

COLAPSO SUBMARINO GIGANTE DE LA CUENCA DE TRASARCO SUR-PERUANA (TRANSICIÓN TURONIANO-CONIACIANO): LA FM. AYABACAS

Pierre Callot ^a, Thierry Sempere ^b, Francis Odonne ^c, Emmanuel Robert ^d

a: Pluspetrol Peru Corporation, Lima, Peru – pcallot@pluspetrol.net

b: IRD – ISTERre, Grenoble, France - Thierry.Sempere@lujf-grenoble.fr

c: GET, Toulouse, France - francis.odonne@get.obs-mip.fr

d: LGLTPE, Université UCBLyon, Villeurbanne cedex, France - emmanuel.robert@univ-lyon1.fr

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

Los deslizamientos submarinos son reconocidos como un mecanismo mayor de redistribución de sedimentos sobre márgenes continentales (Mienert et al., 2002; Canals et al., 2004; Hünerbach et al., 2004; Lucente & Pini, 2008). Deslizamientos submarinos actuales y fósiles son asiduamente estudiados para entender los procesos de inestabilidad. La Formación Ayabacas, que aflora irregularmente en los Andes del Sur del Perú (Fig. 1a & 2) presenta deformaciones espectaculares, faltando estratificaciones regulares, en contraste con las unidades subyacentes y sobreyacentes. Ha sido recientemente identificada (Callot et al., 2008a) como una unidad resedimentada muy grande, resultando del colapso submarino de una plataforma carbonatada que se había desarrollado en la cuenca de trasarco sur-peruana (WPBAB, Western Peruvian Back-Arc Basin en inglés, Fig. 1a). Calizas se depositaron durante una primera transgresión en el Albiano, solamente en la parte oeste de la cuenca, y luego durante una segunda transgresión a partir del Cenomaniano terminal en la totalidad de la cuenca (Fig. 1a). El colapso Ayabacas se produjo al final de este segundo evento transgresivo, alrededor del límite Turoniano-Coniaciano (~89.3 Ma, Ogg et al., 2008). Afectó una gran parte, pero no la totalidad de los depósitos de calizas, así como, materiales de formaciones más antiguas, en particular areniscas finas y pelitas rojizas de la Formación Murco.

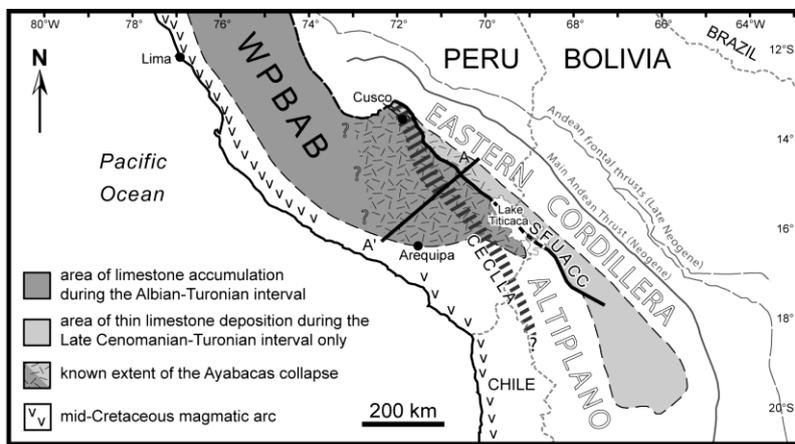
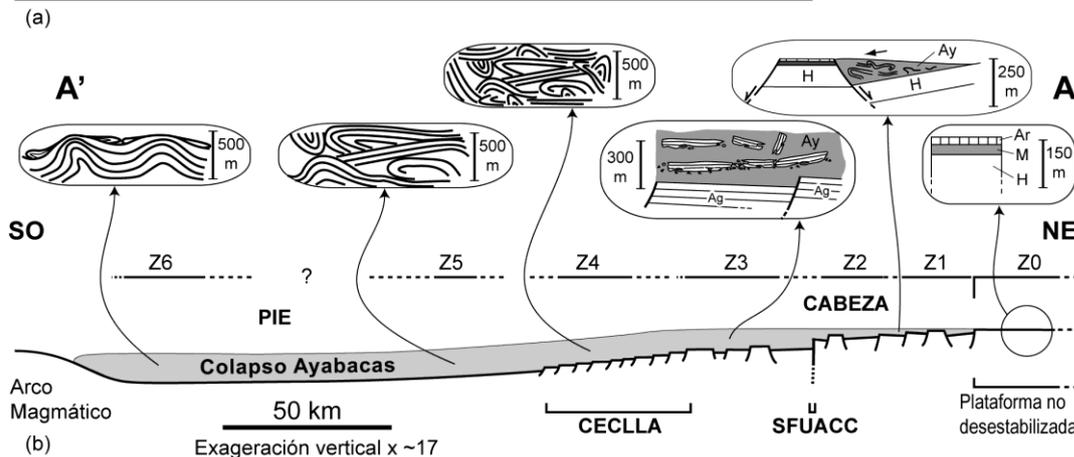


Fig. 1.
a) Mapa mostrando la extensión de la cuenca de trasarco del sur del Perú, la zona de extensión del colapso Ayabacas y los principales elementos estructurales de la cuenca. Ver texto para detalles.
b) Distribución de los estilos de deformación a través de una sección del cuerpo Ayabacas y de su substrato. H = Fm Huancané (substrato del colapso); Ag = Fm Angostura (substrato del colapso); M = Fm Murco; Ar = Fm Arcurquina; Ay = Fm Ayabacas. Z1, Z2,... corresponden a las zonas de deformación (Fig. 4).



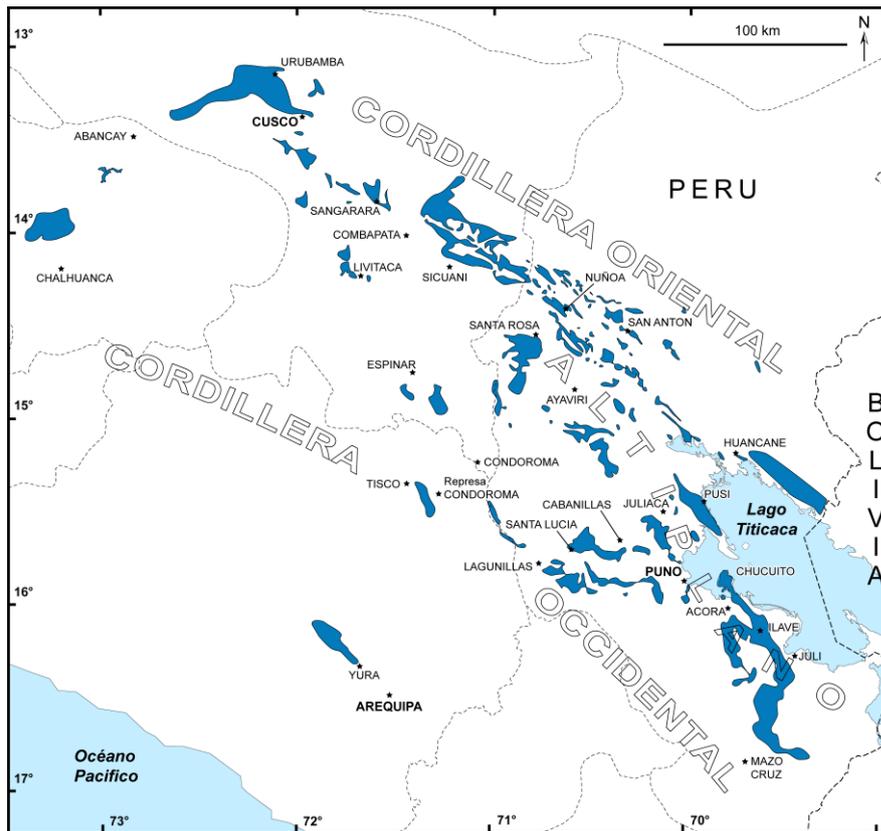


Fig. 2. Mapa de ubicación de las principales zonas de afloramiento de la Formación Ayabacas, realizada a partir de los mapas geológicos del INGEMMET, del análisis de fotos aéreas y de observaciones de campo. La parte proximal (cabeza) del colapso está al NE, mientras que su parte distal (pie) está al SO. Aflora principalmente en el flanco sur de la Cordillera Oriental y en el Altiplano, al noroeste y al sur del Lago Titicaca. Aflora más esporádicamente en la Cordillera Occidental, lo que limita las posibilidades de interpretación en las partes distales del colapso. Fue recientemente reconocido (T. Sempere, inédito) que el colapso se extiende en la zona sur de este mapa, dado que está presente al sur de Chapi y en la quebrada de Linga, donde involucra mayormente a grandes bloques de cuarcitas, y en la sección de Carumas, donde se compone de “balsas” de calizas.

ORGANIZACIÓN DEL DEPÓSITO

El colapso se extiende sobre $> 80,000 \text{ km}^2$ (Fig. 1 & 2). Sus depósitos, que faltan localmente en su “cabeza” al NE, alcanzan más de 500 m de espesor en su “pie” al SO (Fig. 1b). Más de $10,000 \text{ km}^3$ de materiales sedimentarios han sido desplazados durante este evento aparentemente único (a la escala de los tiempos geológicos), aunque los depósitos resultan de varios deslizamientos, posiblemente repetidos, como se observa en algunos deslizamientos submarinos actuales (por ejemplo el “Storegga Slide”, Haflidason et al., 2005; Solheim et al., 2005). Sus dimensiones son comparables a las de los deslizamientos gigantes recientes, y el colapso Ayabacas aparece como uno de los más grandes entre los complejos de transporte en masa fósil (Mass Transport Complex en inglés) actualmente conocido en el mundo (Fig. 3).

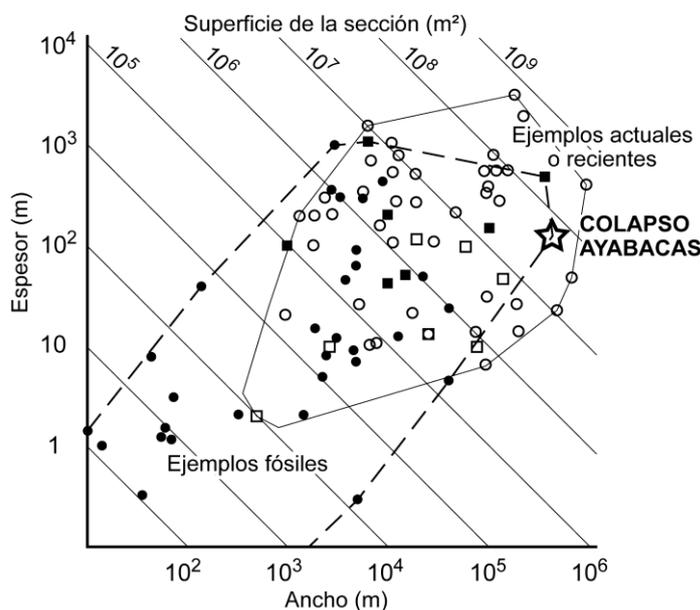


Fig. 3. Diagrama espesor vs. ancho de deslizamientos submarinos fósiles (círculos y cuadrados negros formando el contorno interrumpido) y de deslizamientos recientes o actuales (círculos y cuadrados blancos formando el contorno continuo). Adaptado de Lucente & Pini (2003). El colapso Ayabacas, representado por una estrella, es de dimensiones equivalentes a las de los grandes deslizamientos actuales, y es uno de los más grandes deslizamientos fósiles. Se puede notar que hay pocos deslizamientos fósiles de grandes dimensiones en comparación con el gran número de deslizamientos gigantes recientes, debido a la dificultad de reconocer éstos.

Los depósitos se organizan del NE (cabeza) al SO (pie) en seis zonas (Fig. 4), caracterizadas en base a facies de deformación, y en relación con dos sistemas estructurales importantes que han sido reactivados al momento del colapso: el SFUACC (Sistema de fallas Urcos-Ayaviri-Copacabana-Coniri) y el CECLLA (Corredor Estructural Cusco-Lagunillas-Laraqueri-Abaroa) (Sempere et al., 2004). Una séptima zona en la parte noreste de la cuenca corresponde a la plataforma carbonatada que quedó estable y que no ha sido involucrada en los deslizamientos (i.e., la Formación Arcurquina). En las tres zonas al NE, los depósitos consisten en una megabrecha, con elementos decamétricos a kilométricos (“mantos” y “balsas” de calizas, plegados plásticamente, y con menos frecuencia bloques rígidos derivados de formaciones cretácicas y paleozoicas) que “flotan” en una mezcla de pequeños clastos calcáreo-silicoclásticos y de materiales pelíticos rojizos (Fig. 5). Varios rasgos muestran que estos materiales estaban fácilmente deformables y hasta parcialmente fluidizados: entre ellos, “diques neptunianos” se forman por inyección de material fluidizado dentro de sedimentos más litificados y son indicios evidentes de deformación plástica de materiales no litificados, (Fig. 6). Estas zonas se caracterizan también por una fragmentación y desorganización creciente de la plataforma desde el NE (Zona 1) hacia el SO (Zona 3). En las zonas dístales 4 a 6, las observaciones son más difíciles debido a la escasez de afloramientos (Fig. 2) y en particular de afloramientos de buena calidad. Se puede notar que los depósitos son exclusivamente calcáreos y consisten en masas de calizas apiladas. La organización, el tamaño y la continuidad de las masas de calizas aumentan de las zonas 4 a 6, indicando una amortiguación progresiva del colapso (Fig. 1b).

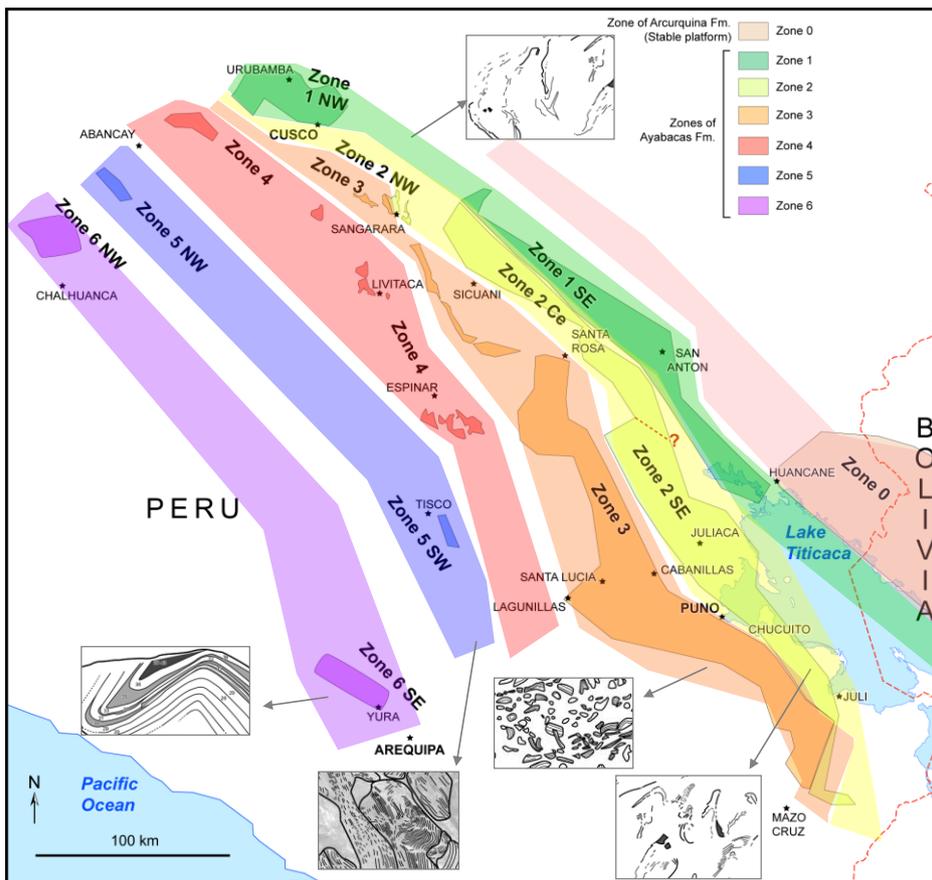


Fig. 4. Mapa de las zonas de deformación de la Formación Ayabacas. Según las facies de deformación, la Formación Ayabacas está distribuida en seis facies de deformación, del noreste al suroeste. Una séptima zona, al NE (Zona 0), corresponde a la plataforma carbonatada que permaneció estable y que no fue involucrada en los deslizamientos (Formación Arcurquina). Adaptado de Callot et al., 2008a.

MECANISMOS DE DESLIZAMIENTO

El colapso resultó de varios factores que en conjunto llevaron a la activación de los deslizamientos. Primero, la creación de pendientes gracias a la activación de fallas normales al momento del colapso, las cuales modelaron el substrato de la Formación Ayabacas en un sistema de bloques basculados. Además, esta tectónica extensiva se acompañó muy probablemente de una actividad sísmica importante, uno de los factores de activación de los deslizamientos submarinos (Piper et al., 1999). Segundo, materiales propensos a deformarse plásticamente y hasta licuarse han actuado como una

suela de deslizamiento, favoreciendo mucho el desplazamiento de los elementos más grandes y menos dúctiles (Callot et al., 2008b). Estos materiales son las areniscas finas y las pelitas rojizas de la Formación Murco, cargada de fluidos y todavía no totalmente litificada, que estuvo involucrada en el deslizamiento en las partes proximales del colapso. Este fenómeno ha sido facilitado por tasas de sedimentación diferentes entre las partes proximales y distales, provocando la creación de sobrepresiones de fluidos en las partes proximales de la cuenca (Fig. 7). Al contrario, en las partes distales del colapso, estos materiales de la Formación Murco no han sido entrenados en el deslizamiento, y la desaparición de estos materiales muy dúctiles parece haber participado en la amortiguación del colapso.



Fig. 5. Facies típico de la Fm Ayabacas (Zona 3) al suroeste de Ilave, constituida en esta Zona 3 de bloques fragmentados de calizas flotando en materiales rojizos. Nótese al fondo a la derecha las Capas Rojas del Cretácico Superior y del Terciario, regularmente estratificadas, sin deformaciones espectaculares y solamente basculadas por la tectónica andina.



Fig. 6. Inyección de materiales fluidizados (areniscas finas y pelitas carbonatadas) dentro de sedimentos más litificados (bloque de calizas proviniendo del fraccionamiento de la plataforma carbonatada).

CONCLUSIONES

Comparado a los deslizamientos submarinos gigantes actuales, la Formación Ayabacas es un colapso atípico, ya que se produjo en la margen NE del trasarco, que se podía considerar más estable. El colapso resultó de una creación de pendiente y de sismos producidos por una súbita actividad tectónica en extensión, como lo demuestran fallas normales sinsedimentarias y relacionadas variaciones de espesor. Otros factores, como el incremento de la presión de fluidos intersticiales o contrastes de litificación han podido facilitar los deslizamientos, en particular la presencia de una suela de deslizamiento en las partes proximales del colapso.

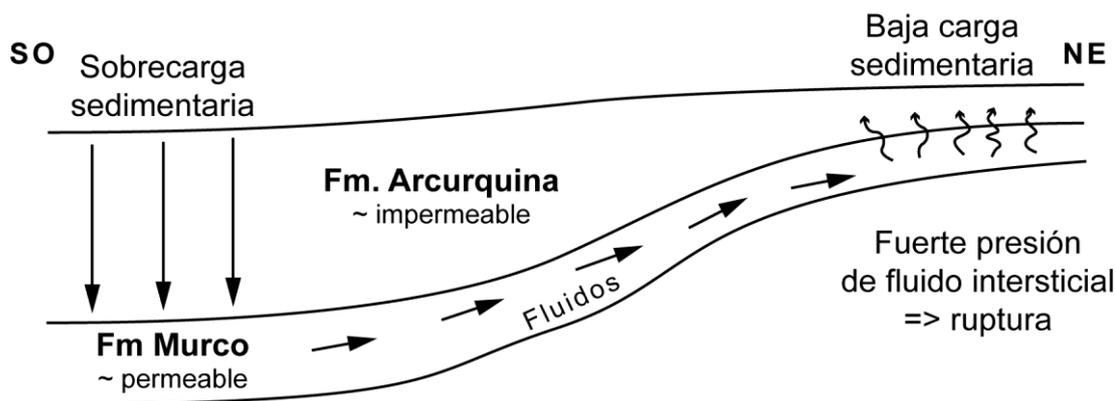


Fig. 7. Génesis de elevadas presiones de fluidos intersticiales en las partes proximales de la Fm Ayabacas, debido a tasas de sedimentación heterogéneas que provocaron una migración del suroeste al noreste de los fluidos atrapados en la Fm Murco (areniscas finas y pelitas). Las elevadas presiones de fluidos, en conjunto con la actividad tectónica extensional, provocaron la ruptura de los sedimentos carbonatados parcialmente litificados y la expulsión de los fluidos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) y el GDR “Marges”. Agradecemos al Instituto Geológico Mínero y Metalúrgico (INGEMMET) por su colaboración y su apoyo.

REFERENCIAS

- Callot, P., Sempere, T., Odonne, F., Robert, E., 2008a. Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian-Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research* 20, 333-357.
- Callot, P., Odonne, F., Sempere, T., 2008b. Liquefaction and soft-sediment deformation in a limestone megabreccia: The Ayabacas giant collapse, Cretaceous, southern Peru. *Sedimentary Geology* 212, 49-69.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F. and Bryn, P. (2004) Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, 213, 9-72.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H.P., Forsberg, C.F. & Bryn, P. (2005) The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 123-136.
- Hünerbach, V., Masson, D., et al. (2004) Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour. *Marine Geology*, 213, 343-362.
- Lucente, C.C. & Pini, G.A. (2003) Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the Northern Apennines, Italy: a field perspective. *American Journal of Science*, 303, 565-602.
- Lucente, C.C. & Pini, G.A. (2008) Basin-wide mass-wasting complexes as markers of the Oligo-Miocene foredeep-accretionary wedge evolution in the Northern Apennines, Italy. *Basin Research*, 20, 49-71.
- Mienert, J., Berndt, C., Laberg, J.S., Vorren, T.O., 2002. Slope Instability of Continental Margins. In: *Ocean Margin Systems* (Eds G. Wefer, D. Billet, D. Hebbeln, B.B. Jørgensen, M. Schlüter and T. van Veering), Springer Verlag, 179-193.
- Ogg, J.G., Ogg, G. and Gradstein, F.M. (2008) *The Concise Geological Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 177 p.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P. & Morrison, M.L. (1999) The sequence of events around the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology*, 46, 79-97.
- Sempere, T., Jacay, J., Carlotto, V., Martínez, W., Bedoya, C., Fornari, M., Roperch, P., Acosta, H., Acosta, J., Cerpa, L., Flores, A., Ibarra, I., Latorre, O., Mamani, M., Meza, P., Odonne, F., Orós, Y., Pino, A. & Rodríguez, R. (2004) Sistemas transcurrentes de escala litosférica en el Sur del Perú. *Publicación Especial Sociedad Geológica del Perú*, 5, 105-110.
- Solheim, A., Berg, K., Forsberg, C.F. & Bryn, P. (2005a) The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 97-107.