



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería  
Chile

Nalpas, Thierry; Townley, Brian; Sanhueza, Diego  
Influencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo: modelamiento análogo  
Andean Geology, vol. 38, núm. 1, enero, 2011, pp. 23-36  
Servicio Nacional de Geología y Minería  
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173918795002>

- ▶ Cómo citar el artículo
- ▶ Número completo
- ▶ Más información del artículo
- ▶ Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal  
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

## Influencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo: modelamiento análogo

Thierry Nalpas<sup>1</sup>, Brian Townley<sup>2</sup>, Diego Sanhueza<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Géosciences Rennes (UMR 6118), Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France-IRD.  
[thierry.nalpas@univ-rennes1.fr](mailto:thierry.nalpas@univ-rennes1.fr)

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.  
[btownley@ing.uchile.cl](mailto:btownley@ing.uchile.cl); [disanhue@ing.uchile.cl](mailto:disanhue@ing.uchile.cl)

---

**RESUMEN.** En este trabajo se presenta un estudio de modelamiento análogo sobre la naturaleza, geometría y cinemática de la deformación a lo largo de fallas de rumbo dada la presencia de un bloque rígido en su trayectoria de deformación. Los modelos análogos están apropiadamente escalados considerando las características reológicas de los materiales que se desean contrastar en la deformación. Dos grandes parámetros fueron probados: la configuración del bloque rígido, variando su forma y tamaño, y el monto del desplazamiento. Los resultados experimentales muestran el desarrollo de rotaciones, fallas y pliegues como producto de la presencia de un bloque rígido en la trayectoria de falla. Los diversos casos geométricos probados pueden ser empleados para su comparación con sistemas de fallas de rumbo en los cuales existen diferencias litológicas de comportamiento reológico diferencial, como por ejemplo el caso del ‘Núcleo rígido de Limón Verde’ al sur de Chuquicamata, ubicado en la trayectoria del sistema de fallas de Domeyko.

*Palabras clave:* Modelamiento análogo, Falla de rumbo, Bloque rígido, Falla de Domeyko.

**ABSTRACT. Influence of a rigid block in a strike-slip fault system: analogue modelling.** This work addresses the kinematic effects of a rigid block in strike-slip systems by using analogue models. The experiments (size, behaviour of materials) were scaled down in order to represent deformation of the tested rheologic contrast conditions in deformation. Two main parameters were tested: the configuration of the rigid block, changing its form and size, and the amount of displacement. The experiments evidenced the development of rotations, faults and folds along the fault trajectory, as resulting from the presence of the rigid block during the deformation. Testing of diverse geometric situations may be used for comparison to strike-slip fault systems in which different lithologies and rheologic behaviour exist, for example, presence of the ‘Limón Verde rigid core’ along the Domeyko fault system, just south of Chuquicamata.

*Keywords:* Analogue modelling, Strike-slip fault, Rigid block, Domeyko fault.

## 1. Introducción

Las fallas de rumbo constituyen importantes estructuras de deformación de la corteza en todos los ambientes tectónicos. Son estructuras que han sido detalladamente estudiadas, tanto en sus propiedades de terreno, geometría de deformación, comportamiento sísmico como también mediante modelamiento análogo (e.g., Harding, 1973; Chester *et al.*, 1993; Sylvester, 1988; Richard *et al.*, 1989; Stern y McBride, 1998; Ueta *et al.*, 2000; Mann, 2007; Faulkner *et al.*, 2008). Estos estudios han mostrado que la deformación en sistemas de fallas de rumbo se desarrolla con la formación de estructuras específicas asociadas a la distribución diferencial de tensores de deformación, como lo son las fallas de Riedel<sup>1</sup>, fallas inversas y normales y pliegues ‘en échelon’ (Sylvester, 1988; Richard *et al.*, 1989; Chester *et al.*, 1993; Faulkner *et al.*, 2003).

En el sistema de formación del orógeno andino no existen zonas de fallas regionales ligadas a la subducción, las que son paralelas al sistema de fosa oceánica, entre las que se reconocen fallas normales, inversas y/o fallas transcurrentes, principalmente estructuras ‘frágiles’ o de transición frágil-dúctil, que acomodan deformaciones de compresión, extensión o cizalle. Estas se han ligado a períodos de convergencia oblicua de placas como son los casos de los Sistemas de Falla de Atacama (Scheuber y González, 1999) y de Falla de Domeyko (Maksaev *et al.*, 1994<sup>1</sup>; Tomlinson y Blanco, 1997a y b) en el norte de Chile y el Sistema Liquiñe-Ofqui (Hervé, 1994; Cembrano *et al.*, 1996) en el sur de Chile.

El **Sistema de Fallas de Atacama** corta las rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico al Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa del norte de Chile. Este es un sistema de falla mayor, que se extiende a lo largo de la Cordillera de la Costa por alrededor de 1.100 km desde los 20°30' hasta los 29°45'S (Saint Amand y Allen, 1960; Arabasz, 1971; Scheuber y Reutter, 1992; Brown *et al.*, 1993; Scheuber y González, 1999; Grocott y Taylor, 2002).

El **Sistema de Fallas de Domeyko**, en el norte de Chile, corta rocas del Paleozoico al Paleógeno (Maksaev, 1990; Boric *et al.*, 1990; Maksaev *et al.*, 1994<sup>1</sup>; Tomlinson y Blanco, 1997a y b; Maksaev y Zentilli, 1999) y se extiende por sobre 800 km a lo largo de la Cordillera de Domeyko entre los 19° y los

27°S (Taylor, 1935; Álvarez *et al.*, 1980; Maksaev y Zentilli, 1999). Este sistema de fallas ocupa la posición correspondiente al borde oriental de la cuenca de trasarco que existió en el Mesozoico, por lo que probablemente el sistema de falla se desarrolló en la zona de debilidad estructural heredada de las fallas normales que limitaron la cuenca. Durante el Eoceno-Oligoceno, un período de acelerada convergencia oblicua de orientación NE entre las placas Farallón y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987), se desarrolló un evento de deformación transpresional asociado con la fase tectónica Incaica, con acortamiento cortical caracterizado por estructuras de sobreescurrimiento, plegamiento, fallas de rumbo, rotaciones y alzamientos de bloques a lo largo de la zona de Fallas de Domeyko (Reutter *et al.*, 1991, 1996; Maksaev y Zentilli, 1999; Arriagada *et al.*, 2003, 2006). La historia cinemática de este sistema de fallas es compleja, con evidencias de fallamiento de rumbo inicial dextral y de una inversión de éste a sinistral (Reutter *et al.*, 1991, 1996; Tomlinson, 1997a y b; Maksaev y Zentilli, 1999), y fallamiento inverso en algún momento de la evolución de la deformación (Amilibia *et al.*, 2000; McInnes *et al.*, 1999), con un desplazamiento total de rumbo sinistral estimado en 25 a 35 km en el caso de la falla Oeste (Reutter *et al.*, 1996; Tomlinson y Blanco, 1997a, b; Campbell *et al.*, 2006). Estudios paleomagnéticos han demostrado rotaciones horarias de hasta 40° en rocas del Mesozoico y Paleógeno a lo largo de la cordillera de Domeyko (Randall *et al.*, 2001; Arriagada *et al.*, 2006). La larga evolución de los procesos de deformación ha otorgado una geometría propia de sistemas de fallas de rumbo, con el desarrollo de múltiples estructuras rotacionales, fallas paralelas y de conexión entre ellas, fallas de tipo cola de caballo, fallas inversas, entre otras, descritas en diversos mapas geológicos y estructurales de la región (e.g., Mpodozis *et al.*, 1993).

El **Sistema de Fallas de Liquiñe Ofqui**, en el sur de Chile, corresponde a un complejo de fallas de intraarco de más de 1.000 km de largo entre los 39° y los 47°S y muestra evidencia de tectónica transpresional y transtensional (Hervé, 1976, 1994; Hervé *et al.*, 1979; Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano *et al.*, 1996).

Estos sistemas de fallas de rumbo cortan rocas de reología muy distintas, con una potencial variación de la resistencia, y comportamiento de deformación a lo largo de su extensión.

<sup>1</sup> Maksaev, V.; Tomlinson, A.J.; Blanco, N. 1994. Estudio geológico de la franja longitudinal comprendida entre Quebrada Blanca y Chuquicamata SERNAGEOMIN-CODELCO, informe (inédito): 72 p.

Los modelos análogos clásicos de zonas de deformación de rumbo no han abordado la influencia de la variación reológica espacial en la evolución de sistemas de fallas de rumbo. Una situación de contrastes reológicos en la naturaleza es la que se pudiera esperar a lo largo de sistemas de fallas que afectan distintos tipos de rocas, las cuales observan un comportamiento diferencial ante procesos de deformación. Un ejemplo pudiera ser la existencia de un núcleo rígido de rocas en la traza de un sistema de fallas, como es el caso del descrito ‘Núcleo rígido Sierra Limón Verde’ en la traza del sistema de fallas de Domeyko (Mpodozis *et al.*, 1993)<sup>2</sup>. Tal efecto genera una geometría particular de estructuras que pueden ser visualizadas en su geometría y evolución de deformación en experimentos análogos y luego contrastados con la situación real descrita en mapas geológicos y estructurales.

El objetivo de este trabajo es comprender cómo las fallas de rumbo se ven afectadas por una variación espacialmente limitada en la reología, estudiar cómo se desarrolla la partición de la deformación dentro y alrededor de un bloque más rígido que el resto, intersectado en la trayectoria de una falla, y cómo evoluciona en el tiempo esta deformación. La metodología de estudio es mediante modelización analógica. Los modelos están construidos con la presencia de un bloque rígido en la traza de falla para simular una variación espacial local de la reología (Fig. 1), como pudiera ser el ejemplo natural del ‘Núcleo rígido Sierra Limón Verde’ en la zona de falla de Domeyko, descrito en Mpodozis *et al.* (1993)<sup>2</sup>.

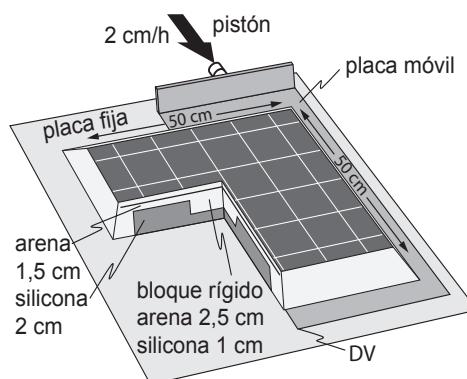


FIG. 1. Aparato experimental. DV, discontinuidad de velocidad. Espesor en centímetros de las capas de silicona y de arena en el bloque rígido y alrededor.

## 2. Procedimiento experimental

Las técnicas de modelamiento utilizadas en el Laboratorio de Modelización Analógica de la Universidad de Chile son similares a las usadas en otros laboratorios para experimentos en sistemas frágil-dúctil (*e.g.*, Laboratorio de Tectónica Experimental de Geosciences Rennes, Universidad de Rennes, Francia) y las cuales han sido descritas en varios estudios previos (*e.g.*, Faugère y Brun, 1984; Vendeville *et al.*, 1987; Davy y Cobbold, 1991). Las rocas frágiles están representadas por arena de cuarzo molido, con un ángulo de fricción interna cercano a 30° y una densidad ( $\rho$ ) de 1.400 kg/m<sup>3</sup>. Las rocas dúctiles están representadas por masilla de silicona con una viscosidad ( $\mu$ ) cercana a 10<sup>4</sup> Pa.s a 30°C (Nalpas y Brun, 1993) y una densidad ( $\rho$ ) alrededor de 1.400 kg/m<sup>3</sup>.

El aparato experimental consiste de una placa basal rígida y fija sobre la cual hay una delgada placa móvil que está fija a una pared móvil que es empujada a una velocidad constante (Fig. 1). El límite de la placa móvil induce una discontinuidad de velocidad asimétrica (DV) en la base del modelo, la cual localiza la deformación (cf. Malavielle, 1984; Allemand *et al.*, 1989; Ballard, 1989; Richard *et al.*, 1991). Las dimensiones del modelo son de 50 por 50 cm sin límites fijos, para producir una cantidad de acortamiento relativamente grande y evitar que se produzca efecto de cuña en el borde. Los experimentos fueron construidos con una capa dúctil de silicona en la base (2 cm de espesor), subyacente a una capa frágil de arena de cuarzo (1,5 cm de espesor) de diferentes colores intercalados (Fig. 1). Para simular un bloque rígido, el modelo tiene en su centro un espesor más importante de arena (2,5 cm) que fue depositado manualmente en un cuadrado en reemplazo de un centímetro de silicona y después el resto de la capa de arena fue depositado tamizando la arena de cuarzo sobre todo el modelo (Fig. 1). Dos parámetros fueron probados: la configuración del bloque rígido (variando su tamaño) y la cantidad del desplazamiento, desarrollados con movimiento dextral. La tasa de desplazamiento lateral en todas las experiencias es de 2 cm/h. Esta velocidad es compatible con los datos del escalamiento usado en el modelo (Tabla 1), y corresponde a una velocidad de deformación de 0,1 cm/año en la naturaleza (compatible con velocidad de deformación en zonas de fallas de rumbo).

<sup>2</sup> Mpodozis, C.; Marinovic, N.; Smoje, I.; Cuitiño, L. 1993. Estudio geológico-estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Antofagasta. Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, CODELCO, Informe Registrado (IR-93-04): 282 p.

TABLA 1. DATOS DEL ESCALAMIENTO EMPLEADO EN LOS MODELOS ANÁLOGOS

	L (m)	g (m/s <sup>2</sup> )	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$\mu$ (Pa.s)	V (m/s)	t (s)	$\sigma$ (Pa)
Nature	7.500 (1 km)	9,81	2.900	$5 \times 10^{21}$ (0,02 cm/y)	$7 \times 10^{-12}$ (2,2 cm/h)	$3,2 \times 10^{14}$ (10 Ma)	$2,1 \times 10^8$
model	0,01 (1 cm)	9,81	1.400	$5 \times 10^4$	$6 \times 10^{-7}$	$5 \times 10^3$ (1,4 h)	$1,4 \times 10^2$
model/nature ratio	$1,3 \times 10^{-5}$	1	0,5	$10^{-17}$	$8,5 \times 10^4$	$1,5 \times 10^{-11}$	$6,4 \times 10^{-7}$

Cuatro modelos con variación en el tamaño y la geometría del bloque rígido fueron desarrollados para estudiar la distribución espacial y geométrica de la deformación y su resistencia a la deformación. Tres cuadrados de 5x5 cm, 7,5x7,5 cm y 10x10 cm para probar el efecto de tamaño, y uno cilíndrico para probar el efecto geométrico. Con los bloques mencionados se probaron tres modelos con variación en la cantidad de desplazamiento (5, 10 y 15 cm), desarrollados para estudiar la evolución temporal de la deformación.

Fotografías de la superficie del modelo fueron tomadas a intervalos regulares de tiempo para observar el desarrollo de las estructuras. Para visualizar correctamente la deformación alrededor de las fallas y las rotaciones asociadas, líneas finas de arena blanca fueron depositadas en un patrón cuadrado de 2,5 cm en la superficie del modelo. Después de la deformación, las estructuras internas quedaron registradas en una serie de cortes realizados en la mejor dirección para observar las estructuras. Las capas frágiles fueron construidas con arena de dos colores para revelar mejor las estructuras y observarlas en las fotografías.

### 3. Resultados

#### 3.1. Desarrollo del experimento de base (bloque rígido de 5x5 cm)

La evolución de la deformación se puede ver mediante una serie de cuatro fotos de la superficie del modelo (Fig. 2a-d), representada en las figuras con la orientación del Norte a la izquierda, el Oeste abajo, el Sur a la derecha, y el Este arriba (Fig. 2a). El inicio de la deformación ocurre con la aparición de fallas de rumbo dextral, con azimut  $\pm N20^\circ$  a cada lado del bloque rígido (Fig. 2b). Progresivamente

se observa un aumento en el desarrollo de las fallas de rumbo, con fallas más largas, con distribución ‘en échelon’ sin llegar a cortar el bloque rígido. A cada lado del bloque rígido ocurre un desarrollo de dos pliegues anticlinales con un azimut de  $N120^\circ$  (Fig. 2c). Progresivamente las fallas de rumbo ‘en échelon’ pasan a ser fallas de rumbo conectadas y al mismo tiempo los pliegues anticlinales son cortados por fallas inversas sinistrales de azimut  $N130^\circ$  y de vergencia en dirección del bloque rígido. Entre las fallas inversas sinistrales se puede observar una rotación horaria del bloque rígido de  $5^\circ$  a  $10^\circ$  visible en la deformación del cuadrado blanco de la superficie.

El estado final de esta evolución superficial se presenta mediante dos perfiles ubicados perpendicularmente a la deformación. En estos perfiles se observa la deformación al lado del bloque rígido con pliegue y falla de vergencia opuesta en dirección del bloque rígido. El plegamiento de las capas es más importante en dirección del bloque rígido con una pendiente fuerte de las capas.

#### 3.2. Desarrollo de los experimentos con cambio del tamaño del bloque rígido

En referencia al experimento de base con un bloque rígido de 5x5 cm se estudiaron diferentes evoluciones de la deformación asociados con un aumento del tamaño del bloque rígido, y un caso con cambio de forma.

Para un tamaño del bloque rígido de 7,5x7,5 cm la deformación muestra, como en el experimento de base, un desarrollo de pliegues anticlinales cortados posteriormente por fallas inversas sinistrales ( $N130^\circ$  a  $N140^\circ$ ) de vergencia en dirección del bloque rígido (Fig. 3b). Además, se desarrolla en el flanco opuesto del pliegue otra falla inversa sinistral de vergencia

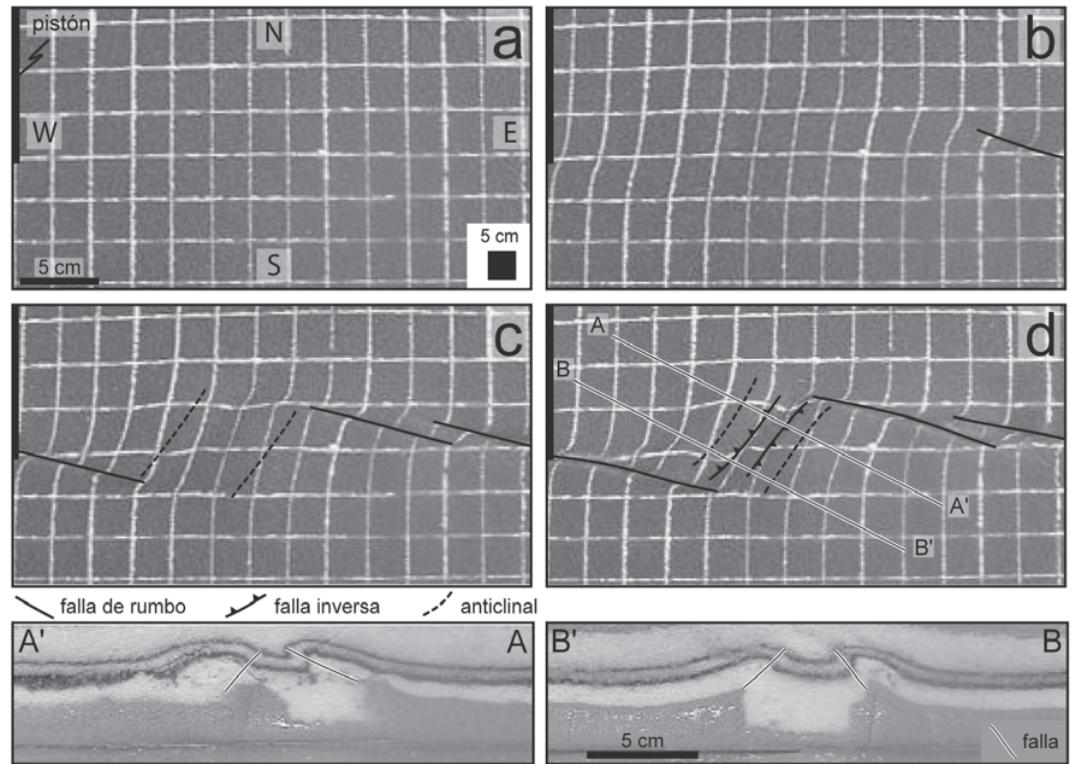


FIG. 2. Fotografías de la superficie del modelo de referencia con bloque rígido de 5x5 cm, y dos cortes perpendiculares a estructuras mayores. **a.** Estado inicial; **b.** después de 1,2 cm de desplazamiento; **c.** después de 2,5 cm de desplazamiento; **d.** después de 5 cm de desplazamiento.

opuesta al bloque rígido y ubicado en su parte NE y SW, de azimut N120° a N150°. También, entre las dos fallas inversas sinistrales se puede observar una rotación horaria del bloque rígido de 10°. A diferencia del experimento anterior, el centro del bloque rígido es cortado por una falla de rumbo dextral (con azimut  $\pm N20^\circ$ ). Las dos extremidades NW y SE del bloque rígido están afectadas por fallas de rumbo sinistrales (con direcciones  $\pm N70^\circ$ ). Las fallas de rumbo dextreales ubicadas al Norte y Sur del bloque rígido, con distribución ‘en échelon’ muestran un aumento en el desarrollo en dirección de las extremidades NW y SE del bloque rígido. Los perfiles muestran un desarrollo menos importante de las fallas inversas en comparación del experimento de base, pero con un desarrollo más importante en dirección del bloque rígido.

Para un tamaño del bloque rígido de 10x10 cm la deformación muestra un importante desarrollo de las fallas de rumbo dextreales ubicadas al Norte

y Sur del bloque rígido, y también que cortan el bloque rígido con una distribución ‘en échelon’, al contrario del experimento de base (Fig. 3c). También se puede observar, al igual que en el experimento precedente (7,5x7,5 cm) fallas de rumbo sinistrales (con azimut  $\pm N80^\circ$ ) a las dos extremidades NW y SE del bloque rígido. Los perfiles muestran pequeños pliegues asociados con el borde del bloque rígido y las fallas de rumbo dextreales localizadas sobre la discontinuidad de velocidad (DV), lo que no se puede observar en los otros experimentos donde los pliegues más importantes están sistemáticamente asociados con el borde del bloque rígido sin relación directa con la DV.

En los experimentos anteriores se realizaron las pruebas con un bloque rígido de geometría angular, en la cual el efecto de rotaciones incide sobre los efectos de deformación del entorno. Para probar una geometría no angular y las posibles diferencias en los efectos de deformación del entorno se realizó una

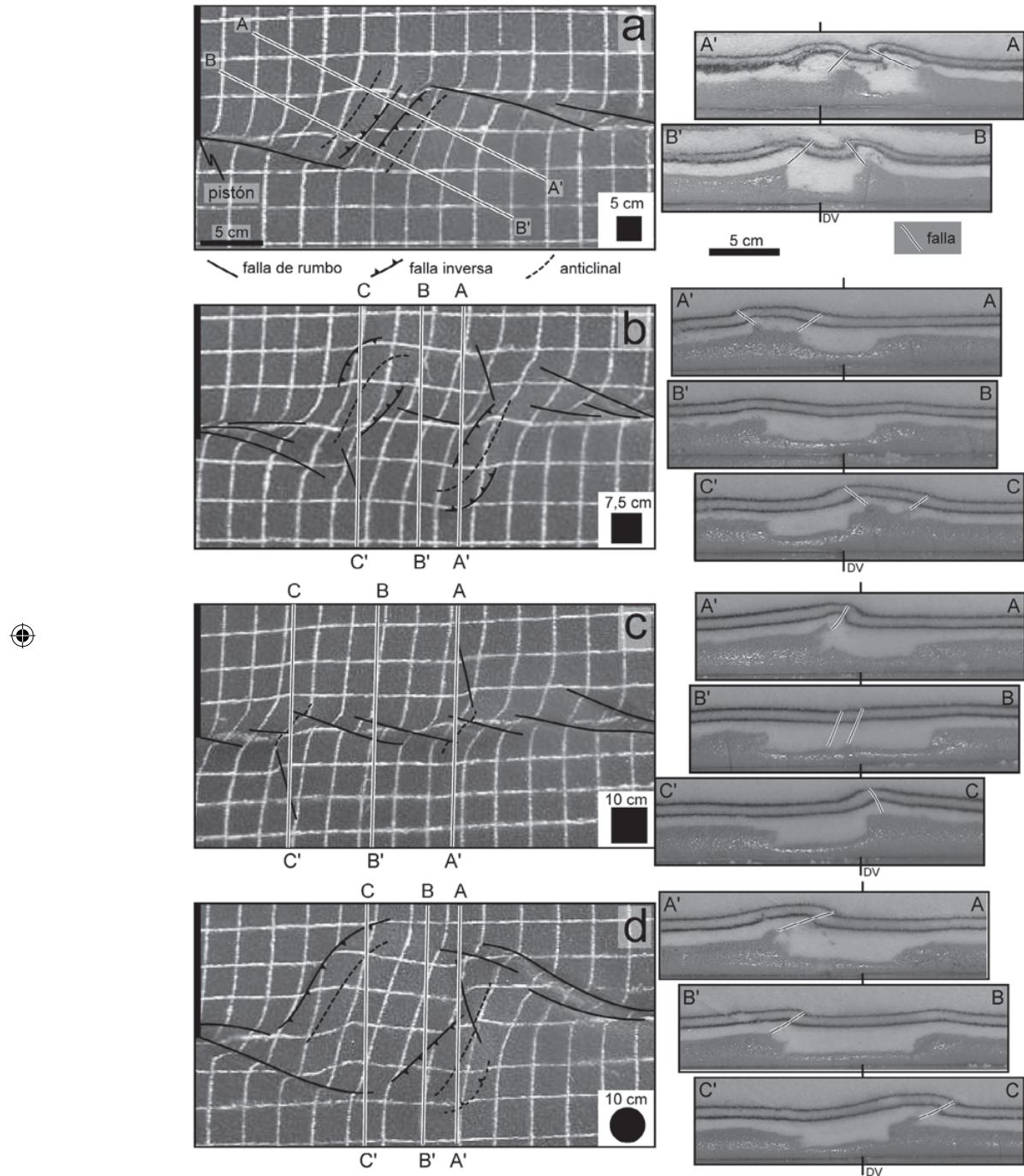


FIG. 3. Fotografías de la superficie de modelos, y dos o tres cortes para mostrar las estructuras mayores al final de los 5 cm de desplazamiento con bloque rígido de tamaño diferente. **a.** Modelo de referencia; **b.** con un bloque rígido de  $7,5 \times 7,5$  cm; **c.** con un bloque rígido de  $10 \times 10$  cm; **d.** con un bloque rígido de sección circular de  $10$  cm de diámetro.

nueva experiencia con un cuerpo rígido de forma cilíndrica de diámetro igual 10 cm. La deformación en este caso muestra un desarrollo alrededor del bloque rígido sin fallas que lo corten (Fig. 3d). Se observa el desarrollo de fallas inversas sinistrales ubicados en la parte NE y SW del bloque rígido (con azimut  $\pm N130^\circ$  N140°) y una falla de rumbo sinistral (con azimut  $\pm N70^\circ$ ) en su extremidad SE (como en el experimento de cuerpo rígido de 7,5 por 7,5 cm). El bloque rígido está afectado por una rotación horaria de 10° visible en la deformación del cuadrado blanco de la superficie del modelo. Además, las fallas de rumbo dextrales ubicadas al norte y sur del bloque rígido muestran un aumento en su desarrollo, y una curvatura en dirección de las extremidades este y oeste del bloque rígido. Los perfiles muestran un desarrollo de las fallas comparable al experimento de base.

### 3.3. Desarrollo de los experimentos con cambio de la cantidad de desplazamiento

En referencia al experimento de base con un bloque rígido de 5x5 cm, y con 5 cm de cantidad de desplazamiento, se estudiaron las diferencias de evolución de la deformación dado un aumento de la cantidad de desplazamiento, con un bloque rígido del mismo tamaño.

Para una cantidad de desplazamiento de 10 cm la deformación muestra un desarrollo mayor de todas las estructuras, tanto en longitud como en densidad (Fig. 4b), con aumento del alzamiento y del movimiento sobre las fallas. Las fallas de rumbo dextral a cada lado del bloque rígido (con azimut  $\pm NS-N20^\circ$ ) se conectan y se duplican. Los pliegues anticlinales ligados a fallas inversas sinistrales de dirección N140° tienen doble vergencia en dirección del bloque rígido y de su exterior. Entre las dos fallas inversas sinistrales la rotación horaria del bloque rígido sube hasta 20°. La deformación observable en superficie y en los perfiles permite ver que la zona del bloque rígido está rodeada de zonas en alzamiento que se propagan en dirección del bloque rígido.

Para una cantidad de desplazamiento de 15 cm la deformación muestra un aumento del desplazamiento sobre las estructuras y de la rotación asociada (Fig. 4c). Los pliegues anticlinales y las fallas inversas sinistrales ligados pasan a un azimut N155°. Entre las dos fallas inversas sinistrales la rotación horaria del bloque rígido sube entre 35° y 40°. Las fallas

inversas sinistrales casi sobrepasan el bloque rígido. Se pueden observar fuertes rotaciones horizontales y verticales con cambio de manteo de las capas a un ángulo subvertical (Fig. 4c perfil C'C).

La estructura global de la figura 4 (especialmente b), resulta muy similar a aquella generada en un ‘restraining stepover’ (e.g., Mc Clay y Bonora, 2001) en sistemas de rumbo conocidos. La diferencia mayor es la localización del alzamiento por estructuras en ‘pop up’ que están localizadas al borde del bloque rígido sin alzamiento de su centro.

## 4. Discusión

### 4.1. Modelizaciones analógicas

Los diferentes experimentos permiten observar algunas características generales del efecto de un bloque rígido sobre el desarrollo de un sistema general de falla de rumbo dextral. Todas las características geométricas se verían en imagen specular relativamente a la DV si consideramos un sistema general sinistral. La primera característica importante es la organización general de la deformación, con un desarrollo de fallas de rumbo dextrales afuera del bloque rígido y una rotación horaria del bloque rígido asociada al sistema de falla de rumbo dextral. Esta rotación horaria del bloque rígido induce en sus bordes NE y SW (y de menos importancia en sus bordes SE y NW) el desarrollo de estructuras transpresionales sinistrales (simultáneamente desplazamiento sinistral, inverso y plegamiento) (Fig. 5). Cuando la cantidad de desplazamiento aumenta la zona de influencia del bloque rígido toma una forma ovalada de elongación NW-SE, con un aumento de la rotación horaria del bloque rígido y de las estructuras transpresivas que pasan de N140° a N155°. Así, en un experimento de deformación dextral, la presencia de un bloque rígido implica una rotación de este bloque rígido y la rotación de las estructuras sinistrales alrededor de este bloque rígido. El aumento de esta rotación permite la generación de tres zonas de deformación que tienen una orientación aproximada norte-sur, pero con fallas de rumbo dextral al norte y al sur con desplazamiento mayor, y sinistral al centro con desplazamiento menor.

La evolución de la deformación depende también del tamaño del bloque rígido. Cuando este bloque rígido es grande, no rota y es cortado por fallas de rumbo (Fig. 3c). Esto sugiere que resulta más fácil y

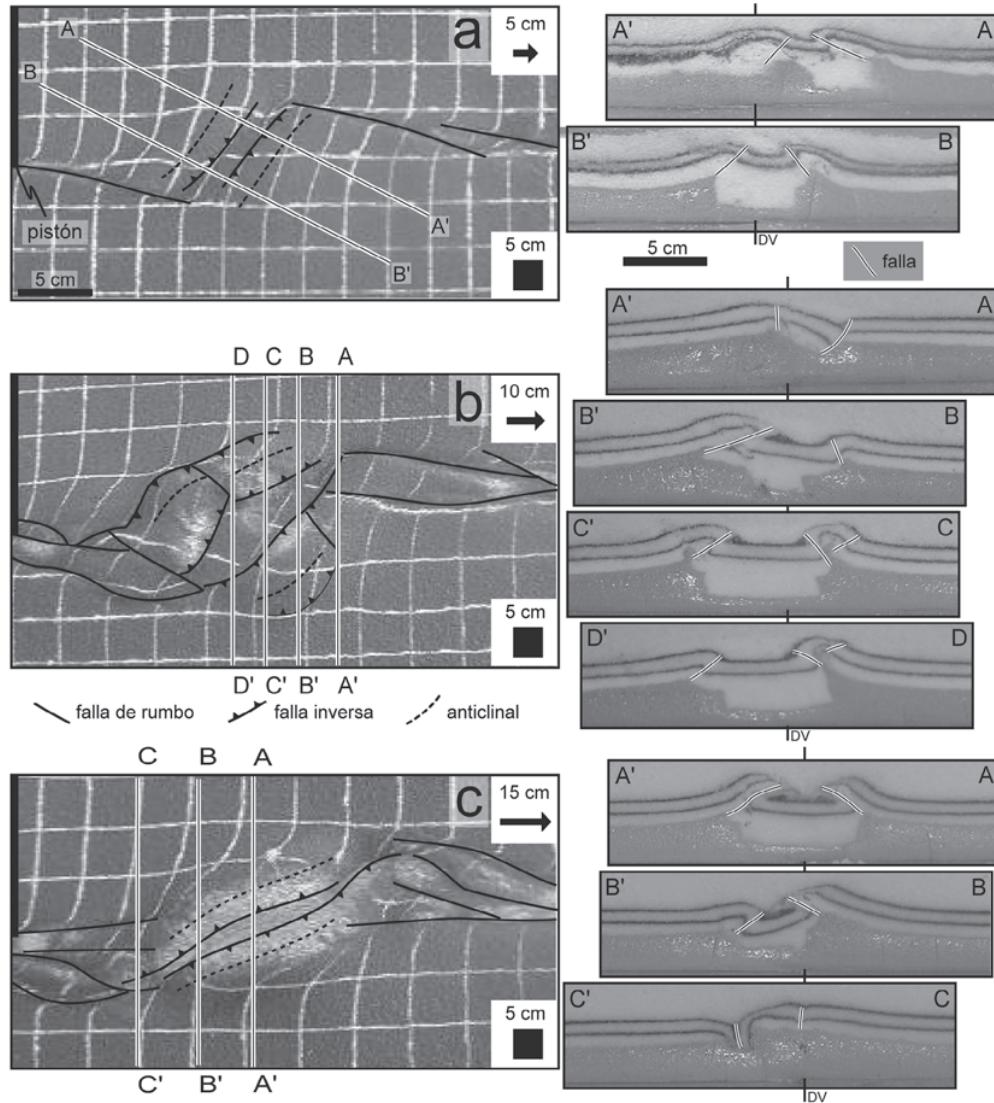


FIG. 4. Fotografías de la superficie de modelos, y dos o tres cortes para mostrar las estructuras mayores al final de diferentes tasas de desplazamiento. **a.** Modelo de referencia; **b.** con 10 cm de desplazamiento; **c.** con 15 cm de desplazamiento.

de menor consumo energético cortar el bloque rígido por fallas que lograr una rotación. Ello se explica porque al rotar el cuerpo rígido es necesario acomodar dicho movimiento a través de fallas alrededor del bloque rígido. Mientras más grande el bloque, más largas tienen que ser estas fallas, y mayor es el consumo de energía para crearlas. El cambio de forma del bloque rígido de un cuadrado de 10 por

10 cm a un cilindro de 10 cm de diámetro permite disminuir la resistencia a la rotación del bloque rígido, observándose un cambio en la geometría de la deformación asociado a la rotación de la zona del bloque rígido.

La presencia de un bloque rígido dentro de un sistema de deformación transcurrente influencia la deformación si el bloque rígido puede rotar. Si el

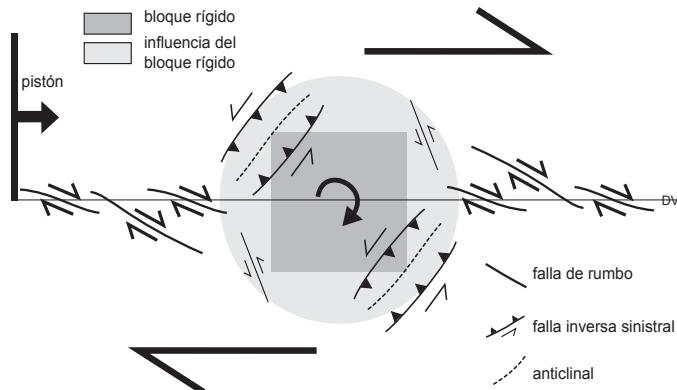


FIG. 5. Esquema que muestra las características generales de la deformación alrededor del bloque rígido para un caso de movimiento dextral. Para un caso sinistral todos los indicadores de movimiento y geometría se invierten.

bloque rígido es muy grande, el sistema de fallas transcurrente corta el bloque rígido sin efectos externos muy importantes. Cuando ocurre una rotación las estructuras transcurrentes asociadas tienen un sentido de desplazamiento contrario respecto del sentido general.

#### 4.2. Comparación con casos reales

Si bien los resultados de la modelización analógica no son directamente comparables a un sistema de fallas regional como lo es por ejemplo el sistema de Fallas de Domeyko, sí permiten comprender mejor los efectos de diferencias reológicas a lo largo de la trayectoria de una falla de rumbo, en particular un bloque rígido como pudiera ser la presencia de un bloque cristalino antiguo. Las fallas transcurrentes ligadas a la subducción se nuclean y se desarrollan en la zona débil a lo largo del arco magmático (debilitamiento termal de la litosfera por el calor adicionalizado por el magmatismo) y acomodan el componente de desplazamiento horizontal en márgenes continentales activos durante períodos de convergencia oblicua (Woodcock, 1986; Beck, 1986; Buspy-Spera y Saleeby, 1990). Las zonas de fallas litosféricas, como el caso del Sistema de Fallas de Domeyko, en el norte de Chile, tienen un rol documentado en el emplazamiento y disección de algunos de los depósitos minerales tipo pórfito más grandes del mundo (Lindsay y Zentilli, 1997).

El Sistema de Fallas de Domeyko (Boric *et al.*, 1990) en particular, se extiende a lo largo de la Cordillera de Domeyko y ocupa la posición

correspondiente al borde oriental de la cuenca de trasarco que existió en el Mesozoico. La actividad transcurrente en el Cenozoico se correlaciona con un período de convergencia oblicua de dirección NE con altas razones de convergencia (aprox. 12 cm/año; Cande, 1983) desde los 42 a los 26 Ma (anomalías magnéticas 18 a 13) basado en la reconstrucción del movimiento del fondo oceánico (Pilger, 1983, 1984; Cande y Leslie, 1986; Pardo-Casas y Molnar, 1987). El Sistema de Fallas Domeyko corresponde a una serie de fallas de carácter regional que limita y acomoda el alzamiento de la Cordillera de Domeyko (Maksaev y Zentilli, 1988; Maksaev, 1990), que controla el emplazamiento de los pórfitos cupríferos (Rojas y Lindsay, 1997) y la exposición de afloramientos de rocas más antiguas (Tomlinson y Blanco, 1997b); presentando alzamientos de bloques paleozoicos (Maksaev y Zentilli, 1988). Existen documentadas evidencias de movimientos transcurrentes (Maksaev, 1990; Scheuber y Reutter, 1992; Reutter *et al.*, 1996; Tomlinson y Blanco, 1997a; Lindsay, 1997; Astudillo *et al.*, 2008) y rotaciones (Mpodozis *et al.*, 1993; Yáñez *et al.*, 1994; Arriagada *et al.*, 2000; Astudillo *et al.*, 2008), con existencia de geometría de tipo 'stepover', como es el caso de Sierra Limón Verde, ubicado al sur de la ciudad de Calama y de Chuquicamata. La Sierra Limón Verde se caracteriza principalmente por rocas cristalinas paleozoicas denominadas como 'Núcleo rígido Limón Verde' en Mpodozis *et al.* (1993). En el mapa geológico de Mpodozis *et al.* (1993) se aprecia tanto al norte como al sur del 'Núcleo rígido' una geometría de tipo 'stepover', desde el sur hacia el este (Fallas de los Toros, Pampa Elvira, Purilactis), fallas que rodean

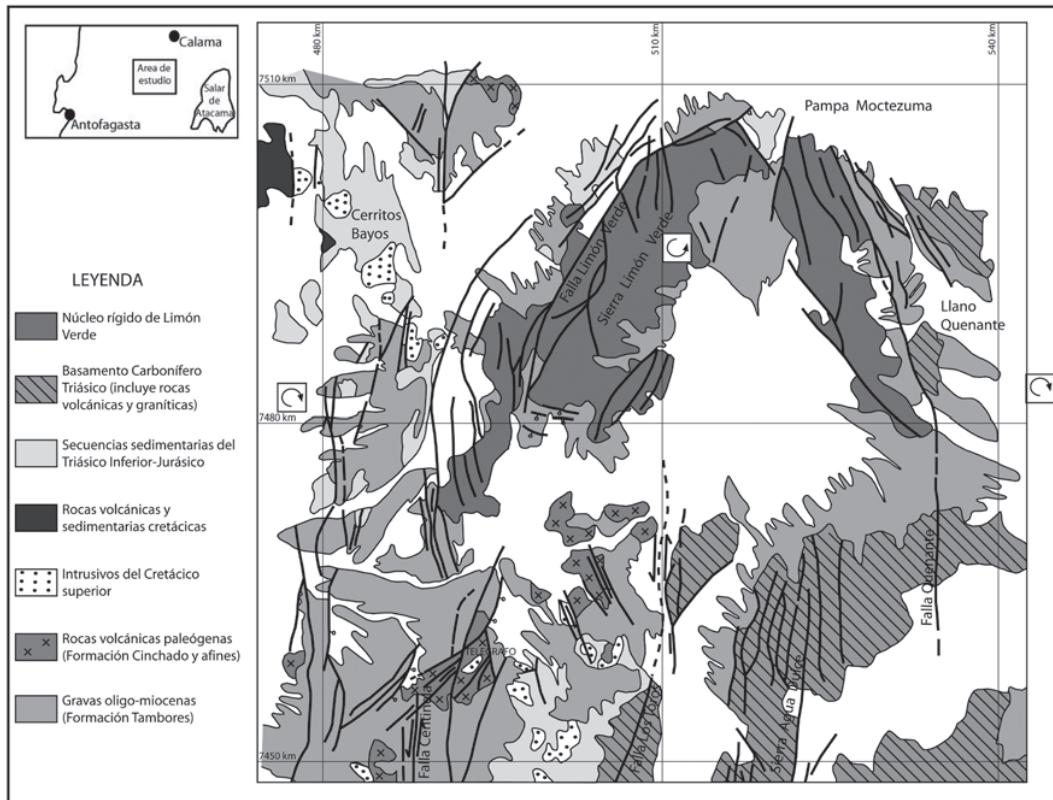


FIG. 6. Mapa geológico del sector Sierra Limón Verde en el cual se define el 'Núcleo rígido Limón Verde' y se muestra la geometría y distribución de diversas ramas de fallas del sistema de Fallas de Domeyko (modificado de Mpodozis *et al.*, 1993). Tanto al norte como al sur de Sierra Limón Verde se ha documentado un movimiento sinistral de fallas, y al oeste y este se han documentado, en estudios paleomagnéticos, rotaciones horarias de bloques asociados a estos movimientos (Arrigada *et al.*, 2003, 2006). De acuerdo al modelo análogo y la geometría de fallas alrededor del 'Núcleo rígido' se postula que este observó rotaciones antihorarias, generando la desviación de fallas desde el sur hacia el este, y desde el norte hacia el oeste. Las rotaciones horarias documentadas se indican esquemáticamente en la figura, al oeste y este, y se indica la rotación antihoraria determinada según el modelamiento análogo, en el núcleo rígido.

el 'Núcleo rígido' (Falla Quenante), y desde el norte fallas que rodean el 'Núcleo rígido' hacia el oeste (Falla Sierra Limón Verde). Los afloramientos y distribución de rocas del 'Núcleo rígido Sierra Limón Verde' muestra, en su flanco NW, una forma subcircular, en su flanco SE y S bajo cobertura de gravas, y en su flanco NE de forma elongada NNW (Fig. 6). Si bien esta comparación está basada solamente en aspectos geométricos, los resultados de los experimentos análogos proveen información que puede ayudar a comprender mejor procesos diferenciales de deformación a lo largo de zonas de falla en las cuales se ha documentado existencia de litologías

particulares y puntuales distintas, de comportamiento reológico ante procesos de deformación diferente. A la fecha no existen estudios del sector Sierra Limón Verde que permitan demostrar rotaciones de dicho bloque. Existen tanto al norte como al sur de este bloque desviaciones de la deformación con fallas de rumbo, fallas inversas y plegamientos que requerirían un mapeo de detalle para su comparación a los modelos análogos aquí presentados.

Por otra parte, en el mismo sistema de Fallas de Domeyko, en la mina de Chuquicamata, existen datos que indican rotaciones horizontales ( $30^\circ$  a  $90^\circ$ ) y verticales (hasta  $45^\circ$ ) documentadas en relación con

movimientos transcurrentes (Astudillo *et al.*, 2008), donde los pórfidos eocenos-oligocenos representan cuerpos distintos a las rocas huéspedes.

## 5. Conclusiones

La presencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo puede modificar la organización y geometría de la deformación:

- Alrededor del bloque rígido y asociado al movimiento principal se observan fallas antitéticas de tipo inversas transcurrentes y pliegues asociados.
- Cuando el bloque rígido puede hacer una rotación horizontal, la rotación es horaria ante un sistema transcurrente general dextral, y antihorario para un sistema general sinistral.

La rotación del bloque rígido induce a la creación de un sistema transcurrente local alrededor del bloque rígido, con un movimiento antitético del sistema transcurrente general; sinistral para un sistema general dextral, y dextral para un sistema general sinistral.

El tamaño del bloque rígido es crítico en la evolución de la deformación:

- Un bloque rígido pequeño favorece una deformación distribuida alrededor de este.
- Un bloque rígido grande no cambia la geometría de las estructuras principales.

El incremento en el desplazamiento genera:

- Un incremento en el movimiento en el plano de falla de las fallas inversas.
- Una rotación horaria más importante de las estructuras (pliegues y fallas inversas) en el lugar del bloque rígido, que tienden a orientarse en un bajo ángulo a subparalelas a la discontinuidad de velocidad.
- Una rotación sobre un eje horizontal (visible en cortes) junto a las fallas de ángulos de hasta 90°.

Los resultados de los modelos análogos estudiados pueden ser empleados en comparación a situaciones reales en las cuales se conoce de existencia de diferencias reológicas en la trayectoria de fallas de rumbo regionales con desviaciones puntuales de la deformación principal en forma de desarrollo de fallas inversas, fallas de rumbo y pliegues, asociadas a rotaciones de cuerpos rígidos. El caso de la existencia del 'Núcleo rígido Sierra Limón Verde' en la traza del sistema de Fallas de Domeyko constituye un ejemplo comparativo de tipo sinistral a los experimentos análogos, pero este análisis es limitado a

aspectos solamente geométricos. Sin duda un estudio más crítico es necesario, con estudios de terreno más elaborados que permitan corroborar la similitud con los experimentos análogos aquí presentados.

Los resultados de los experimentos análogos se espera aporten información respecto de geometrías y distribución de deformación a lo largo de sistemas de fallas de rumbo, cuando en la traza de estos existen variaciones puntuales de rocas y comportamiento reológico diferencial ante procesos deformativos.

## Agradecimientos

Este trabajo fue realizado gracias a la colaboración entre IRD (Francia) y la Universidad de Chile. Se agradece la importante contribución de los Dres. C. Costa y G. González y especialmente del Dr. J. Cembrano en la revisión del manuscrito.

## Referencias

- Allemand, P.; Brun, J.P.; Davy, P.; Van Den Driessche, J. 1989. Symétrie et assymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère: Bulletin de la Société Géologique de France 3: 445-451.
- Álvarez, O.; Miranda, J.; Guzmán, P. 1980. Geología del complejo Chuquicamata. In Minería de cobres porfídicos. Instituto de Ingenieros de Minas de Chile 2: 314-363. Santiago.
- Amilibia, A.; Sabat, F.; Chong, G.; Muñoz, J.A.; Roca, E.; Gelabert, B. 2000. Criterios de inversión tectónica: ejemplos de la Cordillera de Domeyko (II Región de Antofagasta). In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Proceeding 2: 548-552. Puerto Varas.
- Arabasz, W.J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), California Institute of Technology, Pasadena: 264 p. U.S.A.
- Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C.; Fernández, R. 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25-28°S) northern Chile. Tectonics 25, TC4001. doi:10.1029/2005TC001923.
- Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C. 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile (22°45'-23°30'S). Tectonophysics 326: 153-171.
- Arriagada, C.; Roperch, P.; Mpodozis, C.; Dupont-Nivet, G.; Cobbold, P.; Chauvin, A.; Cortés, J. 2003. Paleogene clockwise rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta Region, northern

- Chile. *Journal of Geophysical Research* 18 (N.B1). doi:10.1029/2001JB001598.
- Astudillo, N.; Roperch, P.; Townley, B.; Arriagada, C.; Makaev, V. 2008. Importance of small-block rotations in damage zones along transcurrent faults. Evidence from the Chuquicamata open pit, Northern Chile. *Tectonophysics* 450: 1-20.
- Ballard, J.F. 1989. Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Doctorat d'Université (Unpublished), Université de Rennes I: 301 p.
- Beck, M.E. 1986. Model for Late Mesozoic-Early Tertiary tectonics of coastal California and western Mexico and speculations on the origin of the San Andreas fault. *Tectonics* 5 (1): 49-64.
- Buspy-Spera, C.J.; Saleby, J.B. 1990. Intra-arc strike-slip fault exposed at batholithic levels in the southern Sierra Nevada, California. *Geology* 18: 255-259.
- Boric, R.; Díaz, F.; Makaev, V. 1990. Geología y Yacimientos Metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40: 246 p.
- Brown, M.; Diaz, F.; Grocott, J. 1993. Displacement history of the Atacama fault system 25°00'-27°00'S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 105: 1165-1174.
- Campbell, H.; Ballard, J.R.; Palin, J.M.; Allen, C.; Faunes, A. 2006. U-Pb zircon geochronology of granitic rocks from the Chuquicamata-El Abra Porphyry Copper Belt of Northern Chile: excimer laser ablation ICP-MS analysis. *Economic Geology* 101 (7): 1327-1344.
- Cande, S. 1983. Nazca-South America Plate Interactions 80 m.y. B.P. to present. *In EOS* 64 (45): p. 65.
- Cande, S.C.; Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* 91(B1): 471-496.
- Cembrano, J.; Hervé, F. 1993 The Liquiñe-Ofqui fault zone: a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. *In International Symposium of Andean Geodynamics*, No. 2: 175-178. Oxford.
- Cembrano J.; Hervé F.; Lavenu, A. 1996 The Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chile: a case of a long-lived intra-arc (strike-slip) fault system? *Tectonophysics* 259: 55-66.
- Chester, F.; Evans, J.; Biegel, R. 1993. Internal Structure and Weakening Mechanisms of the San Andreas Fault, *Journal of Geophysical Research* 98 (B1): 771-786.
- Davy, P.; Cobbold, P.R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere: *Tectonophysics* 188: 1-25.
- Faugère, E.; Brun, J.P. 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 299: 365-370.
- Faulkner, D.; Lewis, A.; Rutter, E. 2003. On the internal structure and mechanics of large strike-slip faults: field observations from the Carboneras fault, southeastern Spain. *Tectonophysics* 367: 235-251.
- Faulkner, D.R.; Mitchell, T.M.; Rutter, E.H.; Cembrano, J. 2008. On the structure and mechanical properties of large strike-slip fault zones. *In The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties* (Wibberley, C.A.J.; Kurtz, W.; Imber, J.; Holdsworth, R.E.; Collettini, C.; editors). Geological Society of London, Special Publication 299: 139-150, doi: 10.1144/SP299.9.
- Grocott, J.; Taylor, G.K. 2002. Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°00'S). *Journal of the Geological Society of London* 159: 425-442.
- Harding, T.P. 1973. Newport-Inglewood Trend, California. An example of wrenching style deformation. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 57 (1): 97-116.
- Hervé, M. 1976. Estudio Geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe; antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *In Congreso Geológico Chileno*, No. 1, Actas 1: B39-B56. Santiago.
- Hervé, F. 1994. The southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. *In Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J.; editors). Springer: 243-248. Berlin.
- Hervé, F.; Araya, E.; Fuenzalida, J.L.; Solano, A. 1979. Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé continental, X Región. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas 1: F1-F8. Arica.
- Hervé, F.; Thiele, R. 1987. Estado de conocimiento de las megafallas en Chile y su significado tectónico. *Universidad de Chile, Comunicaciones* 38: 67-91.
- Lindsay, D. 1997. Structural control and anisotropy of mineralization within the Chuquicamata Porphyry Copper Deposit, Northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), Dalhousie University: 381 p. Halifax, Canada.
- Lindsay, D.; Zentilli, M. 1997. Successive stages of fracture controlled mineralization, Chuquicamata porphyry copper deposits, Chile. *Geological Association of Canada, Ottawa. May 19-21, Abstracts* 22: p. A91.

- Maksaev, V. 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermocronology of the Chilean Andes between 21° and 26° South, and the origin of major porphyry copper deposits. Ph.D. Thesis (Unpublished), Dalhousie University: 554 p. Halifax, Canada.
- Maksaev, V.; Zentilli, M. 1988. Marco metalogénico regional de los megadepósitos de tipo pórfido cuprífero del norte grande de Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas 1: B109-B131. Santiago.
- Maksaev, V.; Zentilli, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, Northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. Exploration and Mining Geology 8 (1-2): 65-89.
- Malavieille, J. 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes. Bulletin de la Société géologique de France: 26: 129-138.
- Mann, P. 2007. Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining- and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. Geological Society, London, Special Publications 290: 13-142.
- McClay, K.; Bonora, M. 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 85 (2): 233-260.
- McInnes, B.I.A.; Farley, K.A.; Sillitoe, R.H.; Kohn, B. 1999. Application of apatite (U-Th)/He thermochronometry to the determination of the sense and amount of vertical fault displacement at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile. Economic Geology 94: 937-948.
- Mpodozis, C.; Marinovic, N.; Smoje, I. 1993. Eocene left lateral Strike-Slip faulting clockwise block rotations in the Cordillera de Domeyko, West of Salar de Atacama, Northern Chile. In Symposium Andean Geodynamics, No. 2: 225-228. Oxford, U.K.
- Nalpas, T.; Brun, J.P. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale: Tectonophysics 228: 349-362.
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P. 1987. Relative motions of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6 (3): 233-248.
- Pilger, R.H. 1983. Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. In Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia arcs (Cabré, R.; editor). Geodynamics Series 9, American Geophys. Union-Geological Society of America: 113-125.
- Pilger, R.H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. Journal of the Geological Society 141 (5): 793-802.
- Randall, D.E.; Tomlinson, A.J.; Taylor, G.K. 2001. Paleomagnetically defined rotations from the Precordillera of northern Chile: evidence of localized in situ fault-controlled rotations. Tectonics 20: 235-254.
- Reutter, K.; Scheuber, E.; Helmke, D. 1991. Structural evidence of origin-parallel strike-slip displacements in the North Chilean Precordillera. Geologische Rundschau 80: 135-153.
- Reutter, K.-J.; Scheuber, E.; Helmke, D. 1996. The Precordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: evidence for reversals along arc-parallel strike-slip fault. Tectonophysics 259: 213-228.
- Richard, P.; Loyo, B.; Cobbold, P.R. 1989. Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II, 309: 1061-1066.
- Richard, P.; Mocquet, B.; Cobbold, P.R. 1991. Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault. Tectonophysics 188: 133-141.
- Rojas, J.; Lindsay, D. 1997. Evolución Estructural de Chuquicamata, su relación con la intrusión del pórfido y eventos de alteración-mineralización. Simposio "Nuevos Antecedentes de la geología del distrito de Chuquicamata, periodo 1994-1995". In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas: 1893-1897. Antofagasta.
- Saint Amand, P.; Allen, C. 1960. Strike-slip faulting in Northern Chile. Geological Society of America Bulletin 7 (1): p. 1965.
- Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. Tectonics 18 (5): 895-910.
- Scheuber, E.; Reutter, K.J. 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. Tectonophysics 205: 127-140.
- Stern, T.A.; McBride, J.H. 1998. Seismic exploration of continental strike-slip zones. Tectonophysics 286: 63-78.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin 100: 1666-1703.
- Taylor, A.V. 1935. Ore deposits of Chuquicamata, Chile. In International Geological Congress, No. 16, Proceedings 2: 473-484. Washington DC.
- Tomlinson, A.; Blanco, N. 1997a. Structural evolution and displacement history of the West Fault System,

- Precordillera, Chile: Part 1, synmineral history. Simposio “Nuevos Antecedentes de la geología del distrito de Chuquicamata, período 1994-1995”. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas: 1873-1877. Antofagasta.
- Tomlinson, A.J.; Blanco, N. 1997b. Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Part 2, Postmineral History. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 3: 1878-1882. Antofagasta.
- Ueta, K.; Tani, K.; Kato, T. 2000. Computerized X-ray tomography analysis of three-dimensional fault geometries in basement-induced wrench faulting. *Engineering Geology* 56: 197-210.
- Vendeville, B.; Cobbold, P.; Davy, P.; Brun, J.P.; Choukroune, P. 1987. Physical models of extensional tectonics at various scale. In *Continental extensional tectonics* (Coward, J.F.; Dewey, J.F.; Hancock, P.L.; editors). Geological Society, Special Publications 28: 95-107.
- Yáñez, G.; Mpodozis, C.; Tomlinson, A. 1994. Eocene dextral oblique convergence and sinistral shear along the Domeyko Fault System: A thin viscous sheet approach with astenosferic drag at the base of the Crust. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 2: 1478-1482. Concepción.
- Woodcock, N.H. 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. Royal Society of London Philosophical Transactions A317: 13-29.

Manuscript received: December 22, 2009; revised/accepted: October 13, 2009.