

PUESTA EN EVIDENCIA DE ACRECIONES MESOPROTEROZOICAS EN LA FORMACIÓN DE LA LITOSFERA DEL SUR DEL PERÚ

Víctor Carlotto^{1,2}, José Cárdenas², Gabriel Carlier³

¹INGEMMET, Av. Canadá 1470 San Borja, Lima, vcarlotto@ingemmet.gob.pe

²Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, UNSAAC

³ Muséum National d'Histoire Naturelle, USM 201-CNRS UMR 7160, 61, rue Buffon, 75005 Paris, Francia.

INTRODUCCIÓN

La corteza del Sur de Perú exhibe diferentes bloques estructurales yuxtapuestos. Cada uno de estos bloques está caracterizado por su propia evolución sedimentaria, tectónica y magmática. Los límites de estos grandes dominios estructurales están señalados por sistemas de fallas complejas NO-SE a E-O, localmente marcadas por unidades magmáticas cenozoicas y mesozoicas. La evolución geológica mesozoica y cenozoica de cada bloque estructural está atribuida a la alta heterogeneidad de la litosfera profunda del sur del Perú. Esta litosfera resulta de la acreción de diferentes bloques litosféricos durante la colisión de Laurentia con Amazonia alrededor de 1000 Ma.

DOMINIOS ESTRUCTURALES

El sur del Perú está caracterizado por los siguientes dominios morfo-estructurales (Fig. 1):

- La Cordillera Occidental que expone formaciones silicoclasticas y carbonatadas, marinas y continentales, que corresponden al relleno sedimentario de la cuenca mesozoica (Cuenca Occidental sur peruana).
- El Altiplano Occidental que funcionó en el mesozoico como un alto estructural (Alto Cusco-Puno), pero que durante el Cenozoico recibió más de 10, 000 m de sedimentos continentales rojos.
- Altiplano Oriental y borde sur de la Cordillera Oriental, que muestra una cobertura sedimentaria mesozoica y un basamento pre-mesozoico de una segunda cuenca marina principal (Cuenca Oriental sur peruana).

El límite entre estos dominios está claramente marcado por grandes sistemas de fallas que evidencian haber jugado al menos desde el Paleozoico. Así el límite entre la Cordillera Occidental y el Altiplano Occidental está dado por el sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo (C-L-M) (Figs. 1 y 2; Carlotto, 1998) que tiene una dirección preferentemente NO-SE. En el mesozoico las fallas de este sistema, con buzamiento al sur-oeste, jugaron como normales, separando la Cuenca Occidental sur peruana del alto estructural Cusco-Puno y controlando la sedimentación marina y continental, mas potente en la cuenca y menos potente en el alto (Fig. 2). Durante el Cenozoico estas fallas normales tienen varios juegos, primero de rumbo (Paleoceno) y luego como inversas (Eoceno-Oligoceno). Esta actividad tectónica produce el levantamiento del borde NE de la Cuenca Occidental y cubre el alto Cusco-Puno con una cuenca continental sinorogénica de antepaís. En este tiempo, la fuerte deformación y el máximo de acortamiento estuvo concentrado a lo largo del sistema de C-L-M, que representa el frente de la cuenca de antepaís de vergencia NE (Carlotto, 1998).

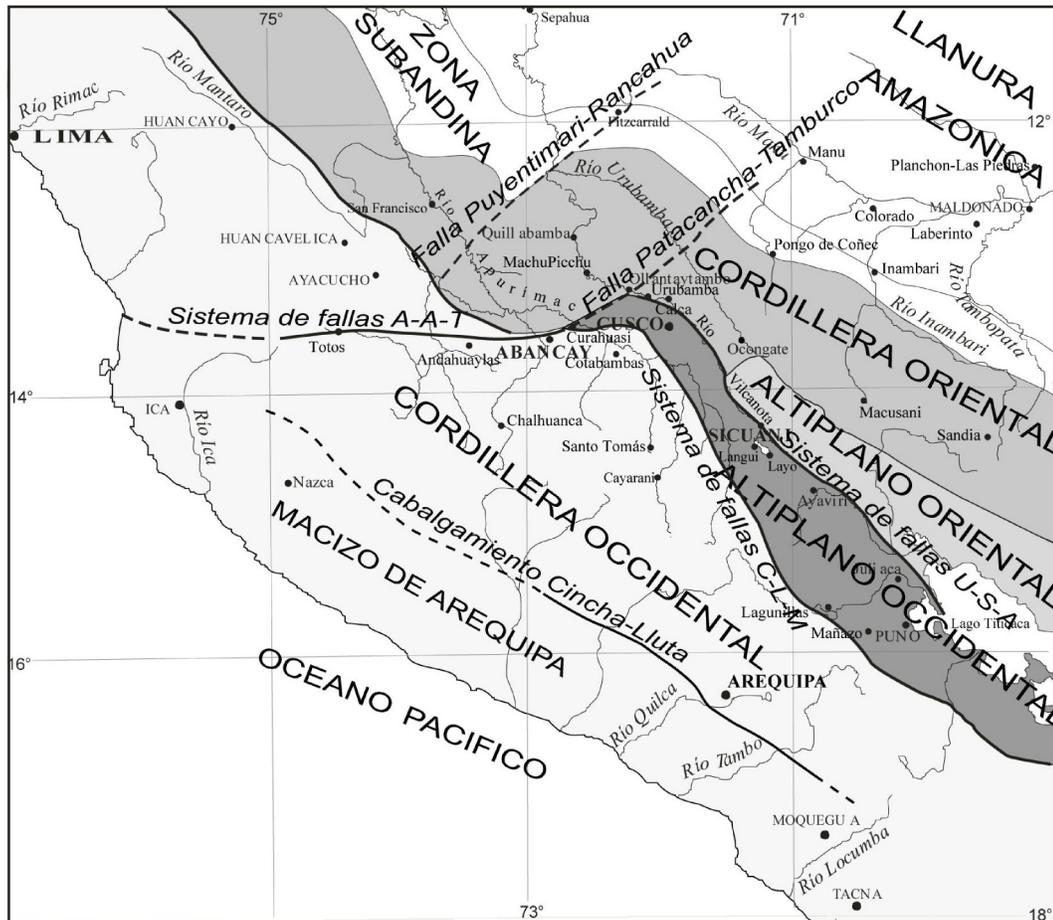


Fig. 1. Dominios morfoestructuras del sur del Perú mostrando los principales sistemas de fallas: C-L-M: Cusco-Lagunillas-Mañazo, U-S-A: Urcos Sicuani-Ayaviri, A-A-T: Abancay-Andahuaylas-Totos

Mas al noroeste, el sistema de fallas C-L-M se junta con el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos (A-A-T) de dirección E-W (Fig. 1) que también separa la Cuenca Occidental sur peruana de un alto estructural denominado Alto Totos-Paras (Carlotto et al., 2008). Adicionalmente, la prolongación del sistema de fallas A-A-T hacia la costa, coincide con el límite entre los bloques de Arequipa y Paracas (Ramos, 2008).

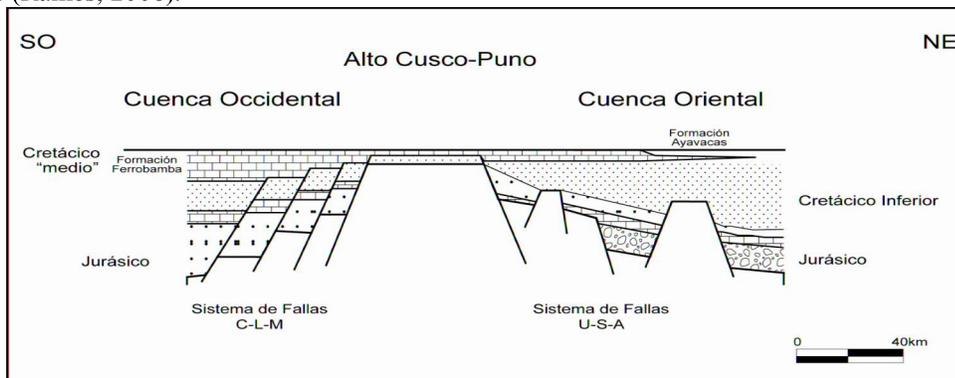


Fig. 2. Sección paleogeográfica para el Mesozoico con los límites de las cuencas y los sistemas de fallas

La frontera entre el Altiplano Occidental y el Altiplano Oriental-borde sur de la Cordillera Oriental corresponde al sistema de fallas Urcos-Sicuani-Ayaviri (U-S-A) o Cusco-Vilcanota (Carlotto, 1998; Carlier et al., 2005). Este sistema tiene un comportamiento similar al sistema C-L-M, es decir

separando el alto Cusco-Puno de la Cuenca Oriental mesozoica sur peruana. Durante el mesozoico estas fallas actuaron como normales con buzamiento al NE y controlaron la sedimentación, en cambio en el Cenozoico se comportan como fallas de rumbo e inversas, pero en este caso con vergencia al SO (Carlotto, 1998).

SUBSTRATOS

EL MACIZO DE AREQUIPA

El Macizo de Arequipa está bien expuesto a lo largo de la costa del sur del Perú. Este macizo localmente preserva semigrabens que muestran una cobertura mesozoica que se depositó discordantemente sobre las unidades del Precámbrico, lo que indica que el Macizo de Arequipa constituye el basamento de la Cuenca Occidental sur peruana. A lo largo del cabalgamiento Cincha-Lluta (Fig. 1) el basamento sobreyace a las series mesozoicas de la cuenca.

El Macizo de Arequipa ha tenido una evolución compleja, policíclica, magmática y metamórfica desde el Proterozoico temprano hasta el Paleozoico. Esta evolución incluye: a) Rocas mostrando protolitos de 1.9 Ga afectadas por metamorfismos entre 1.9 y 1.8 Ga (Dalmayrac et al., 1977; Cobbing et al., 1977); b) Rocas mostrando edades de protolitos mesoproterozoicos y edades de metamorfismos entre 1.2 y ~1.0 Ga (Wasteneys et al., 1995; Loewy et al., 2004). La edad del metamorfismo (Martignole & Martelat, 2003) que van de 1064 ± 45 Ma a 956 ± 50 Ma, confirma que un protolito antiguo de 1900 Ma fue rejuvenecido alrededor de los 1000 Ma durante un evento regional tectónico y metamórfico de alto grado, relacionado con la orogenia Sunsas o Grenville.

Por lo tanto, la historia geológica de Macizo de Arequipa comienza con la colisión entre Laurentia y Amazonia cuando un terreno paleoproterozoico fue atrapado en el Mesoproterozoico entre estos bloques cratónicos. La consecuencia de la colisión entre estos dos cratones es la formación de un mosaico de microbloques a lo largo de la zona de sutura colisional. Sugerimos que ese mosaico de microbloques más tarde formaron los substratos del Altiplano Occidental y del Altiplano Oriental.

LOS SUBSTRATOS DEL ALTIPLANO OCCIDENTAL Y ALTIPLANO ORIENTAL

Estudios mineralógicos, petrológicos, geoquímicos y geocronológicos recientes del magmatismo cenozoico del Altiplano sur peruano (Carlier et al., 2005) revelan una variedad de rocas shoshoníticas, calco-alcalinas, ácidas, peraluminosas y metaluminosas asociadas a rocas alcalinas potásicas (P) y ultrapotásicas (UP). Esta variedad, así como la distribución espacial de este magmatismo implican que la litósfera profunda bajo los Andes del Sur del Perú está constituida por un mosaico de bloques litosféricos de diferentes orígenes. En efecto, las rocas P-UP derivan esencialmente de la fusión parcial de rocas del manto litosférico. Los datos mineralógicos, geoquímicos, isotópicos y geocronológicos permiten distinguir tres asociaciones de rocas P-UP (Carlier et al., 2005).

El primer grupo, mayormente compuesto de lamproitas con flogopita, de edad oligocena y ubicado en el Altiplano Oriental (Fig. 1), demuestra la presencia, bajo este dominio, de un manto harzburgítico, metasomatizado, Paleoproterozoico a Arcaico (TDM = 1130-2485 Ma; $\epsilon_{Nd} = -5.0$ a -11.4 ; $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7100-0.7159$).

Bajo el Altiplano Occidental (Fig. 1), la litósfera profunda corresponde a un manto lerzoltítico metasomatizado más joven (TDM = 837-1259 Ma; $\epsilon_{Nd} = +0.6$ a -6.3 ; $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7048-0.7069$) como está indicado por la ocurrencia de un segundo grupo de lavas P-UP oligocenas y miocenas, ricas en diopsido (leucititas, tefritas con leucita, traquibasalto con olivino y diopsido).

Un tercer grupo, más reciente (< 2 Ma), aparece al límite entre los dos dominios del Altiplano y está compuesto de lamproitas con flogopita y diopsido, kersantitas, minetas y traquibasaltos de augita; mostrando una fuente de manto incluyendo probablemente un componente astenosférico, además de material derivado de las dos litosferas mantélicas previamente descritas (TDM = 612-864 Ma; $\epsilon_{Nd} = -1.1$ a -3.5 ; $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7051-0.7062$). Este tercer grupo que se presenta como edificios volcánicos diques, stocks, domos, etc, está ubicado sobre los sistemas de fallas, todavía activas, de U-S-A o Cusco-Vilcanota y marca el límite entre los dos dominios del Altiplano.

CONCLUSIONES

Los tres grandes dominios morfoestructurales (bloques litosféricos) previamente definidos, evidentemente exhiben diferentes clases de substrato. El primero, bajo la Cordillera Occidental (Cuenca Occidental sur peruana), corresponde al Macizo de Arequipa con edades entre 1900 Ma y 600 Ma. El límite de este bloque probablemente llega hasta la zona del sistema de fallas C-L-M. El segundo, bajo el Altiplano Occidental, está dado por una litosfera profunda que corresponde a un manto lerzolóxico metasomatizado; está separado de la Cordillera Occidental por el sistema de fallas C-L-M y del Altiplano Oriental por el sistema de fallas U-S-A (Fig. 2). El tercero, bajo el Altiplano Oriental corresponde a una litósfera profunda con un manto harzburgítico, metasomatizado, Paleoproterozoico a Arcaico.

En consecuencia, la litosfera de la margen occidental de la placa de Sudamérica puede ser considerado como un mosaico amalgamados de bloques litosféricos (terrenos) acretados a Amazonia durante la orogenia Sunsas (~1000 Ma). Esta orogenia que es el resultado de una compleja colisión, implica además del gran cratón, muchos bloques litosféricos pequeños como el Macizo de Arequipa. La litosfera heterogénea resultante, formó mas tarde el basamento del Altiplano Occidental y del Altiplano Oriental. Los límites de los bloques litosféricos todavía constituyen zonas de debilidad, a lo largo de los cuales, la deformaciones más recientes (desplazamientos laterales, cabalgamientos, etc.) están concentradas. Así, durante el Cenozoico, los microbloques litosféricos que componen el sur del Perú han sido aparentemente desplazados por los sistemas de fallas de transformación NE-SO (Patacancha-Tamburco y Puyentimari-Rancahua, Fig. 1) y el segmento E-O del sistema de C-L-M. Algunas de estas estructuras como el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos se extienden hacia la costa separando los Macizos de Arequipa y Paracas.

REFERENCIAS

- Carlier, G., Lorand, J. P., Liégeois, J. P., Fornari, M., Soler, P., Carlotto, V., Cardenas, J., 2005. Potassic-ultrapotassic mafic rocks delineate two lithospheric mantle blocks beneath the southern Peruvian Altiplano. *Geology*, 33, p. 601-604.
- Carlotto, V., 1998. Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13°-16°S, Pérou). Tesis doctorado, Universidad de Grenoble, Francia, p. 159.
- Carlotto, V., Cardenas, J. Baez, D., Rodriguez, R. 2008. Alto Estructural Totos-Paras (Ayacucho): Limite paleogeográfico en la evolución Mesozoica de las cuencas Arequipa y Pucara. XIII Congreso Latinoamericano de Geología, Lima.
- Cobbing, E.J., Ozard, J.M., Snelling, N.J. 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88 : p. 241-46
- Dalmayrac, B., Lancelot, J.R., Leyreloup, A. 1977. Two-billion-year granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast. *Science* 198: p. 49-51
- Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D. 2004. An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 116: p. 171-87
- Martignole, J., Martelat, J.E. 2003. Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes). *J. Metamor. Geol.* 21: p. 99-120
- Ramos, V. 2008. The Basement of the Central Andes: The Arequipa and related Terranes, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Volume 36. 2008. In press
- Wasteneys, A.H., Clark, A.H., Farrar, E., Langridge, R.J. 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth Planet. Sci. Lett.* 132: p. 63-73