



XVIII Congreso Peruano de Geología

El “pensamiento único” en tectónica andina y subandina: ¿Hasta cuándo?

Thierry Sempere

IRD e ISTerre, Université Savoie–Mont Blanc, 73376 Le Bourget-du-Lac, Francia (thierrysempere@icloud.com)

1. Alcance

Los Andes Centrales (~5°S–27°S) se caracterizan por un fuerte engrosamiento cortical. Se lo interpreta tradicionalmente como el resultado de un acortamiento tectónico del margen sudamericano, supuestamente producido por la convergencia de las placas Nazca y Sudamérica. Esta visión se sustenta en la observación de deformaciones que son sistemáticamente explicadas por la acción de esfuerzos compresionales a la escala del orógeno. La creencia que los Andes Centrales se originaron por acortamiento tectónico ha frecuentemente sesgado la cartografía geológica, imponiendo por ejemplo que fallas de alto ángulo o mal expuestas se mapeen sistemáticamente como fallas inversas (Sempere & Jacay, 2008). Esta situación ha reforzado la tendencia general a mapear cualquier falla como inversa, hasta generar casos paradójicos donde fallas han podido ser mapeadas como inversas pese a que su rechazo es de tipo normal (Fig. 1).

Sin embargo, muchas de las estructuras tradicionalmente atribuidas a compresión pueden tener otro origen, como se lo puede demostrar en ciertos casos bien documentados. Este trabajo presenta rápidamente casos que se refieren a:

(1) Pliegues y estratos enderezados en contexto extensional (Fig. 2);

(2) Deformaciones de origen gravitacional, involucrando tanto pliegues, a veces complejos, como fallas inversas y corrimientos (Fig. 3);

(3) Deformaciones, incluyendo pliegues y fallas, producidas por intrusiones de evaporitas o de magmas (Figs. 4, 5, 6, 7, 8).

Cada uno de estos tipos de deformación pseudo-compresional es común en el Perú, lo que requiere revisar ciertos mapeos, y actualizar algunas ideas tradicionales.

2. Un criterio importante para un mapeo correcto de fallas

Muchos son los criterios que se pueden usar para determinar el tipo principal de rechazo presentado por una falla. A gran escala, se recomienda recordar lo ilustrado en la Figura 1. Este criterio lamentablemente no ha sido siempre respetado, haciendo que estructuras en realidad extensionales fueron a menudo pasadas por alto y/o mapeadas como inversas.

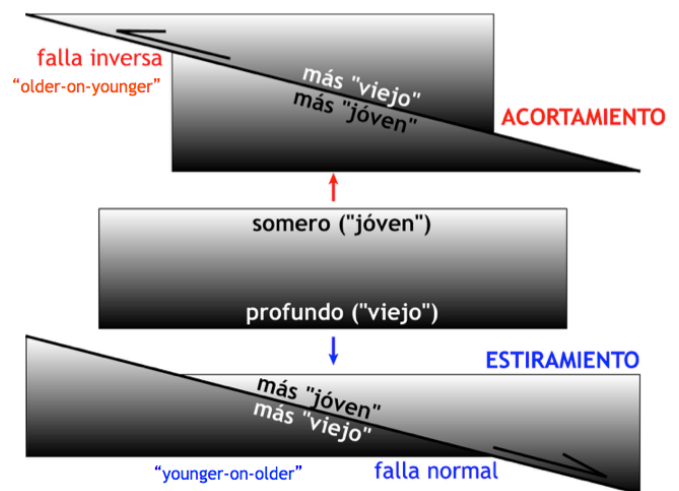


Figura 1. Cuando se observa una falla, identificar la edad o paleopropundidad relativa de las rocas que ella separa (¿“older-on-younger” o “younger-on-older”?) es siempre útil para interpretar su naturaleza principal.

3. Estructuras extensionales con aspectos pseudo-compresionales

Pliegues poco apretados y estratos enderezados no implican necesariamente una deformación de tipo compresional, puesto que se los observa también en contextos indudablemente extensionales (Fig. 2). Estas geometrías pseudo-compresionales, es decir en realidad

de origen extensional, se están confirmando en el Perú, y es probable que sean bastante comunes, en particular en la zona altiplánica puesto que ésta está sometida a extensión por encontrarse encima de una corteza sobreengrosada en gran parte dúctil.

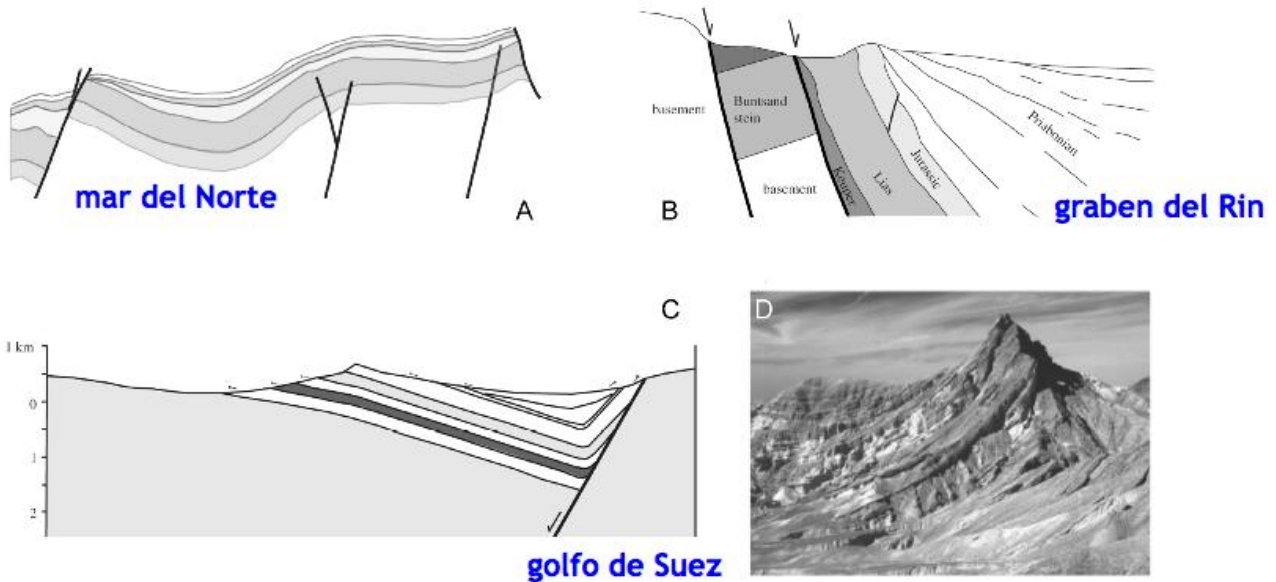


Figura 2. Ejemplos de geometrías estructurales que, sin la observación directa de fallas normales o el conocimiento del contexto regional, generalmente se interpretaban como compresionales (Finch et al., 2004). Sin embargo, los tres contextos regionales ilustrados son típicamente extensionales.

4. Deformaciones gravitacionales involucran compresiones locales

En los Andes Centrales existen muchos casos de deformaciones gravitacionales, tanto en cuencas sedimentarias fanerozoicas de antearco (e.g., la cuenca Talara) y trasarco (e.g., Callot et al. 2008), como a escala cortical en los flancos pacíficos y amazónicos de la corteza

andina sobre-engrosada (e.g., Wörner et al., 2002). Pese a sus características a menudo irregulares y hasta caóticas, estas deformaciones gravitacionales han recibido interpretaciones tectónicas (e.g., Heim [1947] y Newell [1949] en el caso de la Fm Ayabacas; Callot et al., 2008).

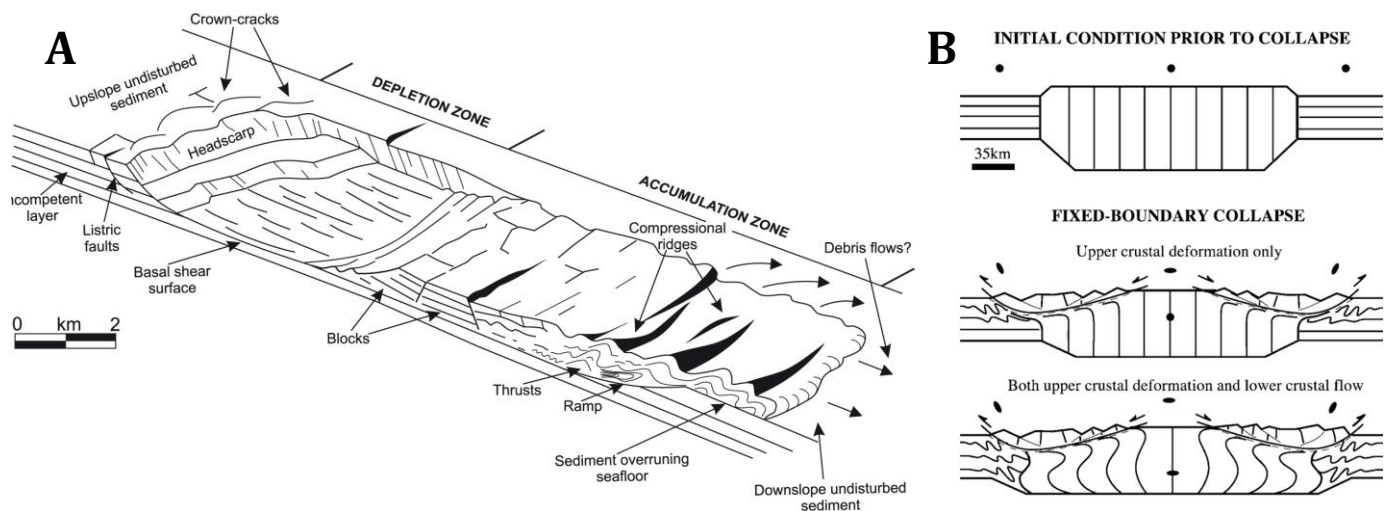


Figura 3. Ejemplos de deformaciones gravitacionales (involucrando acortamientos por pliegues y fallas inversas) generadas por colapsos, a la escala de depósitos sedimentarios espesos (A: Frey-Martínez et al., 2006) o a escala cortical (B: Rey et al., 2001). Es importante notar que en ambos casos la deformación de tipo compresional pasa lateralmente a una deformación extensional, ubicada topográficamente más arriba.

5. Intrusiones producen estructuras pseudo-compresionales

Las evaporitas de baja densidad (yeso, halita, silvita; Fig. 4) se comportan reológicamente como fluidos presurizados. Por otro lado, los magmas son verdaderos líquidos presurizados y presentan densidades relativamente bajas a medida que son más félsicos y/o hidratados (Fig. 4), lo que permite deducir que se comportan de forma relativamente análoga a halita y yeso,

siempre y cuando tienen una temperatura y luego una viscosidad suficientes para fluir e intruir la roca de caja en forma masiva. En ambos casos, las intrusiones generan deformaciones, de las cuales muchas presentan la apariencia de estructuras compresionales, como 'anticlinales', 'sinclinales', fallas inversas, corrimientos (Figs. 5, 6).

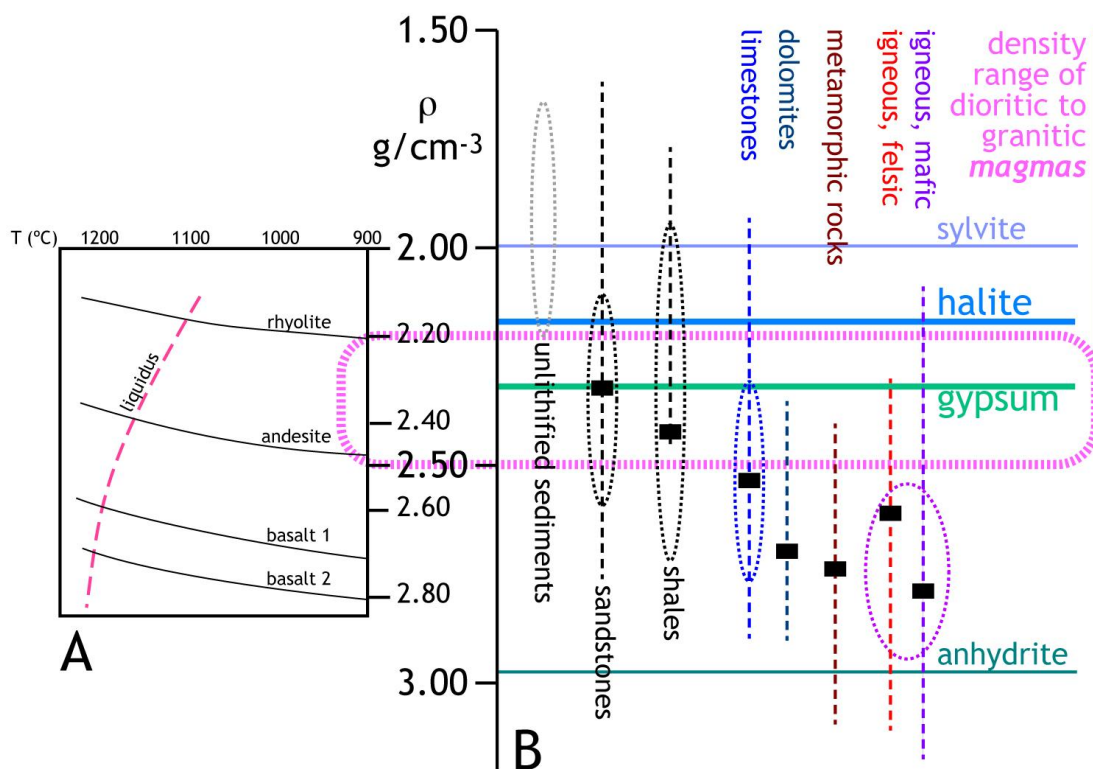


Figura 4. A: Densidades (ρ) de distintos tipos de magma entre 1200 y 900 $^\circ\text{C}$ (Murase & McBirney, 1973). **B:** Comparación de las densidades de minerales evaporíticos por una parte, y el rango de densidad de magmas dioríticos a graníticos (deducido del diagrama A), por otra parte, con las densidades de las rocas de caja más comunes. Los datos de densidad provienen de Manger (1963), Dobrin & Savit (1988), Sharma (1997), y de la literatura mencionada por ellos; elipses y líneas interrumpidas representan rangos señalados en la literatura; los rectángulos negros indican el valor promedio de las densidades más comúnmente registradas para cada tipo de roca.

5.1. Intrusiones de evaporitas

Las geometrías producidas por la intrusión de evaporitas como halita y yeso han sido documentadas en innumerables trabajos, de forma cada vez más precisa a medida que las imágenes sísmicas han ido mejorando.

Este tipo de deformación debe tomarse en cuenta para gran parte del Perú oriental, subandino, y hasta andino, concretamente en toda la extensa área donde se acumularon grandes masas de sal y yeso durante el Permo-Triásico (*e.g.*, Benavides, 1968; Alemán & Marksteiner, 1993).

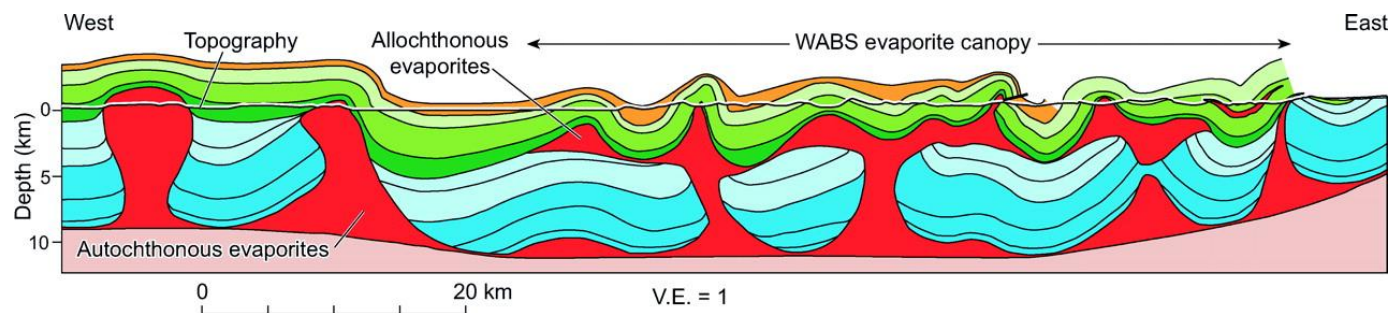


Figura 5. Deformaciones producidas por halocinesis en la cuenca de Sverdrup (Ártico canadiense; Jackson & Harrison, 2006). Los pliegues aparentes en superficie resultan sólo de intrusiones salinas. La sal no migró hasta la parte cuspidal de la pila sedimentaria porque su ascenso se detuvo al encontrar sedimentos de densidad similar o menor a la suya ($\sim 2.16 \text{ g.cm}^{-3}$).

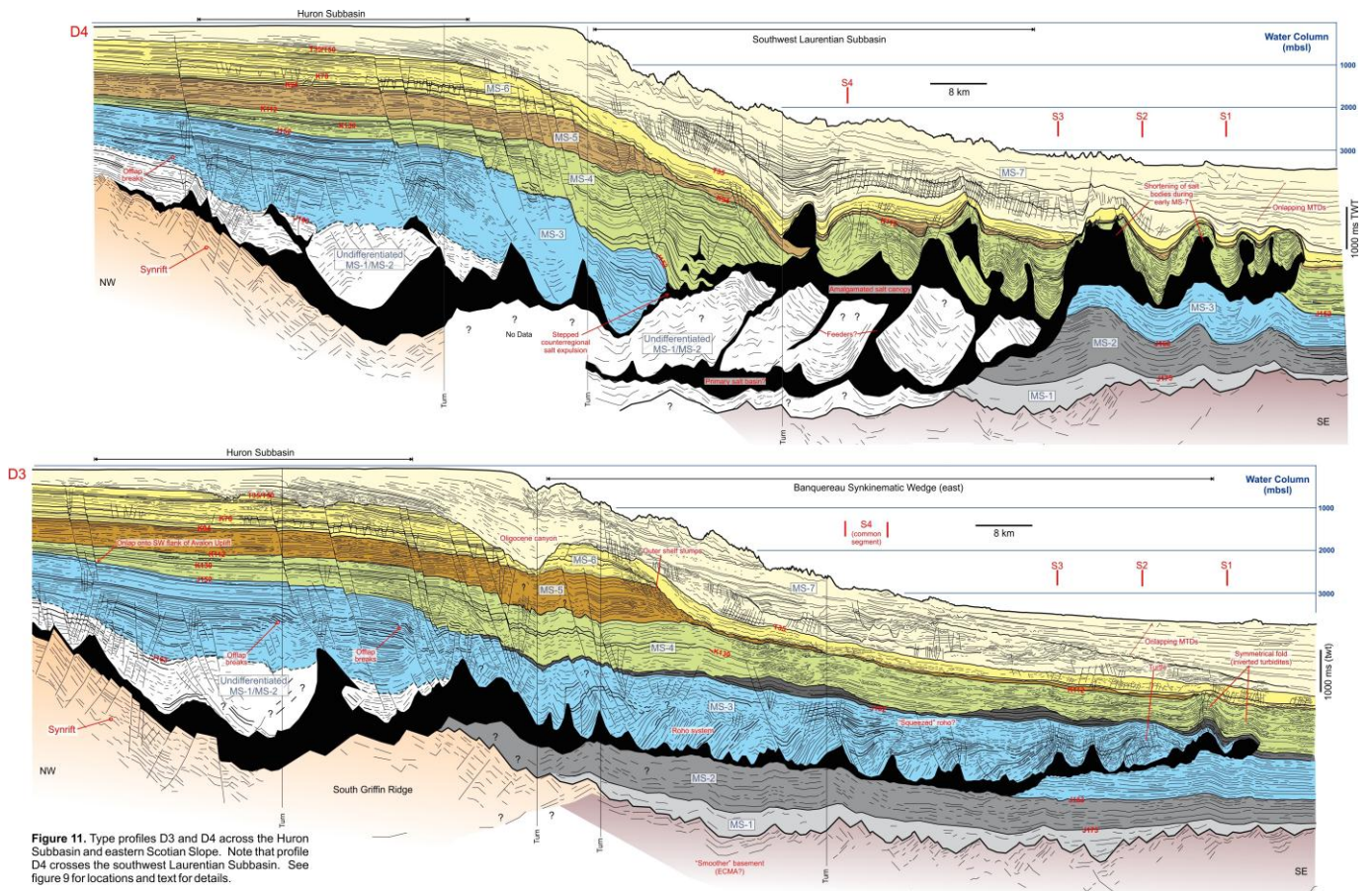


Figure 11. Type profiles D3 and D4 across the Huron Subbasin and eastern Scotian Slope. Note that profile D4 crosses the southwest Laurentian Subbasin. See figure 9 for locations and text for details.

Figura 6. Ejemplos, controlados por sismica de alta precisión, de deformaciones extensionales y pseudo-compresionales producidas por migración e intrusión de sal (ilustrada en color negro) en el margen pasivo de Nova Scotia, Canadá (Deptuck et al., 2014). Es importante subrayar que este margen extensional no ha sufrido ninguna compresión desde su formación en el Triásico.

5.2. Intrusiones de magmas

La similitud entre las densidades de magmas félsicos hidratados y las del yeso y sal (Fig. 4) implica que estos magmas pueden deformar los estratos que intruyen de manera análoga a las geometrías y estructuras producidas por estas evaporitas, puesto que, en ambos casos, el material intrusivo se comporta reológicamente como un fluido presurizado (Fig. 7). Cabe notar que este tipo de deformaciones pseudo-compresionales puede observarse asociado con facies de tipo pórfido (Fig. 8).

En el Perú, deformaciones pseudo-compresionales ('sinclinales', 'anticlinales') se observan comúnmente encima del Batolito Costero, a varias escalas. En casos que se pueden apreciar en afloramientos de gran tamaño, se observa que los estratos intruidos se amoldan, a manera de pliegues (pseudo-compresionales), a las formas irregulares que se presentan en la superficie superior de la intrusión subyacente. Por lo tanto la deformación fue controlada por las irregularidades que se han podido formar en la parte superior del Batolito Costero al momento de su emplazamiento.

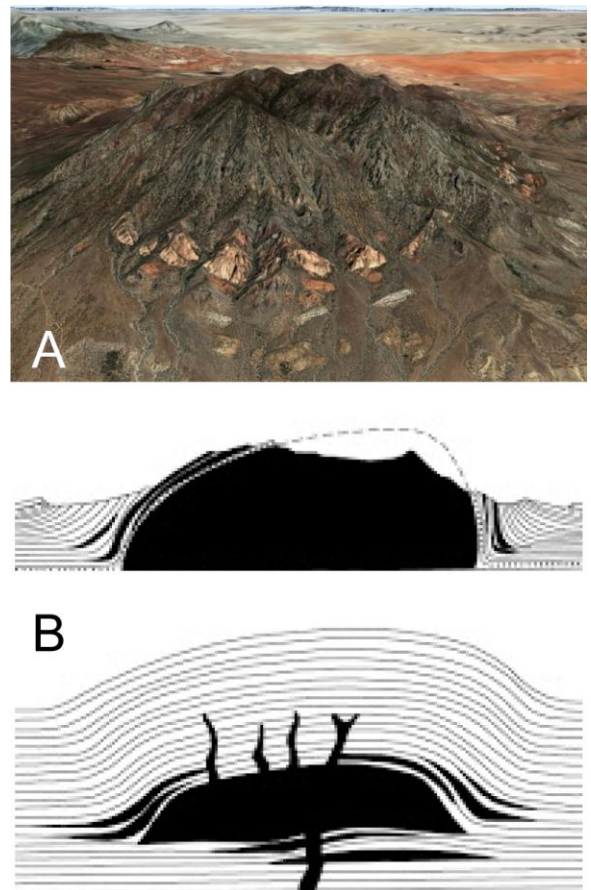


Figura 7. La famosa intrusión del Mount Hillers (Utah, EE.UU.). **A:** vista general por Google Earth, donde se aprecia la deformación de los estratos intruidos; **B:** secciones interpretativas (Gilbert, 1877; Jackson & Pollard, 1988).



Figura 8. Sección de la zona del Mount Hillers (Utah, EE.UU.; según Horsman et al., 2010). La facies intrusiva aflorante es un pórfido.

6. Conclusiones

Al contrario de lo que se planteó en el siglo XX, ciertas deformaciones de aspecto “compresional” pueden también originarse en contexto extensional, o durante un colapso gravitacional, o por intrusión de material magmático o evaporítico. Por lo tanto, en presencia de una deformación de *apariencia* compresional, es importante permanecer prudente e investigar en detalle su posible causa. Interpretar sistemáticamente este tipo de deformación como de origen compresional (s.s.) puede llevar a errores, incluso con consecuencias nefastas en la exploración minera o petrolera.

Agradecimientos

Agradezco a mi gran amigo el Profesor Javier Jacay por haberme señalado hace una década el muy interesante artículo de Finch et al. (2004), y por los intercambios que siguieron entre nosotros a raíz de ello. De la misma manera, agradezco al Dr. Víctor Sanz por sus comentarios acerca de la “Brecha Talara”, espectacular depósito gravitacional en la cuenca homónima, y sus semejanzas con la Formación Ayabacas. Agradezco también a mis alumnos de la UNI (2012-2015) por sus preguntas estimulantes, en particular sobre el diapirismo de los magmas y sus consecuencias tectónicas.

Referencias

- Alemán, A., Marksteiner, R. 1993. Structural styles in the Santiago fold and thrust belt, Peru: A salt-related orogenic belt. Extended abstract, International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), 2nd, Oxford, p. 147–153.
- Benavides, V. 1968. Saline deposits of South America. In: Saline Deposits (H.B. Mattox, ed.), The Geological Society of America Special Paper 88, p. 249–290.
- Callot, P., Sempere, T., Odonne, F., Robert, E. 2008. Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian-Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research*, v. 20, p. 333–357.
- Dobrin, M.B., Savit, C.H. 1988. Introduction to geophysical prospecting. McGraw-Hill, 4th edition, 867 p.
- Deptuck, M.E., Kendell, K., Brown, D.E., Smith, B.M. 2014. Seismic stratigraphic framework and structural evolution of the eastern Scotian Slope: Geological context for the NS14-1 Call for Bids area, offshore Nova Scotia. Nova Scotia Offshore Petroleum Board, Halifax, Geoscience Open File Report, 2014-001MF, 58 p.
- Finch, E., Hardy, S., Gawthorpe, R. 2004. Discrete-element modelling of extensional fault propagation folding above rigid basement fault blocks. *Basin Research*, v. 16, p. 489–506.
- Frey-Martínez, J., Cartwright, J., James, D. 2006. Frontally-confined versus frontally-emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 585–604.
- Gilbert, G.K. 1877. Report on the geology of the Henry Mountains. U.S. Geographical and Geological Survey, Rocky Mountains Region, 160 p.
- Heim, A. 1947. Estudios tectónicos en la región del campo petrolífero de Pirín, lado NW del Lago Titicaca. Boletín Oficial de la Dirección de Minas y Petróleo (Ministerio de Fomento), año XXVI, v. 79, 47 p.
- Horsman, E., et al. 2010. Emplacement and assembly of shallow intrusions, Henry Mountains, southern Utah. Field guide for the LASI IV conference, 37 p.
- Jackson, M.P.A., Harrison, J.C. 2006. An allochthonous salt canopy on Axel Heiberg Island, Sverdrup Basin, Arctic Canada. *Geology*, v. 34, p. 1045–1048.
- Jackson, M.D., Pollard, D.D. 1988. The laccolith-stock controversy: New results from the southern Henry Mountains, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 117–139.
- Manger, G.E. 1963. Porosity and bulk density of sedimentary rocks. Washington, Geological Survey, Bulletin 1144-E, 55 p.
- Murase, T., McBirney, A. R. 1973. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, p. 3563–3592.
- Newell, N.D. 1949. Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geol. Societ. of America Memoir*, v. 36, 111 p.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C. 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, v. 342, p. 435–449.
- Sempere, T., Jacay, J. 2008. Anatomía de los Andes Centrales: Distinguiendo entre Andes Occidentales, magmáticos, y Andes Orientales, tectónicos. Resúmenes extendidos, XIV Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Sharma, P.V. 1997. Environmental and engineering geophysics. Cambridge University Press, 500 p.
- Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I., Seyfried, H. 2002. Evolution of the west Andean scarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: Uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics*, v. 345, p. 183–198.