



XVIII Congreso Peruano de Geología

Datación de depósitos coluviales utilizando nucleídos cosmogénicos (^{10}Be) – Cronología del deslizamiento Aricota

Gabino Delgado¹; Swann Zerathe²; Carlos Benavente^{1,2}; Laurence Audin²; Xavier Robert^{1,2}; AsterTeam²

¹ Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico INGEMMET, Av. Canadá 1470, Lima, Perú. gdelgado@ingemmet.gob.pe

² Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTerre, F-38000 Grenoble, France

1. Introducción

Los nucleídos cosmogénicos producidos in situ (^{10}Be , ^3He , ^{26}Al) son ampliamente utilizados para fechar eventos geomorfológicos que ocurrieron los últimos millones de años (e.g. Gosse y Phillips, 2001). La aplicación más común de este método es el de fechar superficies glaciales expuestas (Bromley et al., 2009). Los nucleídos cosmogénicos también se utilizan para fechar escarpes de fallas e identificar sus reactivaciones (Benavente et al., in prep), eventos volcánicos (Samaniego et al., 2016) y el origen y cronología de grandes deslizamientos al datar sus depósitos o escarpes (Zerathe et al., 2014).

Los nucleídos cosmogénicos permiten determinar la edad de estos eventos y su recurrencia. Asimismo nos permite proponer una cronología y discutir el origen o posible detonante (sismotectónico y/o climático). A comparación de otros métodos, los nucleídos cosmogénicos tienen una clara ventaja, porque la datación se realiza directamente en la superficie de rocas que quedaron expuestas luego de ocurrido el evento.

La alta topografía de los Andes Centrales, la geodinámica regional y sus abruptas pendientes permiten el desarrollo de grandes deslizamientos. Uno de los ejemplos más importantes es el de Aricota, ubicado en la Cordillera Occidental del sur del Perú, cuya masa deslizada represó el río Curibaya, formando una laguna de 6 km de largo (Figura 1). Sin embargo, no se conoce el origen, detonante ni el tiempo en que se generó.

Por consiguiente, los objetivos de este estudio, fueron: (1) cartografiar la estructura de la masa deslizada en base a datos de campo e imágenes pleiades (0.5 m de

resolución); (2) Proponer una cronología de los diferentes eventos utilizando dataciones con ^{10}Be .

Geológicamente, en la zona de estudio afloran rocas volcánicas de la formación Samanape, rocas volcánicas de la formación Tarata, tobas de la formación Huilacollo, ignimbritas de la formación Huaylillas, depósitos cuaternarios y cuerpos intrusivos cretáceos del Batolito de la Costa. Asimismo, se evidencian fallas con orientación noroeste-sureste (Figura 1).

2. Metodología

Con el objetivo de cartografiar a detalle el deslizamiento y los depósitos asociados, primero utilizamos dos imágenes satelitales Pléiades estéreo de alta resolución (0.5 m). Estas dos imágenes permitieron la construcción de un modelo de elevación digital (DEM) de 2 m de resolución horizontal x 70 cm de resolución vertical, utilizando el método RPC (Fraser et al., 2006) implementado en el software AMES StereoPipeline (Broxton et al., 2008).

El DEM permitió: a) Cartografiar con precisión las partes del deslizamiento; b) Identificar los diferentes depósitos del deslizamiento y agruparlos según su antigüedad por posición estratigráfica (Figura 2); y c) Determinar los sitios de muestreo más idóneos que nos permita proponer una cronología.

Las muestras se extrajeron de la cara libre de los escarpes y de bloques del material de escombros del deslizamiento. Estas últimas teniendo en cuenta parámetros como: diámetro de los bloques mayor a 5 m, la muestra extraída debe ser la mayor expuesta y no debe tener evidencias de erosión (Figura 2).

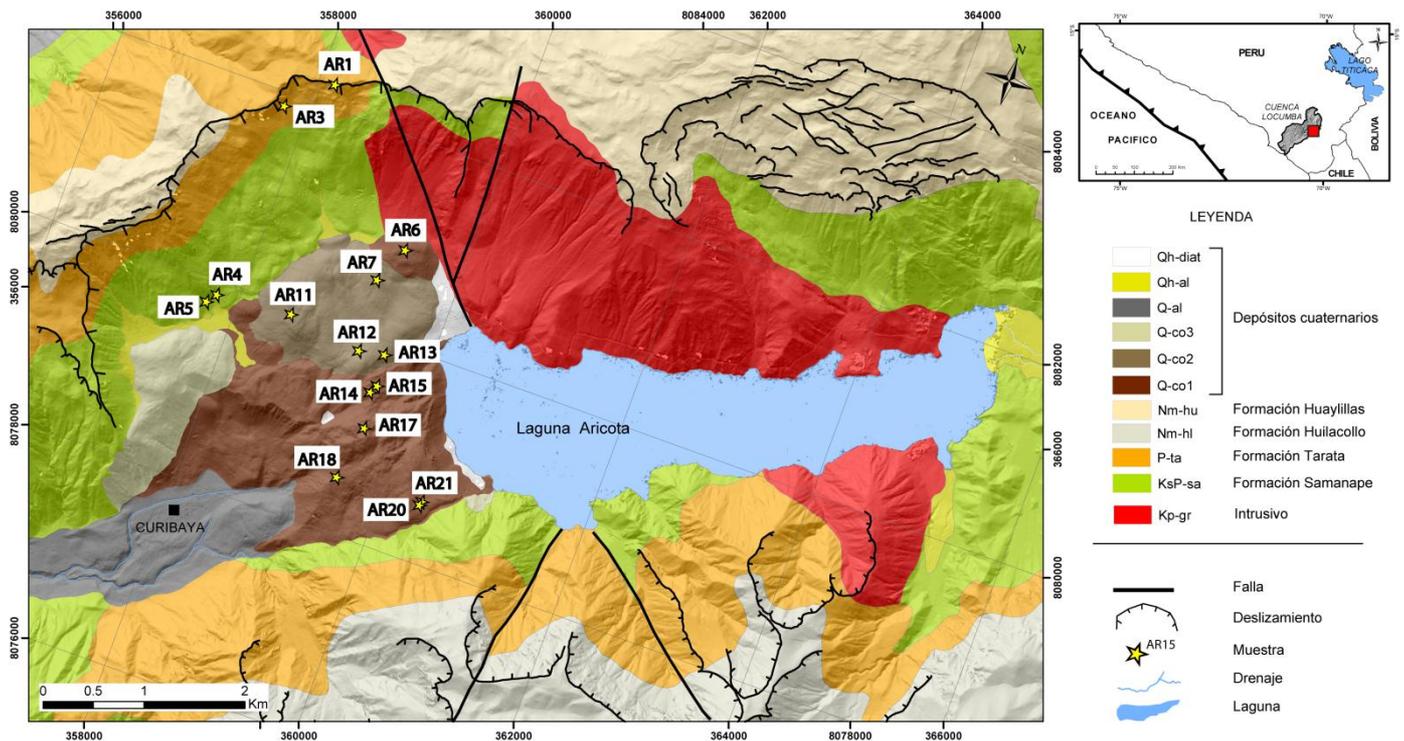


Figura 1. Ubicación del área de estudio, unidades litológicas y puntos de muestreo.

La preparación de las muestras para datar con la metodología ^{10}Be -Cuarzo se llevó a cabo en el Instituto de Ciencias de la Tierra (ISTerre, Grenoble). El procedimiento incluye la extracción mecánica del cuarzo, y después la extracción química del isótopo ^{10}Be siguiendo los procedimientos desarrollados por Brown et al. (1991). Las mediciones de ^{10}Be se realizaron en el Acelerador Espectrométrico de Masa ASTER (CEREGE, Aix en Provence, Francia). Todas las incertidumbres analíticas incluyen incertidumbres internas asociadas con el AMS calculando estadísticas (el error del AMS ($<1\%$)), la reproducibilidad estándar y mediciones químicas en blanco ($^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ blanco = $1.60 \pm 0.72 \cdot 10^{-15}$). Las incertidumbres externas incluyen 6% de incertidumbre en la tasa de producción y el 8% de incertidumbre en la constante de desintegración del ^{10}Be . Las exposiciones se calcularon utilizando la calculadora en línea CRONUS (Balco et al., 2008). Los resultados se calcularon utilizando el esquema dependiente de la escala del tiempo de Lal (1991) modificado por Stone (2000).

3. Resultados

El escarpe del deslizamiento principal Aricota se encuentra a 3657 msnm y el río Curibaya a 2420 msnm, evidenciando un desnivel mayor a 1000 m. Durante el evento principal, la masa deslizada se ha propagado hasta el otro flanco del valle, generando un dique que represo el río, originando la laguna Aricota. Los escombros se derivan de tobas e ignimbritas de la formación Huaylillas, piroclastos, limolitas y clastos volcánicos de la formación Tarata y tobas y andesitas de la formación Samanape. Se notan fallas que limitan el escarpe con dirección noroeste-sureste y norte-sur (Figura 1).

Por morfología en el dique se evidencian dos eventos distintos (Figura 2). El primero que sería el principal,

rellenó la quebrada. Este evento tiene un volumen aproximado de 1.5 km^3 . La altura del depósito con relación al río Curibaya es de 530 m y está compuesto de ignimbritas y tobas. La particularidad geomorfológica de la masa deslizada es que presenta bloques de roca erráticos, que se atribuye a un evento violento (Figura 2). El segundo evento se identifica como un lóbulo de escombros posicionado encima del primer cuerpo (Figura 2B). En la morfología se observan estructuras radiales, que indican el origen de la masa. El evento fue de tipo avalancha de rocas, debido a una reactivación del escarpe principal. El contacto entre estos dos cuerpos es visible y permite medir el espesor del segundo depósito que varía de 40 a 80 m, con un volumen estimado de 0.15 km^3 .

Para fechar los dos eventos descritos, se extrajeron 14 muestras (Figura 1, 2, Tabla 1): 7 muestras en el cuerpo principal (AR6, AR14, AR15, AR17, AR18, AR20 y AR21), 4 muestras en los depósitos de avalancha del segundo evento (AR7, AR11, AR12 y AR13), 3 muestras en los escarpes (AR3, AR4 y AR5). Una (1) muestra (AR1) adicional se tomó encima del escarpe, en topografía preservada, para medir la erosión a larga escala de tiempo (Figura 2A).

Los resultados de las 15 muestras están detallados en la Tabla 1. La muestra AR1 da una concentración muy alta ($>10^6 \text{ at/gr}$), indicando una saturación de ^{10}Be que corresponde a un tiempo de exposición superior a 1 Ma. Esta muestra nos permite calcular una tasa de erosión local de 4 m/Ma. El primer evento, corresponde al deslizamiento principal, que da una edad promedio de $19 \pm 6 \text{ ka}$ (AR6, AR18, AR20, AR21). En este grupo se tiene dos muestras (AR9, AR10) con resultado $+\infty$, que indican una saturación en ^{10}Be . Estas rocas indican que fueron parte de la paleosuperficie, expuesta antes de ocurrido el deslizamiento. Además, las muestras AR13 y AR17 están interpretadas como "outliers" debido a una concentración

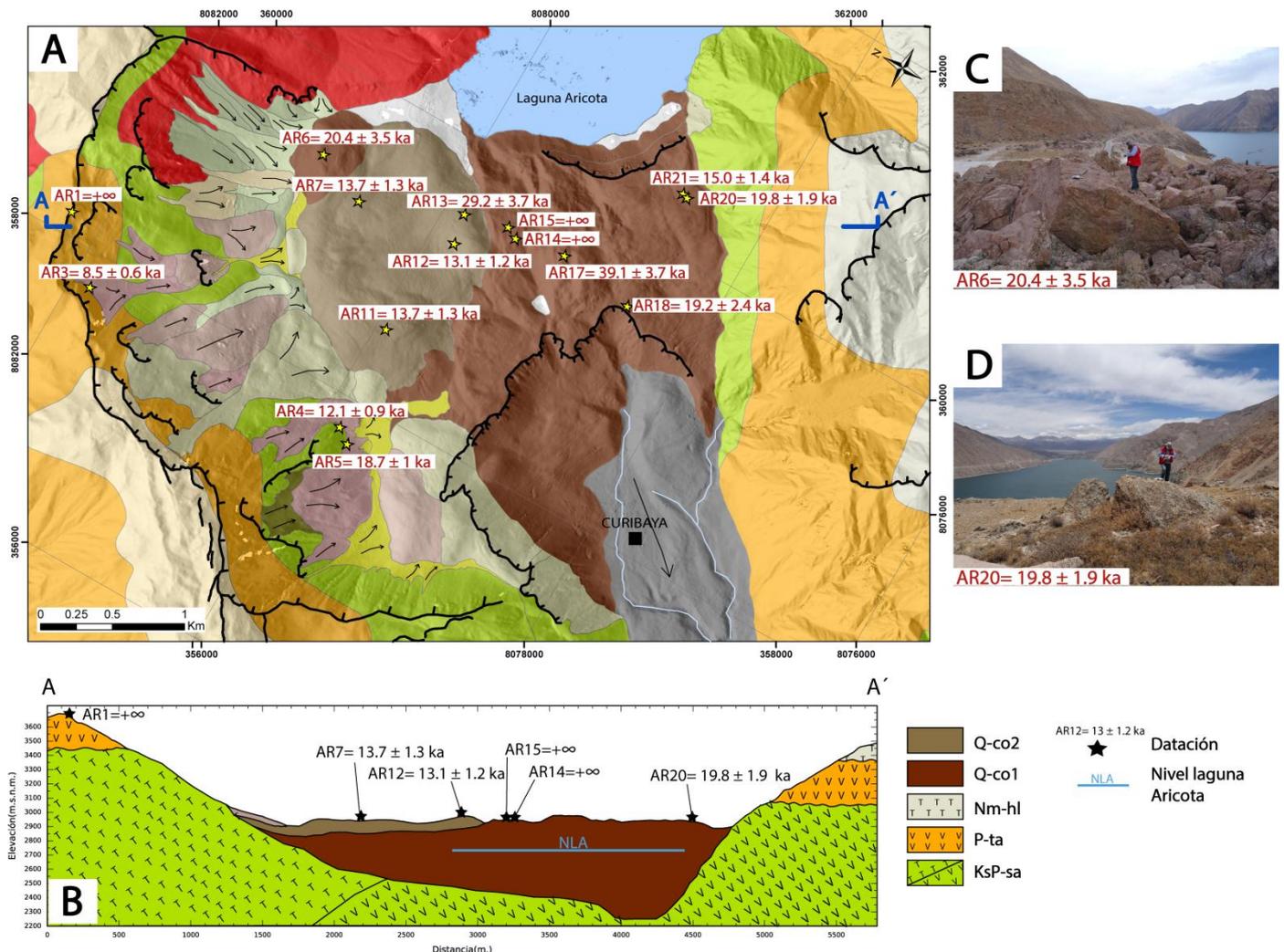


Figura 2. A) Cartografiado a detalle del deslizamiento Aricota, se observan las edades obtenidas; los colores están descritos en la Figura 2. B) perfil AA', se observa claramente dos eventos. El primero relleno el valle y dio origen a la formación de la laguna Aricota. C) y D) Extracción de muestras para datación por ¹⁰Be.

Tabla 1. Resultados ¹⁰Be-cuarzo del deslizamiento Aricota

Muestra	Altura (msnm)	Tasa de producción (at/gr/año)		Concentración ¹⁰ Be (10 ⁵ at/gr)	Edades (ka)
		Espalación	Muons		
AR1	3674	24.75	0.1296	37.99 ± 1.13	+ ∞
AR3	3488	22.54	0.1243	1.09 ± 0.08	8.5 ± 0.6
AR4	2870	16.21	0.1078	1.41 ± 0.07	12.1 ± 0.9
AR5	2856	16.08	0.1075	1.69 ± 0.07	18.7 ± 1
AR6	2933	16.78	0.1094	3.10 ± 0.50	20.4 ± 3.5
AR7	2918	16.65	0.1091	2.05 ± 0.11	13.7 ± 1.3
AR11	2935	16.80	0.1095	2.04 ± 0.12	13.7 ± 1.3
AR12	2907	16.54	0.1088	1.82 ± 0.08	13.1 ± 1.2
AR13	2928	16.74	0.1093	4.45 ± 0.46	29.2 ± 3.7
AR14	2923	16.69	0.1092	43.74 ± 1.34	+ ∞
AR15	2910	16.57	0.1089	50.48 ± 1.38	+ ∞
AR17	2928	16.74	0.1093	5.81 ± 0.30	39.1 ± 3.7
AR18	2822	15.78	0.1066	2.82 ± 0.29	19.2 ± 2.4
AR20	2909	16.56	0.1088	2.87 ± 0.16	19.8 ± 1.9
AR21	2907	16.54	0.1088	2.22 ± 0.11	15.0 ± 1.4

significante de ¹⁰Be. El segundo evento da una edad de 13 ± 3 ka, que viene a ser el promedio de tres muestras extraídas (AR7, AR11, AR12).

Finalmente, las 3 muestras tomadas en la zona de escarpe arrojan edades relacionados a los dos eventos. El

punto AR5 da 18.7 ± 1.7 ka, lo cual es compatible con el evento a 19 ± 6 ka teniendo en cuenta las incertidumbres. Las muestras AR2 (8.4 ± 0.5 ka) y AR3 (12.1 ± 0.5 ka), extraídos del escarpe, son más jóvenes y estarían relacionados con la avalancha de 13 ± 3 ka.

4. Discusión

El análisis morfológico y las edades obtenidas, que son los primeros resultados del estudio del deslizamiento Aricota. Se identifican dos eventos sucesivos. El primer evento (19 ± 6 ka) movilizó ~ 1.5 km³ de rocas relleno el valle y formando la represa natural de la laguna Aricota. El segundo evento (13 ± 3 ka) fue un evento de tipo avalancha de rocas con un volumen más pequeño (0.15 km³), movilizándolo una parte del escarpe original o principal.

La cronología del deslizamiento de Aricota nos permite discutir las causas de los deslizamientos respecto al contexto paleo-climático y sísmo-tectónico establecido en la zona.

El último estudio de paleo climatología detallado en la zona es el de Placezk et al. (2013), que proponen una reconstrucción de la precipitación sobre los últimos 130 ka, en base a paleo-niveles de los lagos del Altiplano (figura 3). Los autores identificaron dos etapas importantes de humedad, con picos/incremento de precipitación entre 120 ka hasta 80 ka (Ouki) y entre 18 ka hasta 14 ka (Tauca). El último evento corresponde al gran lago "Tauca" que fue 6 veces más grande que el actual lago Titicaca, reflejando el gran aporte hídrico de la época. En concordancia con este evento (figura 3), se nota un incremento de los aportes detríticos en los valles occidentales de Pisco (Steffen et al., 2009), y de Majes (Steffen et al., 2010), donde se depositaron terrazas aluviales de varios metros de espesor. Siguiendo las conclusiones de los autores, tales aportes detríticos pueden ser considerados como un buen proxy indicando un incremento de la actividad fluvial y de las precipitaciones en las partes altas de los valles occidentales. Entonces, a primera vista, las reconstrucciones paleo-climáticas en la Cordillera Occidental del Sur del Perú indican que el deslizamiento Aricota ocurrió durante una temporada de mayor precipitación. Los efectos debidos al incremento de la humedad sobre la estabilidad de las pendientes/relieves están bien establecidos e incluyen: (1) el efecto del río: la posible erosión fluvial al pie del deslizamiento, que modifica el perfil topográfico (e.g. Larsen & Montgomery, 2012; Zerathe et al., 2016); y (2) la saturación de agua en la masa inestable, aumenta su peso disminuyendo así el esfuerzo efectivo y la fricción sobre las superficies de deslizamiento (Jaboyedoff et al., 2004).

La tectónica también juega un papel fundamental en la evolución del relieve, contribuye con la deformación y alzamiento de los Andes, la reactivación de fallas incrementan la inestabilidad mecánica de las pendientes rocosas. En este contexto, los sismos generados pueden ser el detonante de deslizamientos (Keefer et al., 2002). Según Keefer et al. (2002) o Jibson et al. (2006) la aceleración del suelo es un parámetro crítico, por el que se considera dos puntos importantes: (1) la proximidad entre el epicentro del sismo y el deslizamiento (<100 km); y (2) la magnitud del sismo (>Mw7). Los trazos de falla que se tiene en la zona de estudio (figura 1) forman parte de un sistema mucho mayor, conocido como el sistema de fallas Incaquiquio (Sebrier et al., 1985). Este sistema sub-vertical de 400 km de longitud, tiene una dirección

noroeste-sureste y se acomoda un ambiente transpresivo con micro sismicidad actual (Devlin et al., 2012; Benavente et al., in prep). Pasando a solo 10 kilómetros al suroeste del sitio de Aricota, la falla Incaquiquio pudo generar sismos locales de Mw>7 que podrían haber desencadenado el deslizamiento Aricota. Como ejemplo de tal proceso, recordamos el evento de Usoy/Sarez (Pamir, Tajikistan) donde un sismo cortical de Mw~7.7 generó el deslizamiento que movilizó una masa de ~ 2 km³ y posteriormente represó un lago de ~ 60 km de largo (Ambraseys & Bilham, 2012).

Sin embargo, considerando que no existe ningún proxy de paleo sismicidad en la región, la correlación entre el deslizamiento Aricota y un posible sismo queda como una hipótesis.

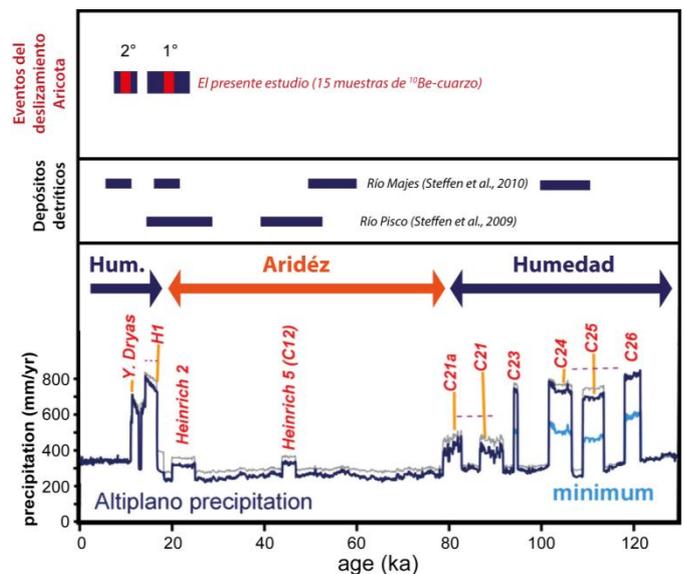


Figura 3. Tentativa correlación entre los proxies paleo climáticos disponibles en el suroeste del Perú y las edades del deslizamiento Aricota (presente estudio). La curva de precipitaciones climáticas de los últimos 130 ka es tomada de Placezk et al. (2013) y los eventos detríticos principales que fueron registrados en los valles cercanos son tomados de Steffen et al. (2009 y 2010).

5. Conclusiones

Utilizando datos de campo, y un modelo de elevación de alta resolución, se identificó: (1) un primer episodio de deslizamiento con un volumen estimado de 1.5 km³ que represó el río Curibaya dando origen a la laguna Aricota; y (2) un segundo evento de tipo avalancha de rocas con un volumen estimado de 0.15 km³. Según las edades obtenidas por ¹⁰Be (15 muestras), sugieren edades de 19 ± 6 ka y en 13 ± 3 ka. Respecto a la cronología paleo-climática (Placezk et al. 2013) de la región, el evento principal (19 ka) ocurrió durante una temporada de alta precipitación, lo cual nos permite proponer que el ambiente climático ha jugado un rol importante en el desencadenamiento de este fenómeno. Sin embargo no es posible descartar un posible detonante sísmico (o acoplamiento sísmo/clima) debido a la proximidad entre el deslizamiento Aricota y el sistema de fallas Incaquiquio.

Hasta ahora, en los Andes del sur del Perú y norte de Chile, el deslizamiento de Aricota queda como uno de los pocos eventos fechados a pesar de la existencia de

numerosos paleo-deslizamientos identificados por Crosta et al., (2014). Así que nuevas dataciones deberían permitir conocer más sobre el origen de estos eventos extremos.

Referencias

- Ambraseys, N., Bilham, R. (2012). The Sarez-Pamir earthquake and landslide of 18 February 1911. *Seismological Research Letters*, v. 83(2), p. 294-314.
- Balco, G., Stone, J. O., Lifton, N. A., and Dunai, T. J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements, *Quat. Geochronol.*, 3, 174–195.
- Benavente, C. Zerathe, S., Audin, L., Robert, X., Delgado, F., Hall, S., Farber, D.L., ASTER Team. Active compressional tectonics in the Andean forearc of southern Peru evidenced by direct ^{10}Be surface exposure dating of an active fault scarp. Submitted to *Tectonophysics*.
- Benavente, C.; Audin, L.; Schwartz, S.; van der Beek, P.; Robert X. Delgado, G.F. & Gautheron, C. Neotectonics and deformation partitioning in the Peruvian forearc (central Andes): role of the oblique subduction convergence, in prep *Tectonics*
- Brown, E. T., Edmond, J. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F., Kurz, M. D., and Brook, E. J. (1991). Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al , *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 55, 2269–2283.
- Bromley, G. R., Schaefer, J. M., Winckler, G., Hall, B. L., Todd, C. E., & Rademaker, K. M. (2009). Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quat. Sc. Rev.*, 28(23), 2514–2526.
- Broxton M.J. and Edwards L.J. (2008) The Ames Stereo Pipeline: Automated 3D Surface Reconstruction from Orb. Imag.. *Lunar and Plan. Sc. Conf.* 39, abstract #2419.
- Crosta, G.B., Hermanns, R.L., Frattini, P., Valbuzzi, E., Valagussa, A., 2014a. Large slope instabilities in Northern Chile: Inventory, Characterisation and Possible Triggers. In: *Proceedings of the 3rd world landslide For.*, 2-6 June 2014, Beijing, p 6.
- Devlin, S., Isacks, B.L., Pritchard, M.E., Barnhart, W.D., Lohman, R.B. (2012). Depths and focal mechanisms of crustal earthquakes in the central Andes determined from teleseismic waveform analysis and InSAR, *Tectonics* 31, TC2002.
- Fraser, C. S., Dial, G., & Grodecki, J. (2006). Sensor orientation via RPCs. *ISPRS journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 60(3), 182-194.
- Keefer, D.K., 2002. Investigating landslides caused by earthquakes - a historical review. *Surv. Geophys.* 23, 473-510.
- Gosse, J. C., & Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20.
- Jaboyedoff, M., Baillifard, F., Bardou, E., & Girod, F. (2004). Weathering, cycles of saturation-unsaturation, and strain effects as principal processes for rock mass destabilization. *Quat. J. of Eng. Geol. & Hydro.* 37, 95-103.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Schulz, W., Keefer, D.K., 2006. Large rock avalanches triggered by the M 7.9 Denali Fault, Alaska, earthquake of 3 November 2002. *Eng. Geol.* 83, 144-160.
- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 104, 24–439.
- Larsen, I.J., Montgomery, D.R., 2012. Landslide erosion coupled to tectonics and river incision. *Nat. Geosci.* 5, 468-473.
- Placzek, C. J., Quade, J., and Patchett, P. J. (2013). A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano: implications for the causes of tropical climate change, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 363, 97–108.
- Steffen, D., Schlunegger, F., & Preusser, F. (2010). Late Pleistocene fans and terraces in the Majes valley, southern Peru, and their relation to climatic variations. *International J. of Earth Sciences*, 99(8), 1975-1989.
- Steffen, D., Schlunegger, F., & Preusser, F. (2009). Drainage basin response to climate change in the Pisco valley, Peru. *Geology*, 37(6), 491-494.
- Samaniego, P., Rivera, M., Mariño, J., Guillou, H., Liorzou, C., Zerathe, S., & Scao, V. (2016). The eruptive chronology of the Ampato–Sabancaya volcanic complex (Southern Peru). *Journal of Volc. and Geot. R.*, 323, 110-128.
- Sébrier, M., Mercier, J.L., Mégard, F., Laubacher, G., and Carey Gailhardis, E. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Peru. *Tectonics* 4, 739–780.
- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production, *J. Geophys. Res.*, 105, 23753–23759.
- Zerathe, S., Lebourg, T., Braucher, R., & Bourlès, D. (2014). Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ^{36}Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quat. Sc. Rev.* 90, 106-127.
- Zerathe, S., Lacroix, P., Jongmans, D., Marino, J., Taipe, E., Wathelet, M., Tatard, L. (2016). Morphology, structure and kinematics of a rainfall controlled slow and e Andean landslide, Peru. *Earth Surface Processes and landforms*.