- TWISS R. J. y E. M. MOORES, 1992. Structural Geology. W. H. Freeman and Company, New York.
- WEISS, L. E., 1980. Nucleation and growth of kink bands. *Tectonophysics* 65: 1-38.
- ZAPATA, T. y R. W. ALLMENDINGER, 1996. Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina. *Tectonics* 15: 1065-1083.

Leyenda de Figuras:

Figura 1: Modelos geométricos de estructuras generadas por la migración de bandas kink. Los diferentes tonos de grises muestran las zonas que han sufrido uno o más eventos de plegamiento relacionado con la migración de estas bandas. En el caso del pliegue de propagación de fallas de eje fijo existe una componente adicional de engrosamiento o adelgazamiento del flanco frontal.

Figura 2: Migración e interferencia de bandas kink según Weiss, 1980, modificado de Medwedeff et al., 1997.. La interferencia puede ser horaria u antihoraria. En la parte inferior de la figura se muestra un ejemplo de interferencia de sentido horario asociado a dos rampas basales. Nótese que luego de un desplazamiento considerable (estado final) el efecto de interferencia desaparece.

Figura 3: Concepto de Trishear (modificado de Allmendinger 1998).

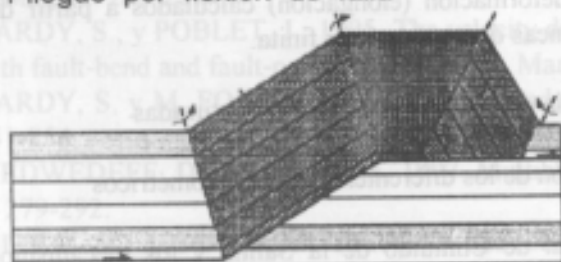
Figura 4: Geometría interna de los estratos de crecimiento según se depositen sobre una superficie que rota en forma instantánea o progresiva.

Figura 5: Gráfico del tipo de deformación en plegamiento multicapa que tiene en cuenta la competencia de una unidad litológica vs. la competencia general del paquete de rocas (modificado de Twiss y Moores, 1992).

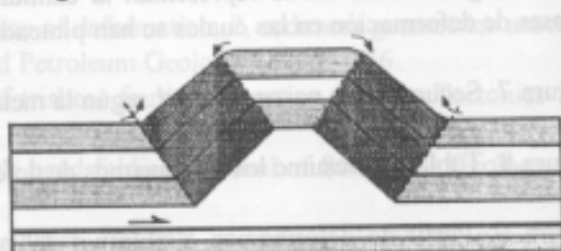
Figura 10: Sección sísmica convertida en profundidad que muestra un pliegue por propagación de falla perforado en el frente de corrimiento de la faja plegada y corrida andina que ha sido modelado con el software Trishear (Allmendinger, 1997). Véase referencia en el texto.



Pliegue por flexión de falla

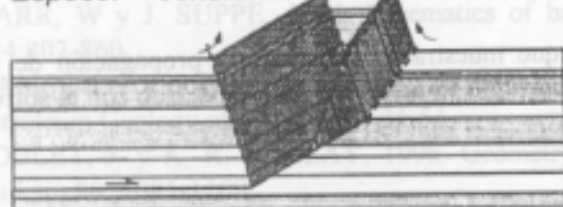


Pliegue de despegue

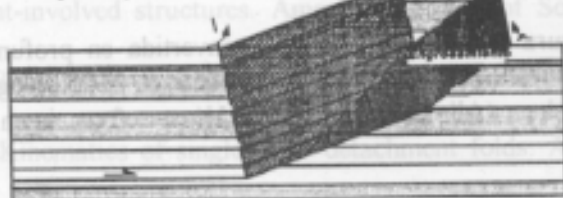


Pliegue de propagación de falla

Espesor constante



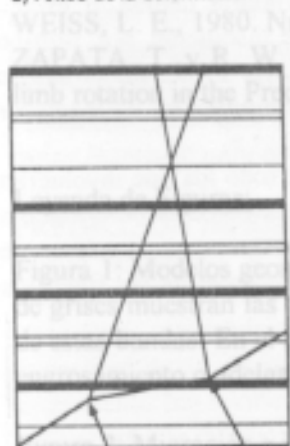
Eje Fijo



1 evento 2 eventos 3 eventos

Figura 1

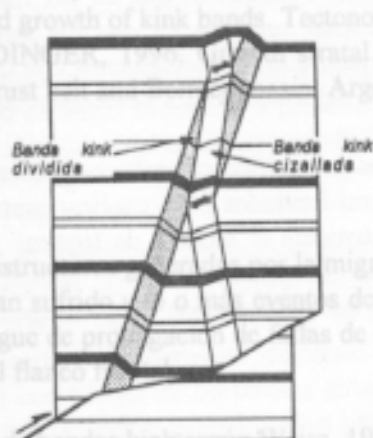
a) Antes de la deformación



Flexión 1 Flexión 2

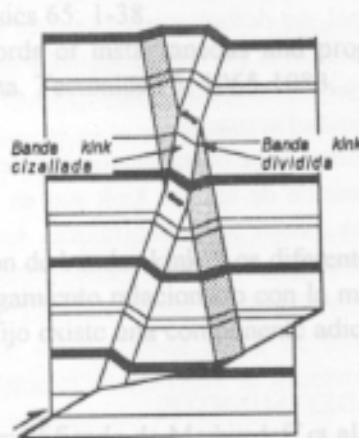
Estado inicial

b) Interferencia horaria



Interferencia de bandas kink

c) Interferencia antihoraria



Estado final

Figura 2

Figura 5: Gráfico del tipo de deformación en plegamiento multicapa que tiene en cuenta la competencia de una unidad litológica vs. la competencia general del paquete de rocas (modificado de Twiss y Moores, 1992).

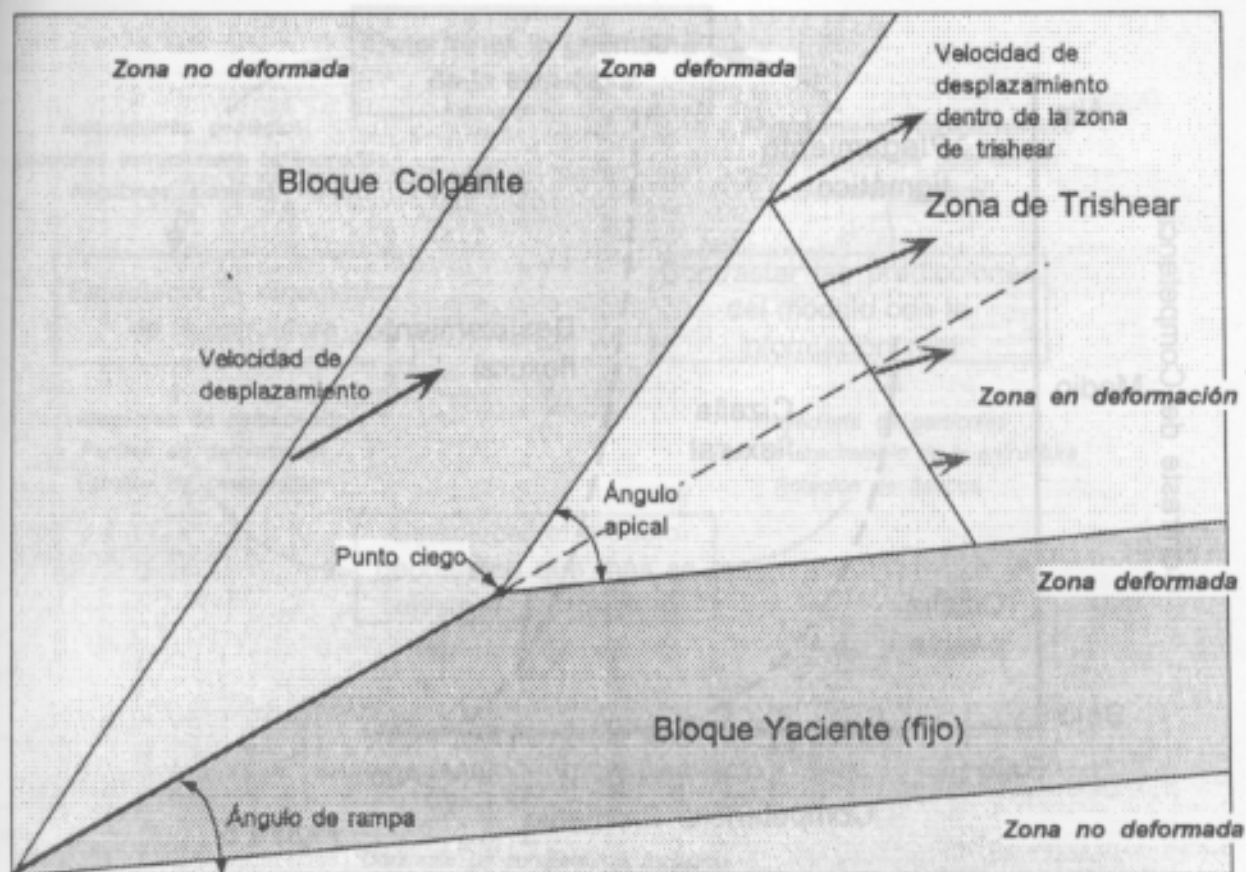
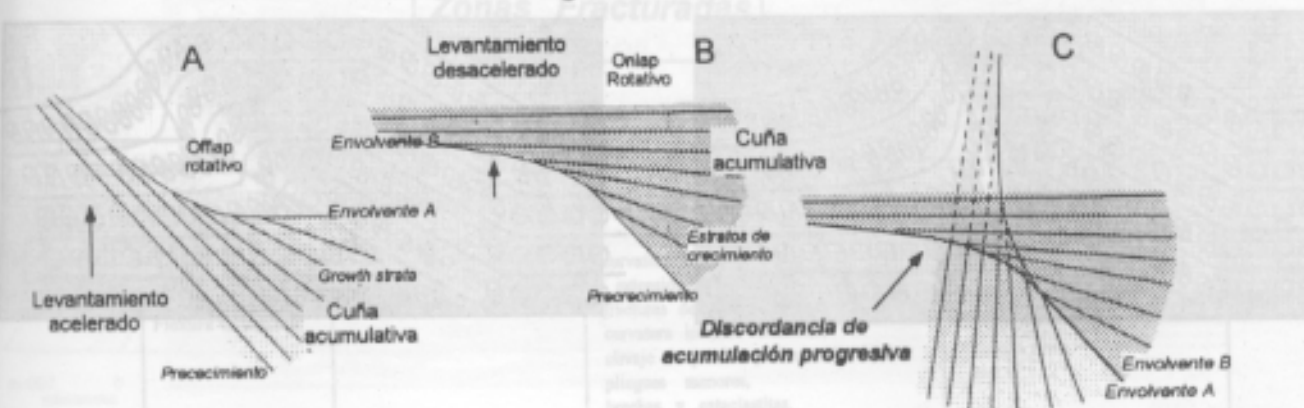


Figura 3

Rotación Progressiva



Rotación Instantánea

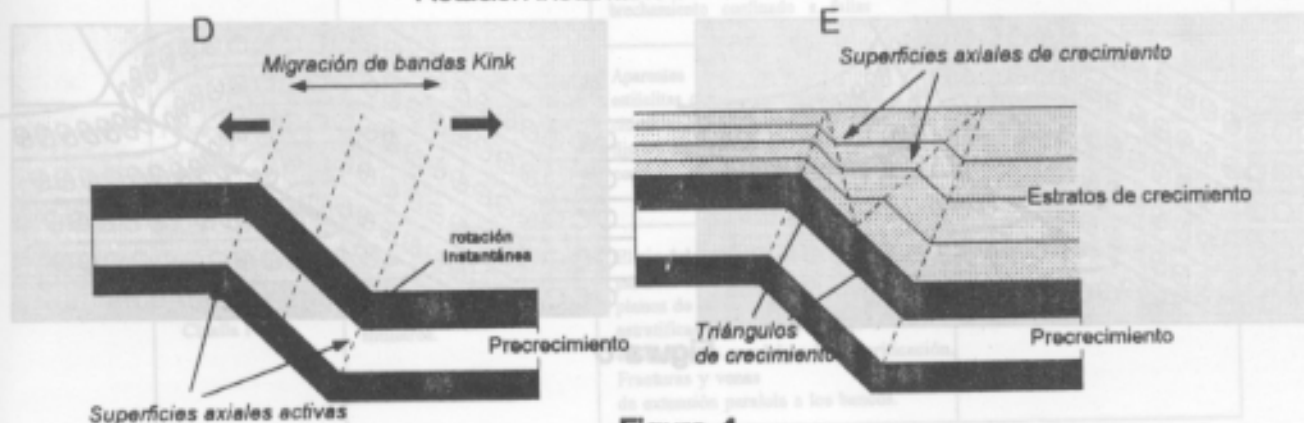


Figura 4

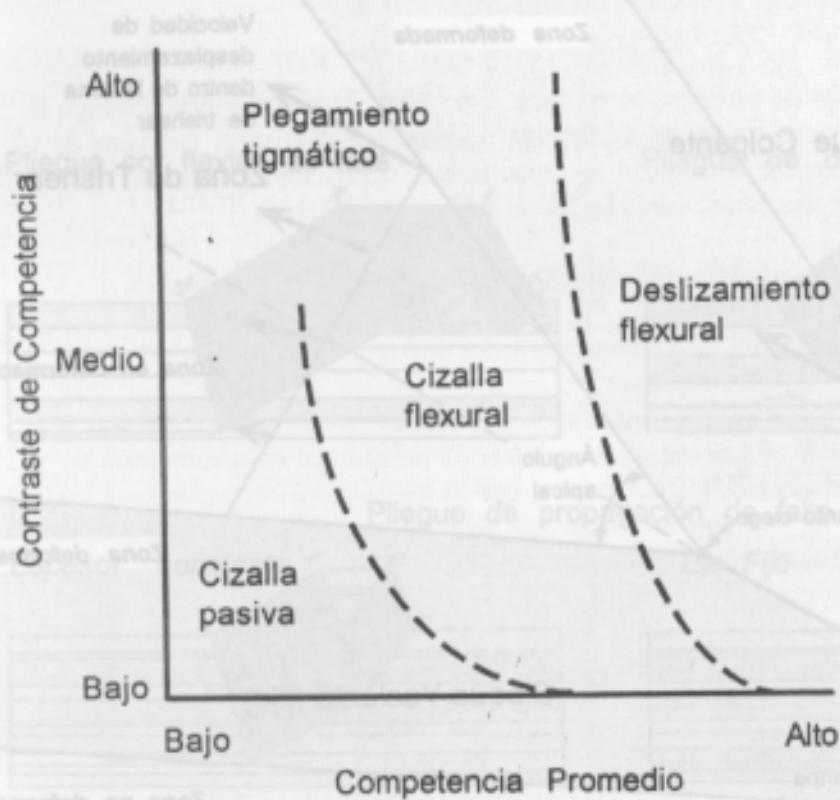
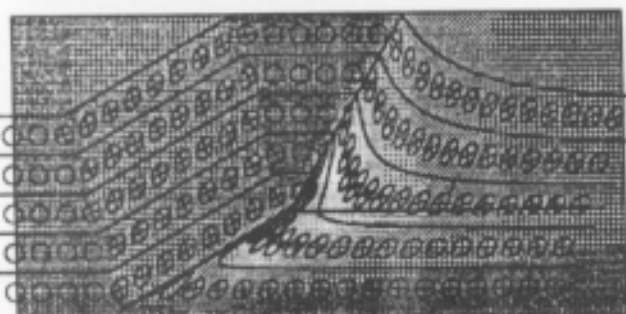


Figura 5

$P/D = 1$

$P/D = 1.8$



$P/D = 1.4$

$P/D = 2.2$

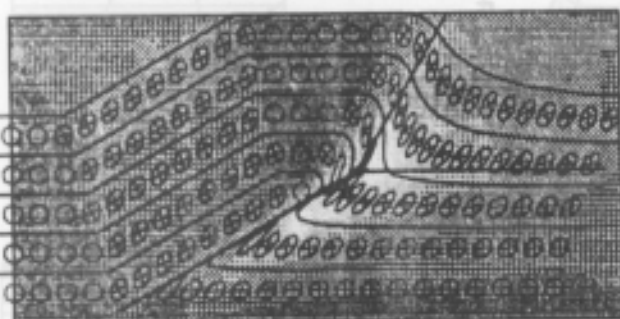


Figura 6

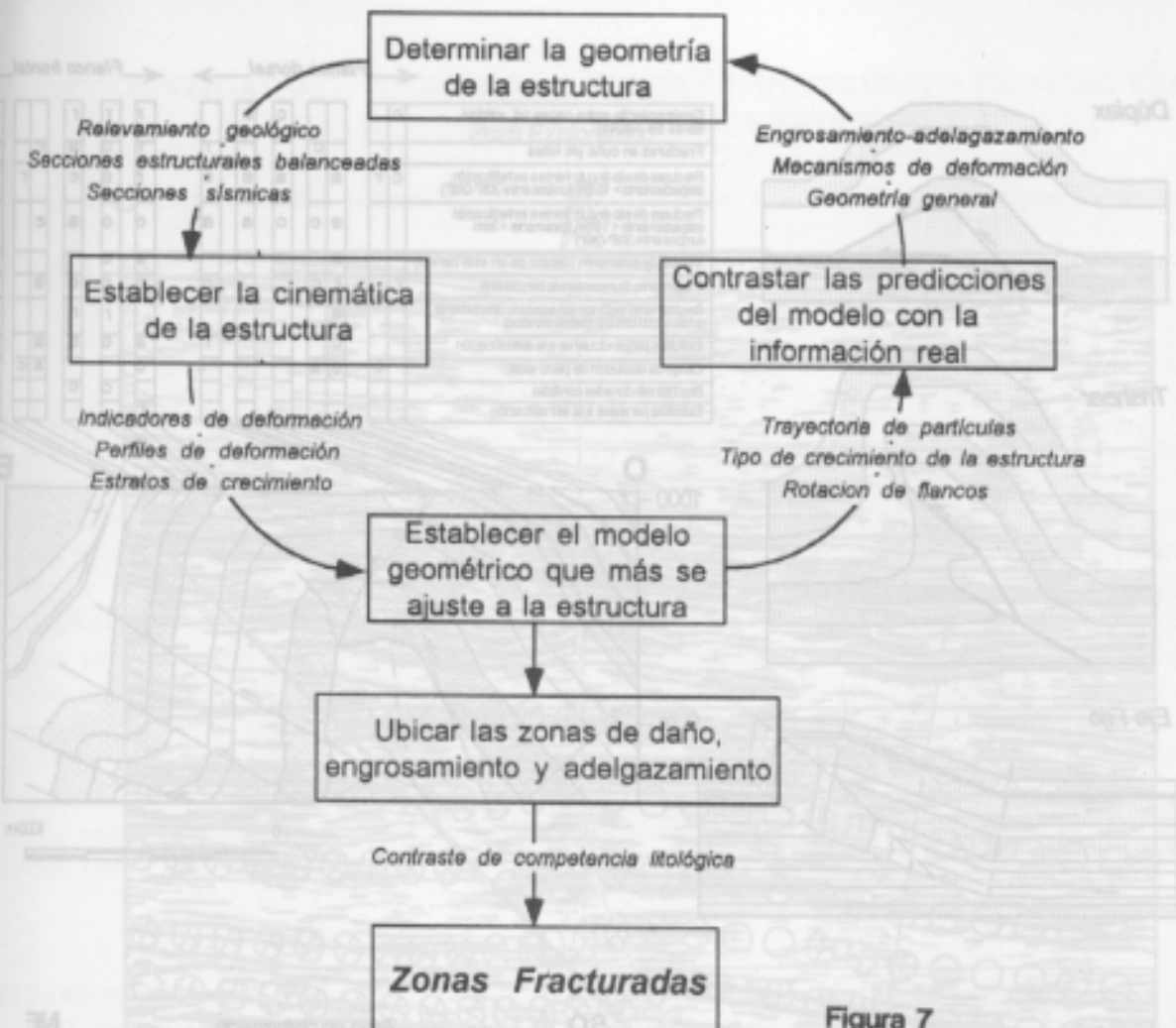
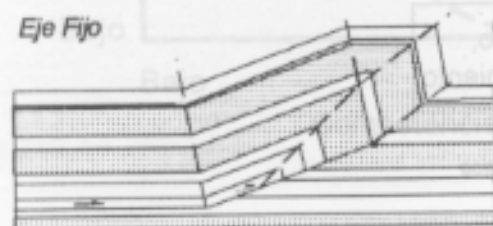
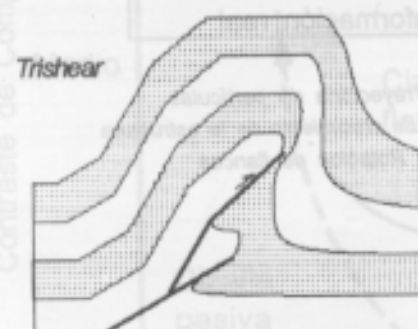


Figura 7

Mecanismo de deformación	Proceso	Estructuras esperadas	Modelos geométricos
Flexura Ortogonal	Curvamiento (Bending), Buckling	curvatura externa; venas de extensión, fallas extensionales, fracturas de alto ángulo, curvatura interna: estilolitas, clivaje de presión y disolución, pliegues menores, brechas y cataclasmáticas.	Pliegues relacionados a cizalla inclinada overthrust, pliegues de despegue.
Cizalla flexural	Curvamiento (Bending), Buckling	Cizalla intraestatal que disminuye hacia la cresta, fallas inversas de bajo ángulo, brochamiento confinado a fallas	Pliegues por propagación de fallas, pliegues de despegue.
Flexura debido a pérdida de volumen	Pérdida de volumen en cuñas o bandas perpendiculares a los estratos	Aparentes zonas de cizalla, estilolitas clivaje en limbos y charnela. Curvatura interna discontinua y curvatura externa continua o ambas discontinuas	Cualquier modelo que tenga un fuerte control litológico
Cizalla Pasiva	Zonas de cizalla simple que cortan la estratificación. Curvaturas superior e inferior similares.	El eje del pliegue es siempre paralelo a la intersección de los planos de cizalla y la estratificación. Fallas y zonas de cizalla no paralela a la estratificación. Fracturas y venas de extensión paralela a los flancos.	Modelos de cizalla vertical o inclinada.

Figura 8



Desgaste entre capas (ej. estrías, lóbras de calcio)	C
Fracturas en cuña y/o fallas	
Fractura de la raíz (fractura de estratificación) (espaciamiento > 10 mm, raras entre 300-600)	G
Fractura de la raíz (fractura de estratificación) (espaciamiento < 10 mm, típicamente < 30 mm raras entre 300-600)	
Venas de extensión (dentro de un solo banco)	
Regimiento de mesoclasa, bandadink (movimiento tectónico y/o asociado directamente a fallas, con diámetros milimétricos)	F
Estructuras perpendiculares a la estratificación	
Choque de disolución de plomo más	
Broches seleccionados con fines	
Estructuras conexas a la estratificación	

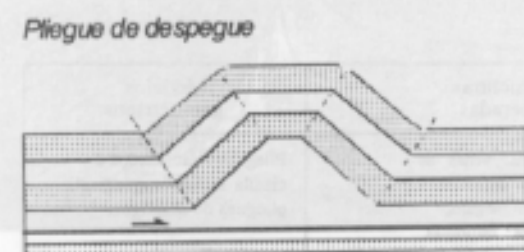
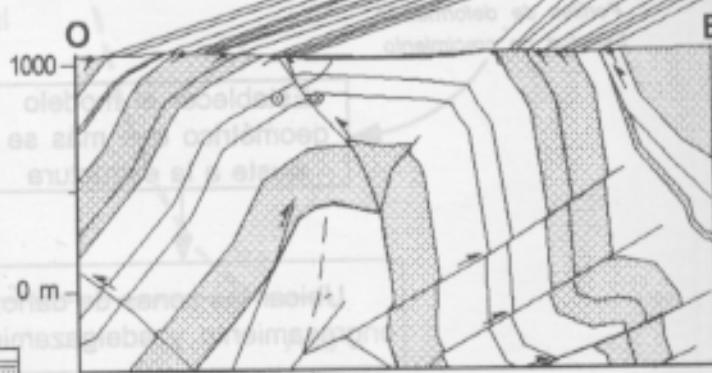


Figura 9

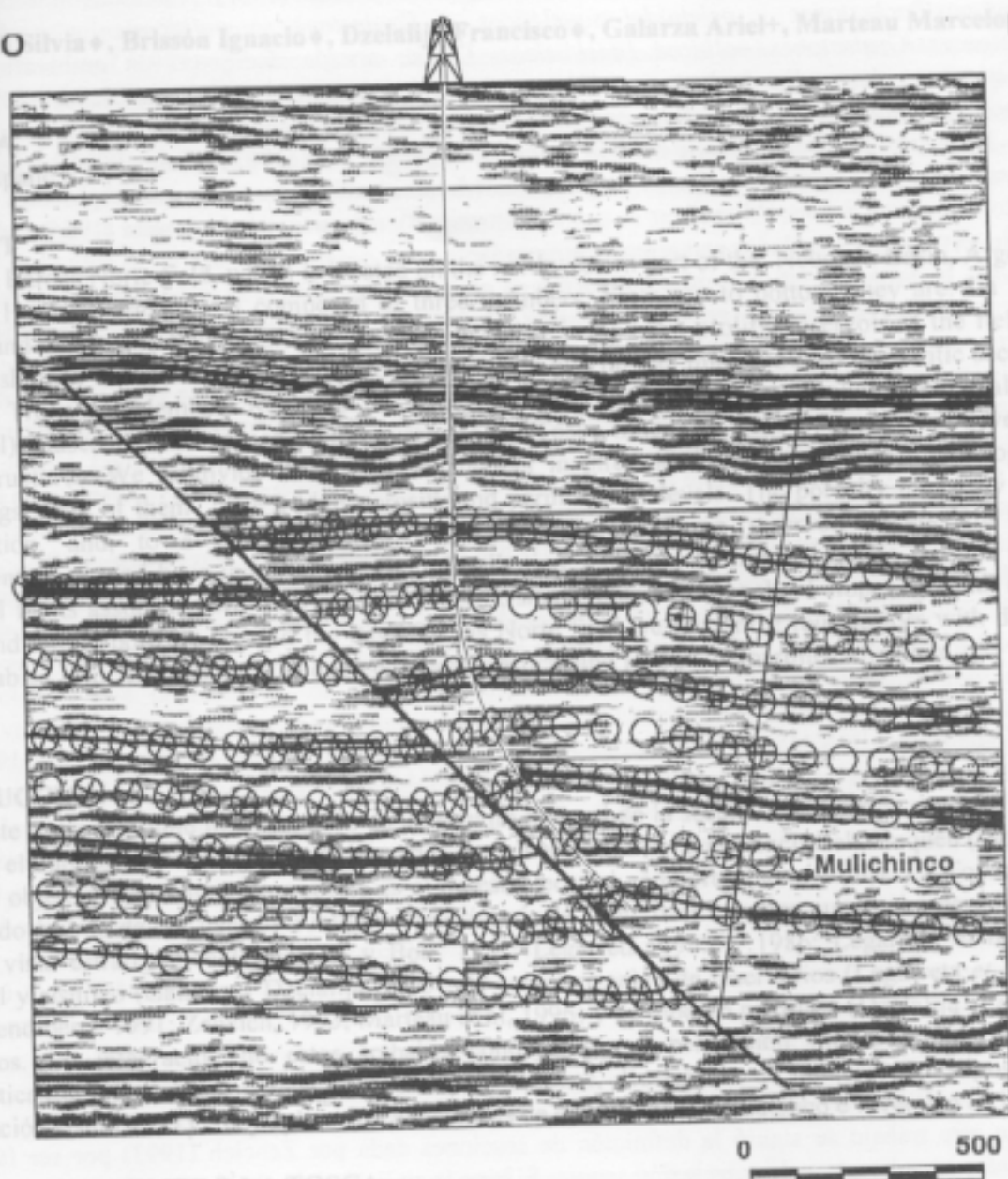


Figura 10

SÍNTESIS DEL MIEMBRO LA TOSCA

La F. Huitrín es una unidad litoclastica de compleja composición, aparece en el subsuelo del sector de estudio con casi todas las entidades que la constituyen (figura 2). En la base el M. Chorrado inferior (siliciclásticos de plataforma dominado por tormentas a shoreface inferior o frente deltaico y carbonatos de rampa dolomitizados, marino), por encima los M. Troncoso inferior (arenitas y vaques, fluvial y cólico —esta última facies solo identificada al Sur del Río Colorado) y Troncoso Superior (anhidrita, halita y silvita, marino hipersalino) y al techo el M. La Tosca (pelitas, calizas y dolomitas de rampa carbonática/plataforma externa, marino) (Legarreta y Boll, 1982). Están ausentes en la zona de estudio —o no han sido debidamente identificadas— registros marinos hipersalinos de la sección superior del M. Chorrado.

Por encima le suceden depósitos evaporíticos y arcillas de la F. Rayoso, lo que provoca que el M. La Tosca esté completamente confinado por evaporitas. El comportamiento mecánico contrastante —frágil del carbonato, y dúctil/soluble de las evaporitas por encima y debajo— da lugar a la formación de estructuras de gran complejidad cuando son sometidos a los distintos esfuerzos tectónicos.

SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOAMBIENTE