



MODELAMIENTO DE LA DEFORMACIÓN DE LA FORMACIÓN ABANICO, EN LA CARRETERA EL COBRE, VI REGIÓN.

CONTRERAS, J.P.¹, CHARRIER, R.²

¹ Departamento de Geología. Universidad de Chile. Casilla 13518, Correo 21, Santiago. jpcontreras@esfera.cl

² Departamento de Geología. Universidad de Chile. Casilla 13518, Correo 21, Santiago. rcharrie@cec.uchile.cl

INTRODUCCION

El presente estudio muestra la modelación numérica de los pliegues presentes en las rocas asignadas a la Formación Abanico (= Coya–Machalí), ubicadas en la Carretera el Cobre, VI Región. Estos pliegues se habrían formado por propagación de falla durante la inversión de la cuenca extensional de Abanico (Charrier *et al.*, 2002), por lo que se ocupó el programa TRISHEAR 1.4.2, el que sirve exclusivamente para este tipo de pliegues, y fué desarrollado por el Dr. Richard Allmendinger en la Universidad de Cornell, U.S.A.

MARCO GEOLÓGICO DE LA FORMACIÓN ABANICO

La Formación Abanico se distribuye formando 2 franjas (Klohn, 1960; Charrier, 1981; Thiele, 1980) paralelas, orientadas Norte – Sur y ubicadas en la Cordillera Principal de los Andes de Chile entre los 33° - 36° de latitud Sur, las que se encuentran separadas por la Formación Farellones (Thiele, 1980). La franja occidental limita al oeste con la Depresión Central y la franja oriental limita al este con unidades mesozoicas ubicadas en la Cordillera Principal (Thiele, 1980; Charrier, 1973, 1981).

La secuencia está formada por tobas y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas y sedimentitas clásticas y localmente espesores importantes de calizas. Estudios a lo largo del valle del río Maipo (Aguirre, 1999; Baeza, 1999; Medina, 2001) pusieron en evidencia una organización cíclica de los depósitos de esta formación.

Esta unidad (Klohn, 1960) sobreyace discordantemente a las Formaciones Nieves Negras (= Leñas – Espinoza), Río Damas y Baños del Flaco, de edad Caloviana (Charrier *et al.*, 2002), Kimmeridgiano (Charrier *et al.*, 1982), y Titoniana-Neocomiana respectivamente. Godoy y Lara (1994) consideran, en cambio, a este contacto como una falla inversa correlacionable con la falla El Fierro, la que interpretan como un cabalgamiento fuera de secuencia de la faja plegada y corrida que afecta a las series mesozoicas del antepais andino.

La Formación Abanico se encuentra infrayaciendo a la Formación Farellones, ambas se diferencian principalmente en su grado de deformación y alteración. Sin embargo, no existe entre ambas un límite regional y sus relaciones de contacto también han generado controversia. En

algunos sectores el contacto es concordante o pseudo concordante (Godoy y Lara, 1994; Navarro, 2001), mientras que en otros es discordante (e.g. Charrier, 1981).

Los antecedentes radioisotópicos disponibles para las discordancias observadas en diferentes sitios, indican edades diferentes para el episodio deformativo y gradualmente más jóvenes hacia el sur (Charrier *et al.*, 2002). Esto pone en evidencia que la deformación no se ha manifestado necesariamente en todas partes en el mismo momento y que incluso en algunos sectores, ésta no se habría manifestado. Estas discordancias tienen una escasa distribución regional, son de tipo progresivo y estarían controladas por fallas ciegas (Charrier *et al.*, 2002).

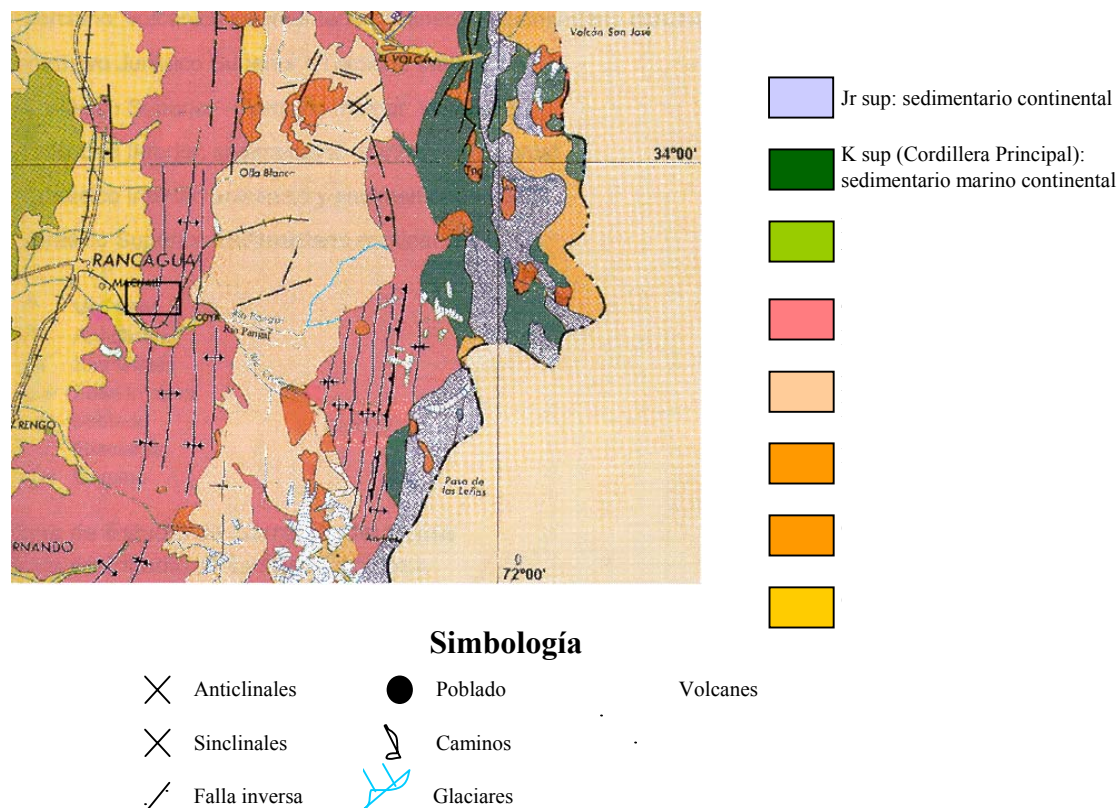


Figura 1. Mapa Geológico Regional escala 1:1.000.000. El rectángulo indica la ubicación del área de estudio. Modificado y simplificado de SERNAGEOMIN, 1981; Godoy y Lara, 1994; Zurita, 1999)

Los espesores mínimos de esta formación, medidos en las hoyas de los ríos Maipo y Cachapoal, son de 1800 m en la Carretera El Cobre (zona de estudio); de más de 2500 m en el cajón de Las Leñas; más de 1400 m al sur de San José, en el Cajón del Maipo (Aguirre, 1999) y más de 2400 m en el sector del Río Yeso (Baeza, 1999). Estos espesores son considerados mínimos dado que en ninguna de las localidades mencionadas aflora la base de la secuencia, lo cual se puede interpretar como el resultado de la depositación en subcuencas con distinta subsidencia, más aún

teniendo en cuenta la existencia de espesores erosionados durante la exhumación producida durante la inversión de la cuenca (Zurita, 1999).

El ambiente de depositación corresponde al de una o varias cuencas o subcuencas subsidentes extensionales en la que se desarrollaron numerosos centros volcánicos, los que produjeron grandes volúmenes de material volcánico fragmentado el cual fue retrabajado en períodos de quiescencia volcánica produciendo intercalaciones fluviales, aluviales e incluso lacustres (Baeza, 1999; Elgueta et al., 2000).

La inversión de este sistema de cuencas habría comenzado en el Mioceno inferior y habría continuado hasta, por lo menos, el Mioceno Superior. Este proceso habría aprovechado las estructuras extensionales preexistentes, y muy probablemente prosigue hasta el presente, si se considera la existencia de importante actividad sísmica superficial concentrada a lo largo de algunas fallas mayores que se interpretan como asociadas al desarrollo e inversión de la cuenca extensional de Abanico (Charrier *et al.*, en prensa). La propagación de estas fallas, durante el proceso de inversión, habría generado la mayor parte de la deformación de las rocas depositadas en las cuencas.

GEOLOGIA LOCAL

Las estructuras, a la escala del trabajo, presentes en la Carretera el Cobre corresponden a dos sinclinales separados por un anticlinal (figura 2). Estos pliegues son asimétricos y tienen vergencia occidental. El sinclinal occidental posee un eje de orientación N20°E, y es el único de los tres que tiene las capas de la charnela expuestas en este perfil. La orientación del anticlinal central es N-S, y la del sinclinal oriental es N15°E (Charrier, 1981). Todos los ejes buzan levemente al norte.

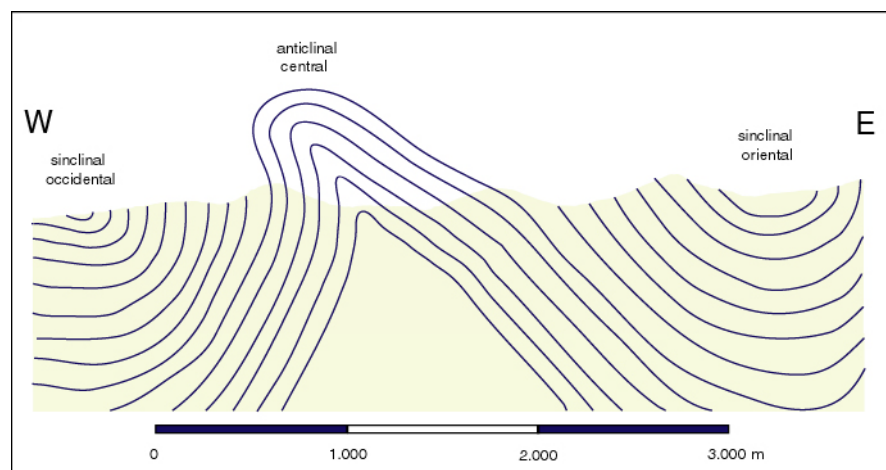


Figura 2. Reconstrucción del pliegue observado en la Carretera el Cobre. En color crema se puede observar la topografía

A lo largo de la Carretera el Cobre afloran rocas volcánicas y volcanoclásticas, además de rocas sedimentarias, que van desde brechas y conglomerados hasta lutitas y limolitas. Las primeras son asignables a facies volcánicas centrales y facies de abanico volcanoclástico; y las segundas son

asignadas a facies fluviales y lacustres (Zurita, 1999). La columna que se encuentra en el flanco oriental del anticlinal central es, en términos volcánicos, más distal que la que se encuentra en el flanco occidental.

INTRODUCCIÓN A LA CINEMATICA TRISHEAR

El concepto de Trishear fue propuesto por Erslev (1991) como un método alternativo a la cinemática de bandas kink para modelar pliegues producidos por propagación de falla. Suppe (1985) definió a estos pliegues como pliegues que representan la deformación que se produce en el frente de una superficie de falla que se está propagando. Esta deformación se concentra en una zona triangular de cizalle, la que debe ser simétrica, es decir, debe pertenecer, tanto al bloque colgante como al yacente; además, el desplazamiento de los vectores de movimiento no deben ser paralelos dentro de la zona triangular, para que exista conservación de masas como se muestra en la figura 3 (Erslev, 1991).

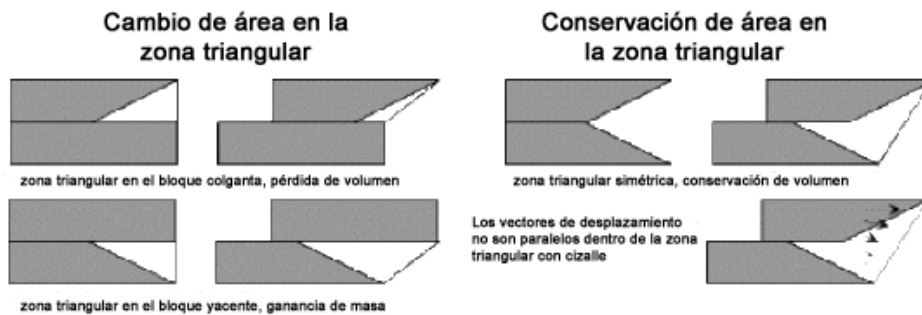


Figura 3. Conservación de masa y vectores de desplazamiento en la zona triangular de cizalle. Modificado de Erslev (1991).

Actualmente se usa la descripción de la velocidad de trishear descrita por Hardy y Ford (1997). Todos los puntos ubicados en el bloque colgante de la falla se mueven con velocidad constante mientras que los puntos ubicados en bloque yacente permanecen fijos. En una línea dentro de la zona triangular de cizalle que es perpendicular a la proyección de la falla, la velocidad disminuye linealmente a cero hacia el bloque yacente, junto con una variación angular (Hardy y Ford, 1997).

Existen 5 parámetros que controlan la geometría de un pliegue trishear, estos son: 1. Ángulo de rampa (inclinación de la falla), 2. el desplazamiento total de la falla en el manteo (dado que se generan perfiles de pliegues), 3. la posición X e Y de la “tip line”, 4. el ángulo apical de trishear y 5. la razón P/S (figura 4). Algunos de estos parámetros se pueden determinar bien si se conoce muy bien la geometría de la estructura, pero la caracterización física del ángulo apical de trishear y de la razón P/S es más complicada.

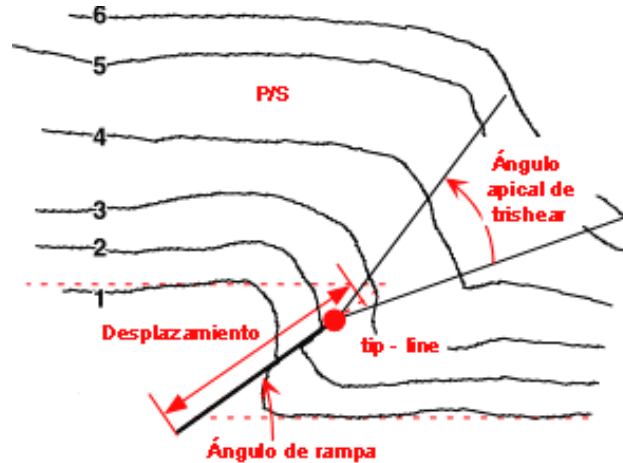


Figura 4. Parámetros que controlan la geometría trishear

Un parámetro que determina en manera significativa la forma del pliegue que se va a formar es la razón P/S. Esta razón representa la relación entre la propagación (P) de la punta de la falla (tip line) versus el desplazamiento (S) de la misma. Si $P/S = 0$ la zona triangular de cizalle está fija al bloque yacente, y si $P/S = 1$ esta zona está fija al bloque colgante (Erslev, 1991). Posteriormente se mostró que esos son 2 casos especiales dentro de un amplio espectro de posibles valores para la razón P/S (Hardy y Ford, 1997).

Para lograr estructuras más complejas que los simples monoclinales que se obtienen a partir del trishear simple, los parámetros de trishear también se pueden hacer variar en el tiempo y además, se puede incluir más de una falla en un modelo, esto es llamado trishear complejo.

MODELAMIENTO DE LA DEFORMACION

El objetivo principal de este modelamiento es el de conocer los parámetros de trishear asociados a las fallas responsables de la deformación de las rocas presentes en el área de estudio.

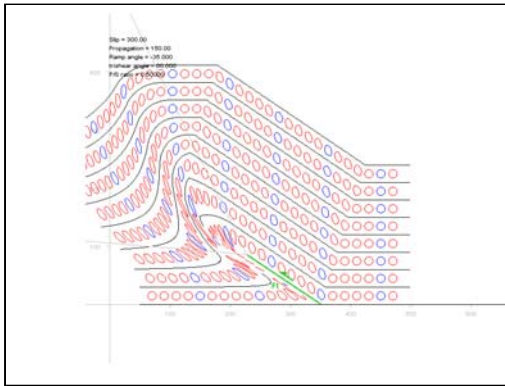
Dado que no es posible hacer una correlación entre las columnas ubicadas en ambos flancos del anticlinal, puesto que los estratos de la Formación Abanico se caracterizan, en general, por acuñarse rápidamente siendo muy difícil encontrar capas guías, se modelará únicamente la geometría del pliegue. Entonces, se ocupará para el modelo capas inicialmente con iguales espesores (30 pixeles) y actitud horizontal.

Puesto que la geometría de los pliegues sugiere una génesis por propagación de falla, el parámetro P/S se encuentra, a priori, acotado inferiormente por 0 y superiormente por 15. Sobre la base del análisis de la forma del anticlinal central se plantea que éste debe haberse formado en condiciones de baja tasa de strain debido a que las capas están muy plegadas, habiendo incluso capas invertidas. Por lo anterior, en la modelación, el parámetro P/S ocupado será bajo.

Teniendo en cuenta, además, que las capas verticales del flanco occidental del anticlinal, que afloran a la cota de la carretera alcanzan en la zona del plano axial del pliegue se eleva a más de

600 m aproximadamente sobre la carretera, por lo cual, se estima que el deslizamiento de la falla debe haber tenido una magnitud similar.

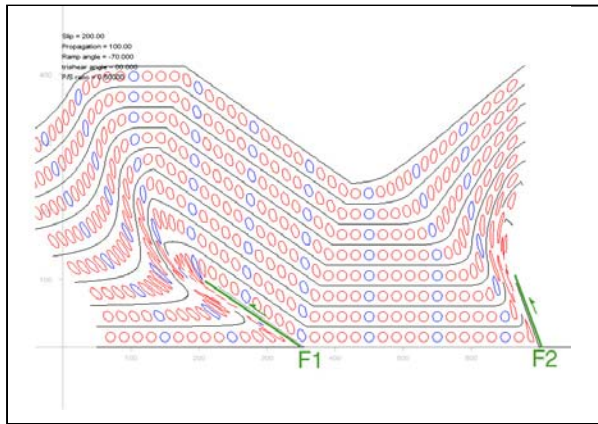
Posteriormente, se ocuparon unas plantillas generadas por Baeza (1999) como una segunda aproximación para conocer los parámetros de trishear y comenzar con el modelamiento. Así se procedió a modelar el anticlinal de la zona de estudio obteniéndose la siguiente figura con los parámetros especificados en la siguiente tabla 1 (Figura 5).



Parámetros de trishear de F1	Valor
P/S	0.5
Manteo de la falla	35°
Ángulo de trishear	60°
Deslizamiento de la falla	300 pixeles
Posición inicial de "tip line"	(0 , 350) pixeles

Figura 5. A la izquierda se aprecia el modelo simple del anticlinal producido por la falla F1, y a la derecha la tabla 1.

De este modo se obtuvo la forma del anticlinal producto de la falla más occidental, F1, pero falta modelar la forma del sinclinal oriental, ubicado al este del anticlinal, donde se encuentran estratos verticales en su flanco occidental. Este sinclinal sugiere un mecanismo de deformación similar al del anticlinal. Considerando que este sinclinal separa al pliegue modelado en la Fig. 5 de otro anticlinal aún más oriental, se propone la existencia de una falla de alto ángulo (F2) con los parámetros especificados en la tabla 2 (Figura 6).



Parámetros de trishear de F2	Valor
P/S	0.5
Manteo de la falla	70°
Ángulo de trishear	60°
Deslizamiento de la falla	200 píxeles
Posición inicial de “tip line”	(0 , 700) píxeles

Figura 6 . Modelo de la deformación con las fallas F1 y F2 a la izquierda, y la tabla 2 a la derecha.

Es importante señalar que, puesto que no existen evidencias de terreno que indiquen la relación temporal de estas fallas, también sería posible hacer el modelo con el desarrollo de F2 primero y después el de F1.

Dado que la charnela del pliegue no aflora, y por lo mismo, no es posible observar crecimiento de estratos, pliegues por flexión de falla, etc., que den luz para poder aplicar a este modelamiento algún tipo de trishear complejo, se ocupó un modelo simple como el que se observa en las figuras anteriores.

El escalamiento del modelo se obtuvo mediante la modelación conjunta del sinclinal occidental, anticlinal central y sinclinal oriental que se observan en la figura 2, donde se hizo calzar una “capa guía” de la figura con una en el modelo. La relación obtenida en éste proceso fue:

$$100 \text{ píxeles} = 345.5 \text{ metros}$$

CONCLUSIONES Y DISCUSION

Para modelar la deformación existente en las rocas de la Carretera el Cobre fue necesario considerar 2 fallas inversas “ciegas”, ambas con manteo hacia el Este, bajo estos pliegues, las que fueron denominadas F1 y F2. El rechazo obtenido para la falla F1 es de 1036 m, y el de la falla F2, de 691 m.

Dado que el análisis fue hecho sobre la base de sólo un perfil, a las fallas modeladas sólo se les calculó el rechazo en la vertical, pero no se descarta un movimiento paralelo al rumbo contemporáneo al período de actividad inverso de éstas fallas, puesto que para producir la inversión de las fallas normales se requiere un ángulo $< 45^\circ$ entre el plano de falla y la dirección principal de compresión (Nalpas *et al.*, 1995).

Si se hubiese modelado con el desarrollo de la falla F2 primero y después el de la falla F1, el manteo de la falla F1 debería haber sido menor (aproximadamente 30° E) y el manteo de F2 mayor, puesto que al “activar” F1 el bloque colgante de ésta rotará en sentido antihorario, produciendo una rotación de todas las estructuras presentes en éste bloque (fallas, eje del pliegue, estratos, etc.). La temporalidad o secuencia de las fallas es importante para establecer un modelo

que explique el contexto de esta deformación en un modelo más global de la Formación Abanico, lo que no se ha podido realizar en el presente estudio.

Aún así, los resultados obtenidos, para cualquiera de los órdenes del desarrollo de las fallas F1 y F2, son muy similares, por lo que la interpretación para uno u otro caso es muy similar.

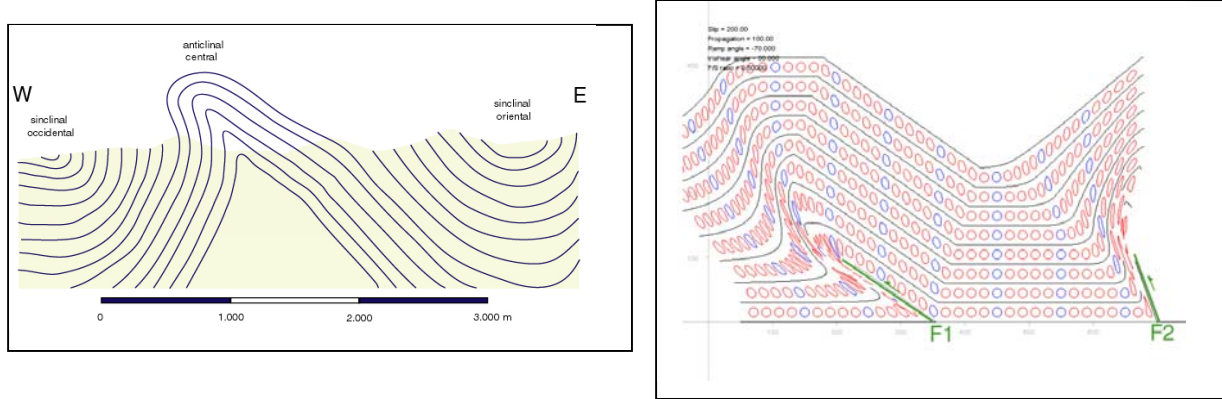
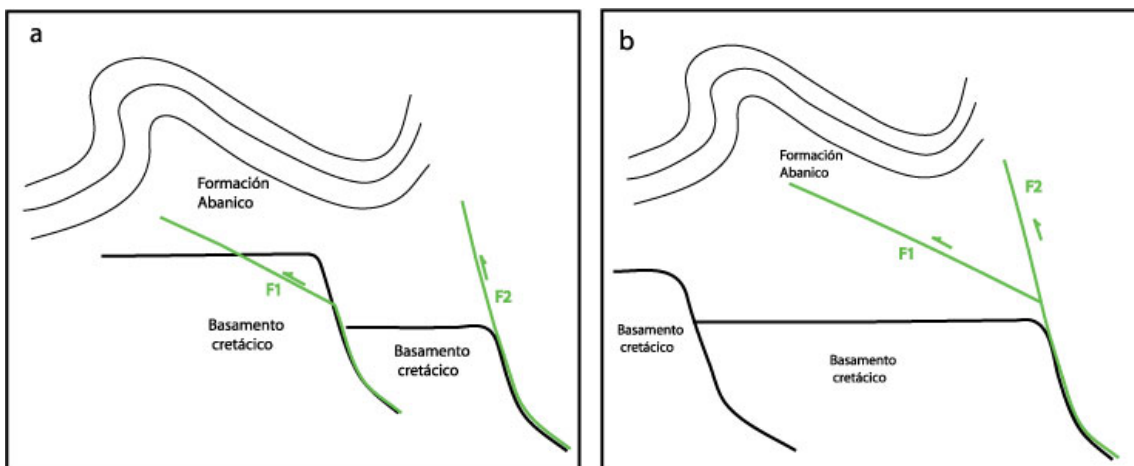


Figura 7. Comparación entre el modelamiento en Trishear 1.4.2 (perfil derecho) y el perfil de terreno de la Carretera el Cobre (perfil izquierdo).

Dado que estas fallas se encuentran en el borde occidental de los afloramientos de la Formación Abanico, su fuerte manteo y su notable rechazo vertical, éstas pueden ser fallas del borde de ésta cuenca. Así, el modelo propuesto es que la falla F1 es una falla de bajo ángulo que nace de una falla normal posteriormente invertida, siendo posiblemente una falla de atajo y la falla F2 es una falla normal posteriormente invertida, de alto ángulo, que se propaga cortando los depósitos de la cuenca (Figura 8a). Otro posible modelo es que la falla F2 sea la falla de alto ángulo de la que nace F1 (Figura 8b).

Figura 8 (página anterior). Esquema interpretativo de la deformación de la formación Coya-Machalí en la Carretera el Cobre.



Llama la atención que el rechazo calculado para éstas fallas, sobre todo para F1 sea tan grande, sin embargo se han observado en otros sectores fallas, que probablemente sean similares a las modeladas, como por ejemplo la extensa falla Chacayes-Yesillo, las que son capaces de soportar rechazos similares a los calculados aquí.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado por el Departamento de Investigación y Desarrollo de la Universidad de Chile (DID) Proyecto Enlace Enl-02/06. Los autores agradecen además a Thierry Nalpas por su valioso aporte en la discusión e interpretación de los resultados.

REFERENCIAS

- Aguirre, R. 1999. Deposición y deformación de la secuencia volcánica Terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo, Región Metropolitana, Chile. Memoria de título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 60 p.
- Allmendinger, R. W. 1998. Inverse and Forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, v. 17, N°4, p. 640-656.
- Baeza, O. 1999. Análisis de Litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 119 p.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A. en prensa. The Abanico Extensional Basin. Regional extensión, chronology of tectonic inversión, and relation to shallow seismic activity and andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie*.
- Charrier, R. 1973. Geología de las provincias de O'Higgins y Colchagua. Instituto Investigaciones Recursos Naturales (IREN), Santiago, Publ. 7, 69 p.
- Charrier, R. 1981. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34° 30' südlicher Breite und tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Berlin, 370 p.
- Charrier, R. 1982. La Formación Leñas-Espinoza: Redefinición, petrografía y ambiente de sedimentación. *Revista Geológica de Chile*, N° 17, p. 71-82.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Swisher, C. C. III, Wyss, A. R. and Zurita, E., 2002. Evidence for extensional basin development and tectonic inversion in the southern central Andes, Chile (33°-36° S). *Journal of South American Sciences*, Vol 15, N° 1, p. 117-139
- Elgueta, S., Charrier, R., Aguirre, R., Kieffer, G. and Vatin-Perignon, N., 2000. Mecanismos de la depositación volcanoclástica oligo-miocena en el Cajón del Maipo, Chile Central. *Proc. 9° Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Vol. 2, p. 21-25.
- Erslev, E. A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, v.19, N° 6, p. 617-620.
- Godoy, E. y Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33°-34° S: nuevos datos en la Cordillera Principal. *Proc. 7° Congreso Geológico Chileno*, Concepción, p. 1344-1348.
- Hardy, S., y Ford, M. 1997. Numerical modeling of trishear fault-propagation folding and associated growth strata. *Tectonics*, v. 16, N° 5, p. 841-854.
- Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central: Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile, Bol., v. 8, 95p.
- Medina, C, 2001. Condiciones de depositación de la secuencia miocénica en el sector cordillerano de San Alfonso, Cajón del Maipo. Región Metropolitana, Chile. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 55 pp.
- Nalpas, T., Le Douaran, S., Brun, J.-P., Unternehr, P. y Richert, J.-P. 1995. Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation. *Sedimentary Geology*, 95, 237-250.
- Navarro, M. H., 2001. Estratigrafía y estilo estructural de las formaciones del margen occidental de la Cordillera Principal en el norte de la VI Región. Memoria de título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 77 p.
- Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 537 pp.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región metropolitana. Carta Geológica de Chile, escala 1:250.000: Instituto de investigaciones Geológicas, Santiago, 39, p. 21.

Zurita, E., 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico=Coya-Machalí, Cordillera principal, Chile central. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 156 p.