

MODELADO NUMÉRICO DEL LEVANTAMIENTO OROGÉNICO Y SU POTENCIAL RELACIÓN CON CLIMA Y EROSIÓN

Javier Quinteros[†] Pablo M. Jacovkis*

Víctor A. Ramos[†]

[†]Laboratorio de Tectónica Andina - Departamento de Geología
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - UBA
Int. Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, C1428EGA, Buenos Aires, Argentina
e-mail: jquinte@dc.uba.ar, andes@gl.fcen.uba.ar

*Departamento de Computación e Instituto de Cálculo
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - UBA
Int. Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, C1428EGA, Buenos Aires, Argentina
e-mail: jacovkis@de.fcen.uba.ar

Key Words: Tectónica, Orogeno, Stokes, Erosión.

Abstract. *El desarrollo y levantamiento de un orógeno como la Cordillera de los Andes tiene su origen en el proceso de subducción asociado por el cual la losa oceánica se hunde por debajo de la placa continental. La deformación de la corteza provocada por la compresión resultante de la convergencia de estas dos placas, las velocidades relativas de las mismas y la geometría de la zona de subducción (o zona de Wadati-Benioff), pueden ser modeladas a gran escala mediante la resolución de las ecuaciones de Stokes para fluidos viscosos en el plano. Para esto se usaron métodos de elementos finitos.*

Por otro lado, al mismo tiempo que se produce el levantamiento por apilamiento, la superficie puede sufrir una fuerte erosión que afecte la topografía del orógeno y produzca la exhumación de los niveles más profundos. La estructuración de éste, a su vez, podrá actuar como barrera climática provocando que se concentren los efectos de la erosión en la dirección de los vientos prevalecientes generando un "rain shadow" e intensa degradación del relieve.

1 INTRODUCCIÓN

La deformación a gran escala de diversas regiones sujetas a compresión, ya sea por colisión de placas o provocada por el mecanismo de subducción, es un fenómeno que trata de modelarse desde hace algunos años mediante técnicas cada vez más formales y que puedan aprovechar los avances en el área del modelado numérico.

Se han propuesto varios modelos para describir la evolución de estas zonas. En algunos casos se lo plantea como un problema estrictamente geométrico sobre una vista en planta de la región y con rocas de características isotrópicas.¹ En otros se considera una aproximación que no incluye sólo aspectos geométricos sino también características particulares de las rocas que componen la región a modelar y otros aspectos como la dependencia de la reología de los materiales según ciertas condiciones de presión y temperatura.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

Los Andes Centrales se extienden desde el Golfo de Guayaquil (4°S) hasta el Golfo de Penas ($46^{\circ}30'\text{S}$). Es un orógeno cuyo desarrollo tectónico se debe básicamente a la subducción de corteza oceánica sin participación de colisiones.² Esta zona se caracteriza por tener el máximo acortamiento orogénico y el máximo apilamiento tectónico de todos los Andes.

En la parte sur de los Andes Centrales se encuentran los llamados Andes Argentino-Chilenos, que se extienden desde el sur de Bolivia hasta el fin de los Andes Centrales.

Toda la región ha sido estudiada en detalle en cuanto a las características particulares de la compresión ejercida por la losa subducida, la velocidad de convergencia en los últimos diez millones de años, y las velocidades que actualmente se registran mediante los sistemas de posicionamiento satelital (GPS).

Basados en un nuevo campo de velocidades obtenido de las mediciones por GPS, Brooks et al³ proponen la existencia de una microplaca que se encontraría ubicada entre la placa de Nazca y la placa sudamericana. Las distintas velocidades medidas por GPS no pueden utilizarse, sin embargo, para una simulación que incluya los últimos millones de años. Estas velocidades son mediciones instantáneas (en tiempos geológicos) y no representan la velocidad promedio de los últimos millones de años. Según algunos estudios se calcula que sólo $0,5\text{ cm/año}$ de los aproximadamente 3 cm/año medidos por GPS quedan como deformación permanente mientras que el resto es recuperado elásticamente.⁴

En este trabajo nos concentramos en modelar una sección de aproximadamente 600 km de longitud ubicada a los 34°S , que va desde el punto en que la losa oceánica comienza a subducirse por debajo de la corteza continental, hasta el contacto entre la microplaca de Andes y la placa sudamericana (ver figura 1).

3 MODELO NUMÉRICO

3.1 Procesos tectónicos

Para la resolución de las ecuaciones de Stokes se utilizaron técnicas de elementos finitos (FEM). La geometría está dada por una sección que va desde la zona de Wadatti-Benioff hasta

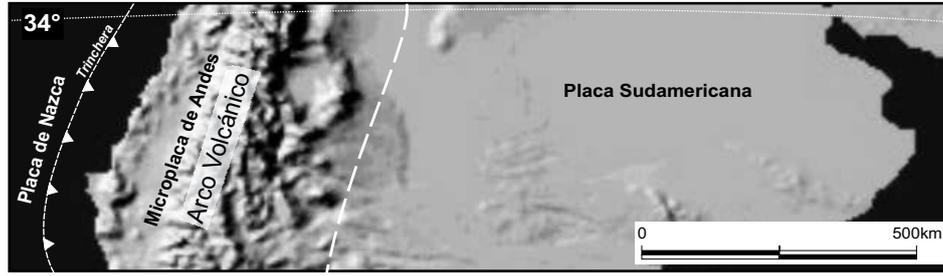


Figure 1: Esquema del límite de Placas y la zona de subducción.

el contacto de la supuesta microplaca de Andes con la placa sudamericana. Ésta fue modelada con una malla de dos dimensiones con 140 elementos (Figura 2). Los elementos son de tipo $Q_2 - P_1$ (interpolación bicuadrática para velocidades y lineal para presiones⁵), formados por 9 nodos para el cálculo de la velocidad y 3 nodos para el cálculo de la presión. El problema fue tratado como estado plano de deformaciones (plain strain) y el número adimensional de Reynolds del fluido fue considerado como cero.

Se define

$$\sigma_{ij} = S_{ij} + P * \delta_{ij} \quad (1)$$

donde σ_{ij} es el tensor de tensiones de Cauchy, S_{ij} es el tensor desviador de tensiones, δ_{ij} es la función delta de Kronecker y P es la traza del tensor de tensiones o componente hidrostática.

La relación constitutiva utilizada es

$$S_{ij} = 2 * \mu * \dot{\epsilon}_{ij} \quad (2)$$

donde μ es la viscosidad del fluido y $\dot{\epsilon}_{ij}$ es el tensor de velocidad de deformación, que se define como

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right] \quad (3)$$

siendo v_i la velocidad del fluido en la dirección i .

Las ecuaciones diferenciales a resolver en el problema⁶ son:

- la ecuación de incompresibilidad

$$\nabla \cdot \underline{v} = 0; \quad (4)$$

- la ecuación de equilibrio

$$\nabla \cdot \underline{\sigma} + \rho \underline{g} = 0; \quad (5)$$

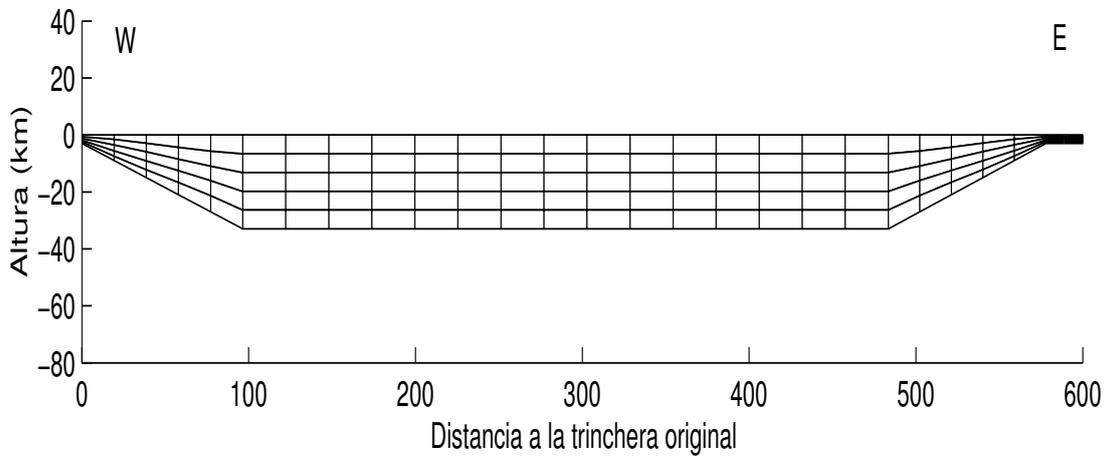


Figure 2: Geometría del problema y malla utilizada.

- y la relación constitutiva

$$S_{ij} = 2 * \mu * \dot{\epsilon}_{ij}; \quad (6)$$

donde ρ es la densidad, \underline{v} es el vector de velocidad del fluido y \underline{g} es la gravedad.

A través del principio de los trabajos virtuales⁷ se llega a las ecuaciones expresadas en forma variacional a ser discretizadas por las interpolaciones de los elementos finitos

$$\int_V \sigma_{ij} \cdot \delta \dot{\epsilon}_{ij} \partial V = \int_V f_i^B \cdot \delta v_i \partial V + \int_{\Pi} f_i^S \cdot \delta v_i \partial \Pi \quad (7)$$

donde f_i^B es la componente i del vector de fuerzas de cuerpo y f_i^S es la componente i del vector de tracción.

En este punto, todo puede expresarse en función de las velocidades con excepción de las presiones. Para calcular las velocidades se utilizó el método de solución mixta, en que se calculan las presiones en primer lugar y luego se calculan las velocidades en base a las presiones. El método de solución mixta se usó con una aproximación u/p (las variables de presión pertenecen sólo al elemento considerado) con nodos para las presiones no coincidentes con los nodos para velocidades.

Las deformaciones sufridas en los procesos tectónicos se caracterizan por ser extremadamente lentas y de muy larga duración, por lo que son consideradas “cuasiestáticas” y no se necesita considerar términos inerciales en las ecuaciones.

3.1.1 Condiciones de borde

En la parte superior de la geometría se tiene una superficie libre de tensiones que representa la topografía sinorogénica resultante del proceso tectónico.

Al oeste, una rampa con una pendiente de 20° representa el límite entre la corteza oceánica de la Placa de Nazca que se está subduciendo y la corteza continental.

Al este, se considera una rampa de 20° de pendiente que representa el contacto entre la microplaca de Andes y la placa rígida y estable sudamericana. A continuación de la rampa este, y por sobre la placa sudamericana, se coloca una región de más de 20 km de longitud y 3 km de profundidad para investigar cómo la deformación puede alcanzar a los niveles de cobertura sedimentaria y propagarse hacia el este desarrollando una faja plegada y corrida.

El límite inferior de la corteza modelada se estableció a una profundidad de 33 km y, para que la deformación sea exclusivamente cortical dado el contraste reológico con el manto, se fijó en cero la velocidad en la dirección Y a lo largo de todo este segmento.

La subducción le impone al sistema una compresión tal que provoca una velocidad de 0,5 cm/año en la dirección X sobre la rampa oeste, mientras que la velocidad en la dirección Y es considerada igual a cero. Esta velocidad, como condición de borde, proviene del promedio de velocidades de los últimos millones de años y fue considerada constante en todos los pasos de tiempo.

Tanto en la rampa este como en la región adyacente se impuso una condición de no deslizamiento (*non-slip*) en sus bordes de manera de modelar como rígida a la placa estable sudamericana.

3.1.2 Viscosidad y densidad

Basándonos en el clásico estudio de Ernst⁸ sobre la distribución de la temperatura en los sistemas de subducción fue posible relacionarlo con los resultados de laboratorio obtenidos por Behn.⁹ Mediante este procedimiento se obtuvo una función aproximada para la viscosidad (μ) que depende sólo de la profundidad y la distancia a la trinchera.

La densidad de la corteza superior no trajo mayores complicaciones, ya que la variación según los estudios realizados por distintos autores^{9,10} es mínima y puede considerarse constante. Los valores que suelen utilizarse se encuentran entre 2700 y 2800 kg/m³. En este caso se optó por la utilizada por Beaumont et al¹⁰ (2800 kg/m³).

3.1.3 Problema transitorio

Una vez que se despejan las presiones y velocidades en un determinado tiempo t , se actualiza la malla con los desplazamientos correspondientes a las velocidades y el paso de tiempo (Δt) utilizado. Para este caso, se define un paso de tiempo de 10.000 años. La distancia recorrida en cada paso de tiempo para los nodos con velocidades fijas en el borde occidental es de 50 metros, lo que en un modelo de cientos de kilómetros garantiza que las deformaciones sufridas por los elementos al actualizar la malla serán pequeñas.

En todos los pasos de tiempo se verifica que la deformación acumulada sufrida por los elementos se encuentre acotada de manera de evitar problemas al calcular las presiones y las velocidades.

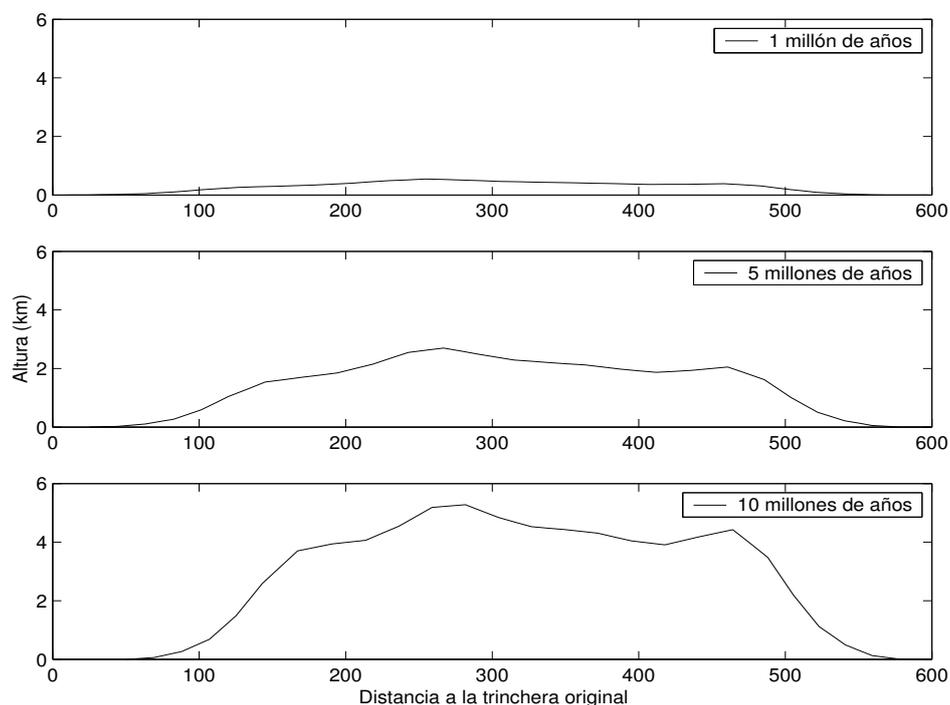


Figure 3: Evolución de la topografía del modelo (1, 5 y 10 millones de años).

4 DISCUSIÓN

El modelo es una aproximación a gran escala de las deformaciones producidas a lo largo de toda la sección, y no un modelo exacto para estructuras individuales de menor escala. Para este tipo de estructuras suelen utilizarse otros modelos.¹¹

De los resultados del modelo y de su comparación con las características actuales de la zona modelada podemos recalcar dos aspectos de coincidencia. Por un lado, la topografía sinorogénica y por otro las velocidades de desplazamiento hacia el este registradas en la superficie.

4.1 Topografía

Existen dos puntos donde se concentra el levantamiento por apilamiento. El primero es en donde se encuentra ubicado el arco volcánico (aproximadamente a 250 km de la trinchera) y el segundo es sobre el contacto de la microplaca de Andes y la placa sudamericana. Ambos pueden observarse claramente en la evolución topográfica graficada en la figura 3.

El levantamiento producido sobre el arco es favorecido por las altas temperaturas que provocan que la viscosidad en esa zona disminuya, especialmente en profundidad, transformándola en la zona más débil en toda la sección.

El otro sector que concentra una gran deformación es el que se encuentra sobre el contacto entre la microplaca de Andes y la placa sudamericana. Este levantamiento se debe al bajo ángulo que caracteriza a la geometría del contacto y la rigidez de la placa sudamericana que provocan

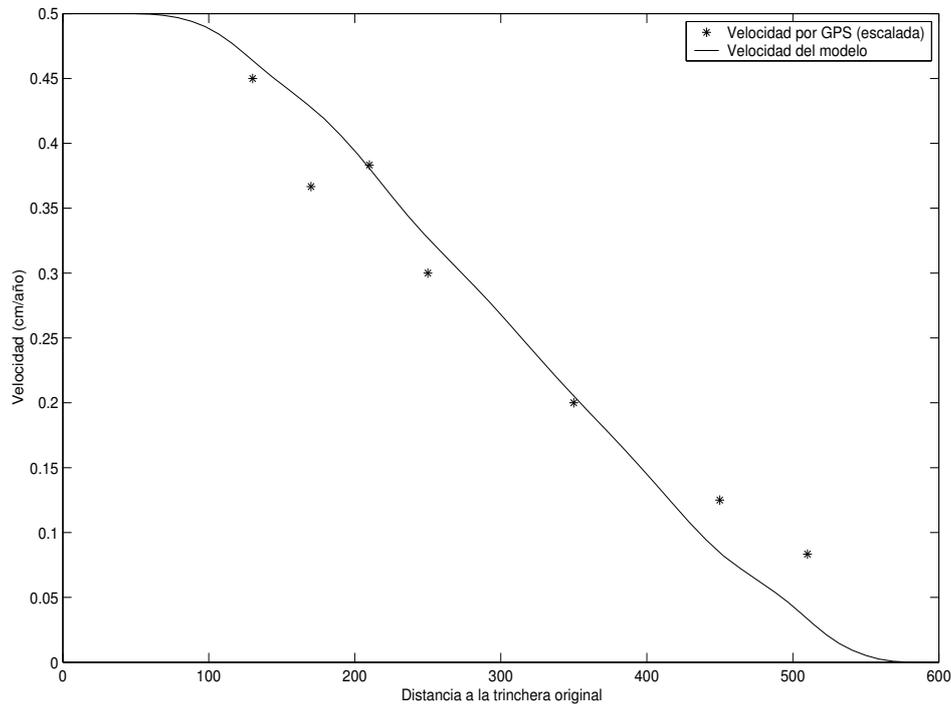


Figure 4: Velocidades de desplazamiento en superficie del modelo y las medidas por GPS luego de ser escaladas

que la corteza comprimida desde el oeste no encuentre gran resistencia para ser levantada.

4.2 Velocidades de desplazamiento

Otra de las coincidencias entre el modelo y lo observado son las velocidades que se registran mediante GPS. Se sabe que sólo parte de la velocidad actual medida por GPS queda como deformación permanente mientras que el resto es recuperado elásticamente. Si se escala la velocidad por GPS para hacerla comparable a la del promedio de los últimos millones de años podemos observar en la figura 4 el buen ajuste que tiene la curva de distribución de velocidades que predice el modelo con las reales.

Hindle⁴ afirma que la zona que se está analizando no ha sufrido una erosión tan intensa como para condicionar fuertemente el levantamiento del orógeno. Es por esto que en el modelo presentado nos concentramos en el levantamiento topográfico y no tomamos en cuenta el factor erosivo provocado por una diversidad de mecanismos exógenos (vientos, lluvias, cauces de ríos, entre otros). Sin embargo, estamos mejorando este modelo para que incluya el factor erosivo y poder aplicarlo a zonas en las que esta característica influye de manera directa en el desarrollo topográfico, ya que al mismo tiempo que se produce el levantamiento por apilamiento, la superficie podría sufrir una fuerte erosión que afecte la topografía del orógeno y produzca la exhumación de los niveles más profundos. Un estudio detallado de la distribución de las edades de las rocas en superficie podrá dar una mayor validez al modelo una vez que se incluya el factor erosivo.

5 CONCLUSIONES Y TRABAJOS FUTUROS

Mediante el modelo presentado se ha podido establecer un alto nivel de correspondencia entre los resultados obtenidos y lo observado en la región modelada en las zonas en que se concentra la mayor deformación y el desarrollo topográfico causado por el levantamiento por apilamiento, así como también en la distribución de velocidades de desplazamiento en la superficie.

Aparte de considerar cómo afecta el desarrollo del orógeno el factor erosivo, se está trabajando en la inclusión de un fenómeno por el cual el apilamiento de la corteza es compensado en profundidad por un crecimiento de las raíces corticales. Este fenómeno es conocido como isostasia y depende fuertemente de la *rigidez flexural* de la corteza, la cual a su vez es función de la temperatura de la columna a compensar.

Algunos autores han utilizado estas técnicas para tratar de modelar la deformación observada en otros lugares del mundo como, por ejemplo, en los *Southern Alps* de Nueva Zelanda¹⁰ y las *Olympic Mountains* en el estado de Washington,¹² pero no hubo hasta el momento trabajos de estas características en la Cordillera de los Andes.

6 AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer el apoyo financiero otorgado por la Fundación Antorchas que ha permitido las presentes investigaciones. Javier Quinteros es becario del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina, institución a la cual también se agradece.

Se extiende este agradecimiento a los Dres. Eduardo Dvorkin y Sergio Ferro del *Center for Industrial Research* (CINI) por las sugerencias brindadas, así como a la *Universidad de Buenos Aires*.

REFERENCES

- [1] David Hindle, Oliver Besson, and Martin Burkhard. A model of displacement and strain for arc-shaped mountain belts applied to the jura arc. *Journal of Structural Geology*, **22**, 1285–1296 (2000).
- [2] Victor A. Ramos. Plate tectonic setting of the andean cordillera. *Episodes*, **22**(3), 183–190 (1999).
- [3] Benjamin Brooks, Michael Bevis, Robert Smalley Jr., Eric Kendrick, René Manceda, Eduardo Lauria, Rodrigo Maturana, and Mario Araujo. Crustal motion in the southern andes (26° - 36°): Do the andes behave like a microplate? *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**(10), 1085 (2003).
- [4] David Hindle, Jonas Kley, Eryn Klosko, Seth Stein, Timothy Dixon, and Edmundo Norabuena. Consistency of geologic and geodetic displacements during andean orogenesis. *Geophysical Research Letters*, **29**(8), 1–4 (2002).
- [5] Vivette Girault and Pierre-Arnaud Raviart. *Finite Element Methods for Navier-Stokes Equations*. Springer-Verlag, (1986).

- [6] Francois Thomasset. *Implementation of Finite Element Methods for Navier-Stokes Equations*. Springer-Verlag, (1981).
- [7] Klaus-Jurgen Bathe. *Finite Element Procedures*. Prentice Hall, (1996).
- [8] W. G. Ernst. Systematics of large-scale tectonics and age progressions in alpine and circum-pacific blueschist belts. *Tectonophysics*, **26**, 229–246 (1975).
- [9] Mark D. Behn, Jian Lin, and Maria T. Zuber. A continuum mechanics model for normal faulting using a strain-rate softening rheology: implications for thermal and rheological controls on continental and oceanic rifting. *Earth and Planetary Science Letters*, **202**, 725–740 (2002).
- [10] Christopher Beaumont, Philippe Fullsack, and Juliet Hamilton. Erosional control of active compressional orogens. *Thrust tectonics*, pages 19–31 (1992).
- [11] Ernesto Cristallini. Pseudo 3-d modeling of trishear fault-propagation folding. *Journal of Structural Geology*, **23**, 1883–1899 (2001).
- [12] Sean D. Willett. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, **104**(B12), 28957–28981 (1999).