

DEFORMACIÓN CENOZOICA EN EL ANTEARCO DEL OROCLINO BOLIVIANO: NUEVAS IDEAS A PARTIR DE MODELOS ANALÓGICOS

Carlos Benavente¹, Laurence Audin³, Luis Cerpa¹, Nicole Guerrero², Vincent Regard² y Joseph Martinod²

¹Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET, Av. Canadá 1470 San Borja, Lima

²Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, LMTG, Toulouse - Francia

³ Antes en LMTG ahora en Laboratoire de Geophysique Interne et Tectonophysique, Grenoble - Francia

INTRODUCCIÓN

Los Andes constituyen un excelente ejemplo de orógeno no-colisional formado a lo largo de una margen activa por subducción, donde la placa oceánica de Nazca se introduce debajo de la placa continental Sudamericana. La cadena andina se divide de norte a sur en tres segmentos (Jordan et al., 1983): Andes Septentrionales (12°N–5°S), Andes Centrales (5°S–46°S) y Andes Meridionales (46°S–53°S). Los Andes Centrales y particularmente su sector central constituyen el segmento andino más alto y ancho. Además es aquí, donde el orógeno andino cambia de orientación de NO-SE a N-S, generando una curvatura denominada Oroclino Boliviano (Carey, 1958).

Existe consenso acerca del volumen variable del orógeno andino, que sería función de los gradientes de acortamiento, pero no hay acuerdo en el inicio de la formación de los Andes ni sobre los mecanismos que lo controlan, tal como proponen Kay et al. (1994), Liu et al. (1995), Allmendinger & Gubbels (1996), Kley et al. (1999), Chemenda et al. (2000), Lamb & Davis (2003), Yañez & Cembrano (2004), Ramos et al. (2004), entre otros, quienes realizaron estudios en el Frente Orogénico y en el Altiplano del Oroclino Boliviano.

El Antearco del Oroclino Boliviano es una zona poco estudiada en comparación con el subandino y el tras-arco, pero importante para comprender el desarrollo del Oroclino Boliviano. La ausencia de modelos propuestos para el Antearco impulsó a realizar trabajos de campo y ha efectuado modelos analógicos que permitan proponer un modelo del desarrollo progresivo post Mioceno superior en base a las estructuras tectónicas.



Figura 1. Mapa de ubicación.

En el presente trabajo mostramos dos experiencias de modelamiento analógico de los nueve efectuados. Los modelos analógicos se efectuaron cambiando parámetros físicos en forma secuencial. Estas modelizaciones se realizaron generando una superficie plana sobre un prisma de acreción (pre-Cenozoico) previamente construido y estabilizado (Dahlen, 1984). Esta superficie representa la sedimentación del Mioceno medio a superior, época en la que reportan tasas de sedimentación altas debido a la variación climática (Chong et al., 1999 & Hartley, 2005) y al emplazamiento de ignimbritas (23 -18 Ma, Huaylillas) que cubren gran parte de la topografía de los Andes Centrales. La topografía generada por estos dos procesos aún se encuentra conservada, lo que permitió realizar un buen control estructural en las fallas del área de estudio. Cabe destacar que ninguna de las ecuaciones que rigen el comportamiento mecánico de un prisma de acreción contiene factores de escala.

MODELOS ANALÓGICOS

La etapa inicial (t_i) en los dos modelos está representado por un prisma de acreción estabilizado y con la superficie cubierta por un delgado nivel de arena, esto con la finalidad de observar las reactivaciones de las fallas con el ingreso de la zona de fricción. Los modelos se dividen en sectores norte y sur, el primer sector corresponde a una margen oblicua y el segundo sector a una margen perpendicular con respecto a la dirección de deslizamiento. Llamaremos zona de transición al segmento donde la margen se curva (ie: Oroclino Boliviano). La determinación de los vectores de deformación se realizó de la comparación de etapas de deformación, en base a fotografías tomadas en intervalos de 2 cm de desplazamiento de la superficie de despeque.

MODELO 1: ZONA DE FRICCIÓN EN PARTE DEL SECTOR NORTE

La zona de fricción comienza a introducirse por debajo del prisma de acreción (t_1), generando aumento de la topografía en parte de la margen del sector norte. En la zona de transición se generan fallas inversas transversales a la margen con componente transcurrente y buzamientos opuestos (Fig.2a). En el sector sur se observan fallas inversas con buzamiento hacia el oeste, estas fallas no generan grandes desniveles en la superficie al igual que las fallas transversales a las márgenes descritas en el sector norte (Fig.2a).

Una vez ubicada la zona de fricción a ~150 mm por debajo del prisma de acreción (t_3), la topografía se eleva y en respuesta se produce erosión de la margen del sector norte. Las fallas sinestrales-inversas con rumbos aproximadamente NO-SE generan mayores desniveles en la superficie, llegándose a conectar con las fallas inversas transversales a la margen y formando estructuras curvas.

El cálculo de los vectores de deformación muestra que en el sector norte los vectores tienen direcciones NO-SE (Fig. 2a), en la zona de transición los vectores tienen una dirección E-O y en el sector sur los vectores tienen direcciones E-O. Las longitudes de los vectores son mayores en el sector norte en comparación con el sector sur (Fig. 2a), lo que es proporcional a la velocidad de deformación.

MODELO 2: ZONA DE FRICCIÓN A LO LARGO DE TODA LA MARGEN

La zona de fricción a ~50 mm por debajo del prisma de acreción, genera una topografía más elevada y subsecuente erosión en toda la margen, este incremento en la topografía es mayor en el sector norte. Inicialmente se observan reactivaciones de fallas inversas transversales a la margen, estas estructuras resaltan más en el sector sur. Finalizando esta etapa, se observa que las fallas inversas transversales se curvan llegando a tener rumbos semejantes a sus márgenes y formando cuencas de tipo pull apart.

La zona de fricción a ~180 mm por debajo del prisma de acreción, reactiva fallas inversas con rumbos NO-SE y con buzamientos hacia el oeste en el sector norte generando el cierre de las cuencas. En la zona de transición hay una mayor asociación de fallas inversas (Fig. 2b) y hacia el sector sur la deformación se expresa en fallas inversas-dextrales transversales a la margen y fallas inversas con rumbos N-S y buzamientos al oeste.

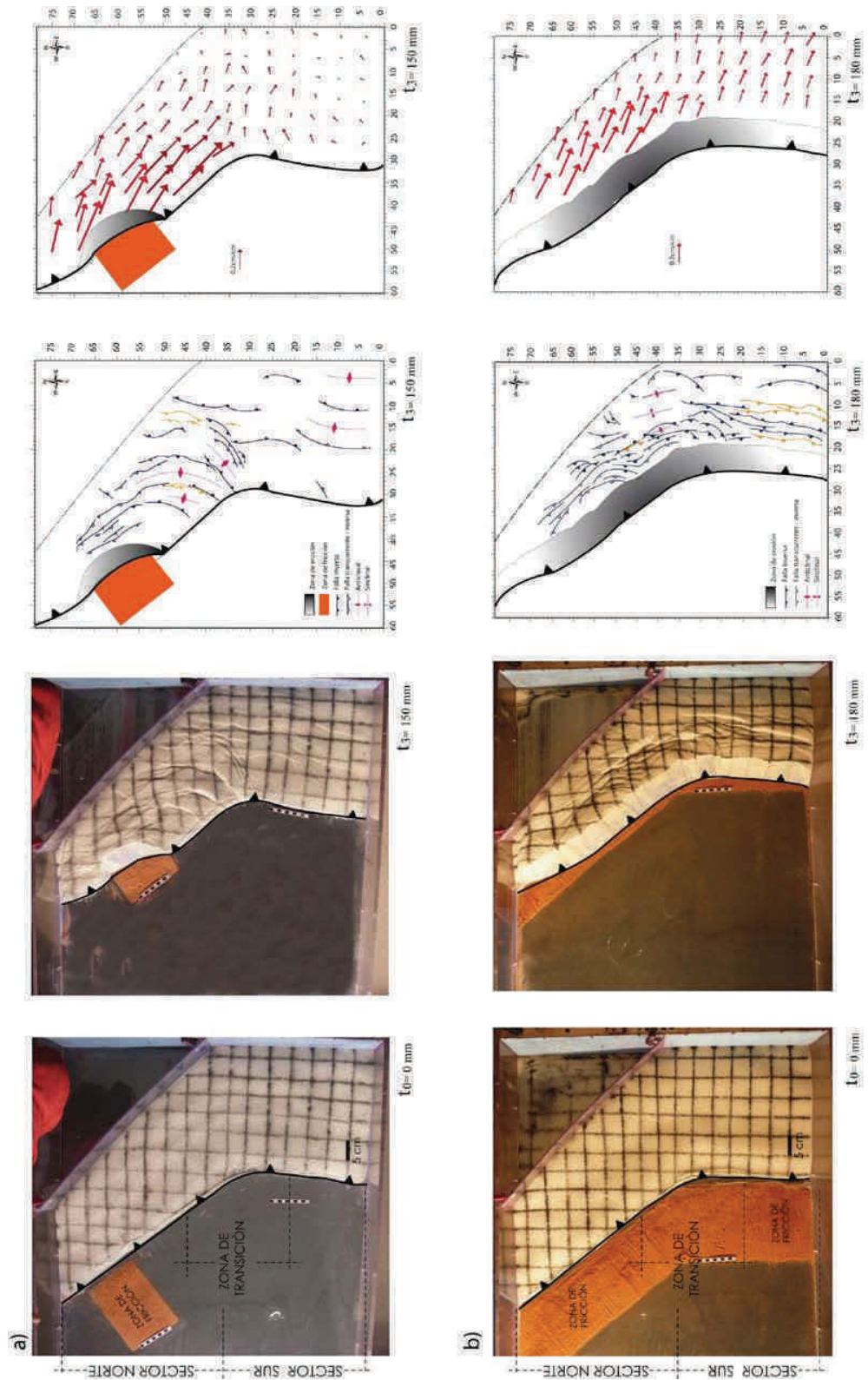
En este tiempo se observa que los vectores en el sector norte varían de NO-SE a E-O cuanto más se acerque a la zona de transición, mientras que en el sector sur los vectores tienen una dirección E-O (perpendiculares a la margen). Las longitudes de los vectores son similares al modelo 1 (Fig. 2a).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Existen diversas propuestas que explican el mecanismo que controla la variación del volumen del orógeno andino, dos de las principales son: la variación de sedimentos en la fosa de subducción y la edad de la placa que subduce. En el primer caso se refiere a la ausencia de sedimentos en la fosa de subducción, lo que haría regir el acoplamiento y consecuente acortamiento. El segundo mecanismo está basado en la densidad del fondo oceánico

subducido, que controla la longitud de penetración de éste mismo en el manto; y está determinado por el grado de flotabilidad de la litosfera oceánica en función a su edad.

Figura 2. Modelos analógicos generados a partir de la construcción de un prisma de acreción estabilizado, posteriormente cubrimos la superficie del prisma con arena blanca, lo que nos permitió observar las reactivaciones de las fallas con el ingreso de la zona de fricción en el sector norte (t_1), la zona de fricción introducidos 150 mm (t_2) generando fallas inversas-transcurrentes y erosión de la margen al nivel de la zona de fricción. b) Zona de fricción a lo largo de todo el margen, la zona de fricción a 180 mm (t_3) muestra fallas inversas y transcurrentes, además de erosión de toda la margen. Los vectores de deformación indican en los dos modelos mayor deformación en el sector norte.



En los modelos analógicos simulamos una zona de convergencia oblicua y perpendicular con respecto a la dirección de convergencia, donde la superficie de despegue utilizada en los modelos fue con ángulo plano, lo que no lo hace parecido con la realidad, pero esto no es un condicionante que imposibilite la modelización. En los modelos se observan mayor deformación en el sector norte, deformación que se traduce en estructuras curvas por las interacciones de fallas transversales y paralelas respecto a la margen. Marques & Cobbold (2006), sugieren que estas estructuras son en respuesta de la rotación de bloques. Las fallas paralelas a la margen muestran su mayor expresión con la introducción de la zona de fricción por debajo del prisma de acreción, por consiguiente, el cambio de fricción en la superficie de despegue genera cambios en el estilo estructural y el relieve. Lui et al. (1995), sugieren que los cambios del relieve podrían estar relacionados con la flotabilidad (acoplamiento) de la losa que subduce.

En conclusión, del análisis de las direcciones de deformación y del cálculo de la velocidad de la deformación por vectores en la placa superior de los modelos analógicos, se determina que la oblicuidad de la margen durante post Mioceno superior es uno de los factores más importantes que determina la partición de esfuerzos y por consiguiente el posible basculamiento de bloques en el Antearco del Oroclino Boliviano. En el sector sur donde la convergencia es aproximadamente ortogonal, la componente de cizalla lateral estará ausente, tal como lo propone García (2002) y Almendinger et al. (1996). Además, el cambio de parámetros de fricción en la superficie de despegue, genera un estilo estructural diferente, estilo que se traduce en mayor acortamiento. Esto puede estar relacionada con la edad de la losa oceánica que subduce la zona de estudio (50 Ma), donde la losa oceánica es más antigua. Esto contrapone la hipótesis que el factor climático sería el principal condicionante de los contrastes morfológicos.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R. W., & T. Gubbels, 1996. Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia, *Tectonophysics*, 259, 1–14.
- Carey, S., 1958. A tectonic approach to continental drift, *J. Geophys. Res.*, 95, 9153–9170.
- Chemenda, A., Lallemand, S. & Bokun, A. 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modelling. *Journal of Geophysical Research* 105 (B3): 5567-5581.
- Chong, G., Mendoza, M., García, J., Pueyo, J. & Turner, P. 1999. Evolution and geochemical signatures in a Neogene forearc evaporitic basin: the Salar Grande (Central Andes of Chile). *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 151-39-54
- Dahlen, F. A. 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution, *J. Geophys. Res.*, 89, 10,125–10,133.
- García, M. (2002). Evolution Oligo-Néogene del Altiplano occidental, Tectónica, volcanismo, sedimentación, geomorfología et bilan érosion sédimentation. Tesis doctoral. Université Joseph Fourier de Grenoble-Francia, p.120.
- Hartley A. J. 2005. What cause Andean uplift? 6th International Symposium on Andean Geodynamics. Extended Abstracts: 824- 827, Barcelona
- Jordan, T., B. Isacks, R. Allmendinger, J. Brewer, V. Ramos, & C. Ando. 1983a. Andean tectonics related to geometry of the subducted plates, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 341–361.
- Kay, S., Coira, B. & Viramonte, J. 1994. Young mafic back-arc volcanic rocks as indicator of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes. *Journal of Geophysical Research* 99.
- Kley, J., & C. Monaldi, 1998. Tectonic shortening and crustal thickening in the Central Andes: How good is the correlation ?, *Geology*, 26, 723–726.
- Lamb, S & Davis, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature* 425: 792-797.
- Liu, X., Mc Nally, C. & Zheng-Kang, S. 1995. Evidence for a role of the down-going slab in earthquake slip partitioning at oblique subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 100.
- Marques, F. & Cobbold, P. 2006. Effects of topography on the curvature of fold-and-thrust belts during shortening of a 2-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics* 415, 65-80.
- Ramos, V.A., Zapata, T., Cristallini, E. & Introcaso, A. 2004. The Andean thrust system: Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening. En K.R. McClay (ed.) *Thrusts Tectonics and hydrocarbon systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 30-50.
- Yáñez, G., & J. Cembrano, 2004. Role of viscous plate coupling in the late tertiary Andean Tectonics, *J.Geophys.Res.*109, B02,406.