

ESTIRAMIENTO LITOSFÉRICO DEL PALEOZOICO SUPERIOR AL CRETÁCEO MEDIO EN EL PERÚ Y BOLIVIA

Thierry SEMPÈRE¹, Javier JACAY², Adán PINO³, Hervé BERTRAND⁴,
Víctor CARLOTTO⁵, Michel FORNARI⁶, Raúl GARCÍA⁷, Néstor JIMÉNEZ⁷,
Andrea MARZOLI⁸, Christian A. MEYER⁹, Silvia ROSAS¹⁰ & Pierre SOLER¹

¹ IRD, apartado postal 18-1209, Lima 18, Perú. E-mail: Thierry.Sempere@ird.fr

² Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, apartado postal 3973, Lima 100, Perú.
E-mail: j_jacay@yahoo.com

³ Escuela de Ingeniería Geológica - Geotecnia, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, Tacna, Perú. E-mail: adan_pino@yahoo.com

⁴ Laboratoire des Sciences de la Terre, Ecole Normale Supérieure de Lyon, 46 allée d'Italie, 69364 Lyon cedex 07, Francia.
E-mail: herve.bertrand@ens-lyon.fr

⁵ Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco, Cusco, Perú.
E-mail: carlotto@unsaac.edu.pe

⁶ IRD y Laboratoire de Géochronologie, UMR 6526 Géosciences Azur, Université de Nice - Sophia Antipolis, 06108 Nice cedex 02, Francia. E-mail: Michel.Fornari@unice.fr

⁷ IGEMA, Universidad Mayor de San Andrés, casilla 6568, La Paz, Bolivia. E-mail: ragaduarte@yahoo.com;
E-mail: nesjim@mail.megalink.com

⁸ Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Università di Padova, corso Garibaldi 37, 35137 Padova, Italia.
E-mail: andrea.marzoli@unipd.it

⁹ Naturhistorisches Museum, Augustinerstrasse 2, 4001 Basel, Suiza. E-mail: Christian.Meyer@bs.ch

¹⁰ Departamento de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima 32, Perú. E-mail: brosas@pucp.edu.pe

RESUMEN

La síntesis de los datos provenientes de las cuencas sedimentarias neopaleozoicas y mesozoicas de los Andes de Perú y Bolivia (8°S-22°S) y de su magmatismo asociado indica que el margen sudoccidental de Gondwana fue sometido a varios episodios de estiramiento litosférico durante el intervalo Paleozoico superior - Cretáceo medio. Un estiramiento pronunciado afectó el margen del extremo sur del Perú a partir del Carbonífero; el registro tanto sedimentario como magmático de la región de Tacna sugiere que se formó una cuenca de tipo marginal donde se derramaron volúmenes considerables de rocas volcánicas básicas entre el Pensilvaniano y el Triásico. El registro sedimentario observable en la cuenca de Arequipa, que resultó de esta evolución, indica que el estiramiento litosférico culminó en el Jurásico medio, después de haber producido una subsidencia considerable.

Más al este, procesos de *rifting* se iniciaron recién en el Pérmico superior en la Cordillera Oriental del Perú central y se propagaron hacia el sur (Bolivia) hasta el Jurásico medio, a lo largo de un eje que coincide con la Cordillera Oriental actual. En el Pérmico superior - Triásico, el *rifting* produjo grábenos subsidentes que fueron llenados por los depósitos aluviales rojos y vulcanitas del Grupo Mitu. El inicio del *rifting* parece haber sido diacrónico, propagándose de norte a sur: edades isotópicas sobre el magmatismo Mitu tienden claramente a ser más viejas (Pérmico superior) en el norte, aunque edades pérmicas (280-260 Ma) también han sido reportadas al oeste y sur del Lago Titicaca. Estratos *syn-rift* del Mitu se depositaron aparentemente más temprano en el norte que en el sur, donde sobreyacen a una unidad parcialmente marina del Pérmico superior - Triásico inferior que no se depositó en un contexto de *rift*. La depositación de los carbonatos *post-rift* del Grupo Pucará progresó de norte a sur a lo largo del eje del *rift* Mitu, pero no penetró al sureste de Cusco.

Un estiramiento litosférico titoniano es registrado en el oeste del Perú central por el abrupto hundimiento tectónico de la cuenca Chicama. Más al sur, en la Cordillera Oriental, la terminación del *rifting* fue seguida por la creación de leves relieves: una inversión suave del sistema de *rift* de la Cordillera Oriental en el Jurásico superior - Cretáceo inferior es registrado por la progradación coetánea, hacia el oeste, de sedimentos detríticos localmente gruesos, así como por una superficie erosional pre-cretácea desarrollada sobre áreas levantadas que coinciden el eje de *rifting* activo durante el Pérmico superior - Triásico. A lo largo de la región costera central actual, es decir al oeste de todas las áreas mencionadas hasta ahora, un estiramiento litosférico de edad Cretáceo medio es comprobado por la subsidencia considerable y el vulcanismo submarino de la cuenca de Huarney.

La evolución del margen centro-andino fue por lo tanto dominada por estiramiento litosférico durante ~250

Ma. Este largo período terminó alrededor de ~93-89 Ma con el inicio del engrosamiento cortical andino. Los episodios mayores de estiramiento litosférico (Carbonífero [costa sur] o Pérmico superior [Cordillera Oriental] a Jurásico medio; Cretáceo medio [Perú central]) reflejan posiblemente una evolución de los patrones de circulación astenosférica producidos por la subducción y convección mantélica a gran escala.

Las heterogeneidades litosféricas producidas por estos procesos han lógicamente influenciado en forma importante la distribución y las modalidades de las deformaciones más jóvenes. En particular, el Altiplano correspondía a un dominio paleotectónico con espesor litosférico “normal”, que era limitado por dos áreas alargadas caracterizadas por una litósfera adelgazada. La Cordillera Oriental de Perú y Bolivia parece resultar de la intensa inversión tectónica, durante el Oligoceno superior - Neógeno, del área adelgazada más oriental.

ABSTRACT

Integrated studies and revisions of Neopaleozoic-Mesozoic sedimentary basins and associated magmatism in the Andes of Peru and Bolivia (8°S-22°S) show that the southwestern margin of Gondwana was areally submitted to several episodes of lithospheric thinning during the Late Paleozoic - Middle Cretaceous interval. The southernmost Peruvian margin underwent pronounced stretching starting in the Carboniferous; the sedimentary and magmatic records in the Tacna region suggest that a marginal-type basin was formed, where considerable volumes of basic volcanic rocks were erupted during the Pennsylvanian-Triassic interval. In the Arequipa basin, which resulted from this evolution, the sedimentary record indicates that the lithospheric thinning culminated in the Middle Jurassic, after having produced considerable subsidence.

More to the east, rifting processes started in central Peru in the Late Permian and propagated southwards into Bolivia until the Middle Jurassic, along an axis that coincides with the present Cordillera Oriental area. In the Late Permian - Triassic, rifting produced subsident grabens that were filled by red alluvial deposits and volcanic rocks (Mitu Group). Initiation of rifting was diachronic, propagating from north to south: isotopic ages obtained on the Mitu magmatism clearly tend to be older (Late Permian) in the north, although Permian ages (280-260 Ma) are also reported from west and south of Lake Titicaca. Mitu syn-rift strata were apparently deposited earlier in the north than in the south, where they overlie a partly marine unit of Late Permian - Early Triassic age that was not sedimented in a rift context. Deposition of the post-rift carbonates of the Pucará Group progressed from north to south along the axis of the Mitu rift, but did not penetrate southeast of Cusco.

Tithonian lithospheric thinning is recorded in western central Peru by the abrupt downwarping of the Chicama basin. Termination of rifting in the Cordillera Oriental was followed by the creation of gentle reliefs: a slight inversion of the Cordillera Oriental rift system in the late Jurassic-earliest Cretaceous is recorded by coeval westerly progradation of locally coarse detritus and by a pre-Cretaceous erosional surface developed on uplifted areas that had been previously located within the Late Permian-Triassic rift axis. Along the present-day coastal region, *i.e.* west of all the areas previously mentioned, Middle Cretaceous lithospheric thinning is attested by considerable subsidence and submarine volcanism in the elongated Huarmey basin.

The evolution of the central Andean margin was thus dominated by lithospheric thinning during ~250 Myr, and ended ~93-89 Ma with the onset of Andean crustal thickening. The major episodes of lithospheric stretching (Carboniferous [southern coast] or Late Permian [Cordillera Oriental] to Middle Jurassic; Middle Cretaceous [central Peru]) possibly reflect an evolution of asthenospheric flow patterns produced by subduction and large-scale mantle convection.

Logically, the lithospheric heterogeneities produced by these processes are likely to have largely influenced the distribution and modalities of younger deformations. In particular, the Altiplano plateau corresponded to a paleotectonic domain of “normal” lithospheric thickness that was bounded by two elongated areas underlain by thinned lithospheres. The high Cordillera Oriental of Peru and Bolivia seems to have resulted from Late Oligocene-Neogene intense inversion of the easternmost thinned area.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera de los Andes es clásicamente considerada como uno de los mejores ejemplos de cadena de montañas edificada a lo largo de un margen continental por procesos tectónicos ligados a la subducción de una placa oceánica, en un contexto aparentemente no colisional (Jolivet, 1995). Esta notable cadena muestra variaciones longitudinales considerables (Fig. 1). Los Andes Centrales forman el segmento más grande y montañoso de la Cordillera de los Andes. A su vez, este segmento largo de ~4000 km es segmentado entre los Andes Centrales del

Norte (5°30'S--13°S; enteramente ubicado en el Perú), el “Oroclino Boliviano” (~13°S-28°S; sobre el Sur del Perú, Bolivia, Norte Grande de Chile, y Noroeste Argentino), y los Andes Centrales del Sur (28°S-37°S; sobre Chile central y Argentina del centro-oeste). La zona montañosa del más grande de estos segmentos, el Oroclino, cubre ~1.300.000 km² (en este trabajo usamos el término ‘oroclino’ sólo con un sentido descriptivo, que se refiere a la característica concavidad de este segmento hacia el océano). La presente contribución concierne esencialmente a los Andes Centrales del Norte y las partes peruanas y bolivianas del Oroclino.

Por sus características tectónicas, el Oroclino es una de las más prominentes cadenas de montañas del mundo: su espesor cortical alcanza localmente 75 km (Beck et al., 1996), un valor comparable con el espesor cortical máximo en los Himalayas (con la diferencia que éstos resultan de una colisión continental). El ancho máximo del orógeno, medido desde la fosa de subducción hasta el frente de deformación sobre el cratón, llega a sobrepasar 850 km.

La estructura geológica de los Andes Centrales es todavía relativamente poco conocida. La tendencia de muchos tectónicos y geofísicos a consistido implícitamente en considerar que el orógeno es algo homogéneo en su mayor parte (Isacks, 1988; Lamb et al., 1997). Es bastante característico que, en su gran mayoría, descripciones de la estructura geológica de los Andes Centrales se basan generalmente sobre los rasgos geomorfológicos actuales. Sin embargo, existe un consenso en cuanto a la idea que el margen continental activo de los Andes Centrales ha sufrido un importante engrosamiento cortical desde el Cretáceo superior (Jaillard & Soler, 1996).

Se conoce relativamente mal cuales son las causas y procesos que resultan en el engrosamiento cortical de un margen continental sometido a una convergencia océano-continente. Los Andes Centrales proporcionan a los geocientistas un caso extremo de engrosamiento continental relacionado con tal tipo de convergencia, y por lo tanto merecen estudios detallados. Para determinar la estructura e historia de los Andes Centrales, un conocimiento preciso de la evolución y estructura pre-orogénicas es obviamente necesario, porque es de esperar que estructuras antiguas han desempeñado importantes papeles tectónicos durante el engrosamiento andino.

La meta de este artículo es proporcionar una síntesis actualizada y algo detallada de los datos referentes a los episodios de adelgazamiento litosférico que ocurrieron entre el Paleozoico superior y el Cretáceo medio en Perú y Bolivia. Se dedica una atención especial al sistema de *rift* del Pérmico superior – Jurásico medio porque se desarrolló a lo largo de lo que hoy es la Cordillera Oriental de ambos países. Observamos que la distribución de las áreas adelgazadas pre-orogénicas coincide con elementos orogénicos andinos específicos, y exploramos la idea que estructuras extensionales y/o transtensionales preexistentes han determinado muchas de las características presentes de los Andes Centrales del Norte y del Oroclino. Se sugiere que la preexistencia de una corteza o litósfera adelgazada bien puede haber sido una condición necesaria (pero no suficiente) para el desarrollo de acortamientos corticales durante la orogenia andina.

La evolución estratigráfica mesozoica y cenozoica referente a la región de estudio es ilustrada por 3 transectas estratigráficas (Fig. 2). La compilación de los datos geocronológicos disponibles se presenta en la Tabla 1. Seguimos a la escala de Hardenbol et al. (1998) para las correspondencias entre pisos cronoestratigráficos y edades absolutas. Nuestro uso del término ‘andino’ se refiere a los Andes (o proto-Andes) como cadena de montañas, y al relacionado período orogénico.

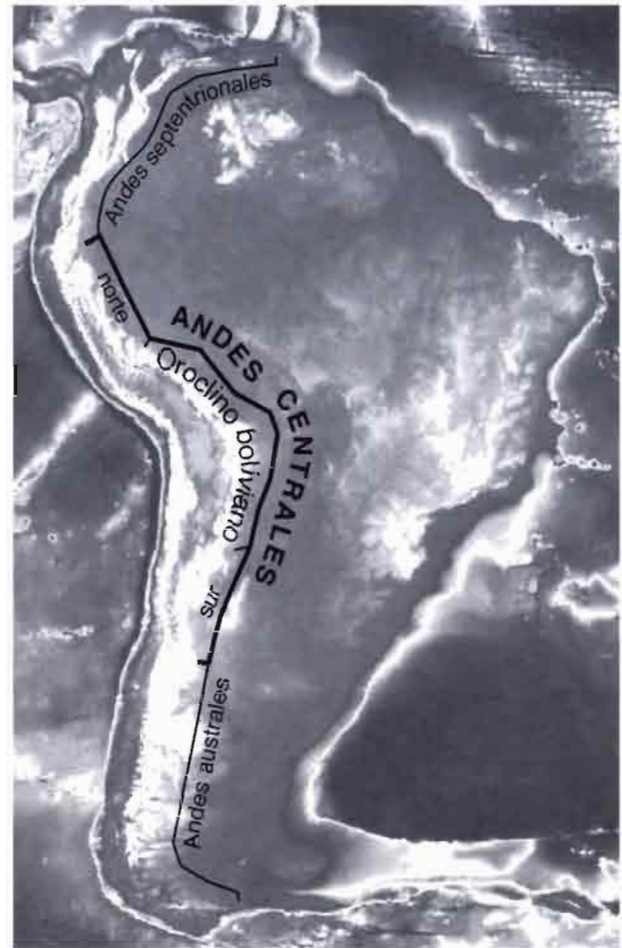


Fig. 1: Segmentación de la Cordillera de los Andes usada en este trabajo

PRIMERA ETAPA DE ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO : PALEOZOICO SUPERIOR - TRIÁSICO, COSTA DEL SUR DEL PERÚ

Estudios recientes (Jacay et al., 1999; Pino et al., 2004 [este volumen]) amplían al Paleozoico superior la idea que el margen centro-andino estuvo sometido a adelgazamiento litosférico desde el Pérmico superior hasta el Cretáceo medio (Sempere et al., 2002, y este trabajo). En efecto, en el área de Tacna (Pino et al., 2004 [este volumen]) y en general a lo largo de la costa sur-peruana (Pocoma, al norte de Ilo, inédito; Punta de Bombón, según W. Martínez, INGEMMET, com. pers.; área de Chala - Puerto Viejo, inédito; área de Paracas, INGEMMET, por confirmar), la ausencia de un hiato cronológico perceptible entre el Grupo Ambo y la potente serie volcánica sobreyacente (Formación Chocolate y equivalentes) sugiere fuertemente que la base de la última es inmediatamente posterior al Grupo Ambo y por lo tanto de edad Carbonífero “medio”. Esta ausencia de hiato está ilustrada en el área de Mal Paso (Tacna) por la presencia de una colada basáltica intercalada en estratos relativamente finos del Grupo Ambo.

La asociación estratigráfica entre el Grupo Ambo y la potente Formación Chocolate, la cual se interpreta

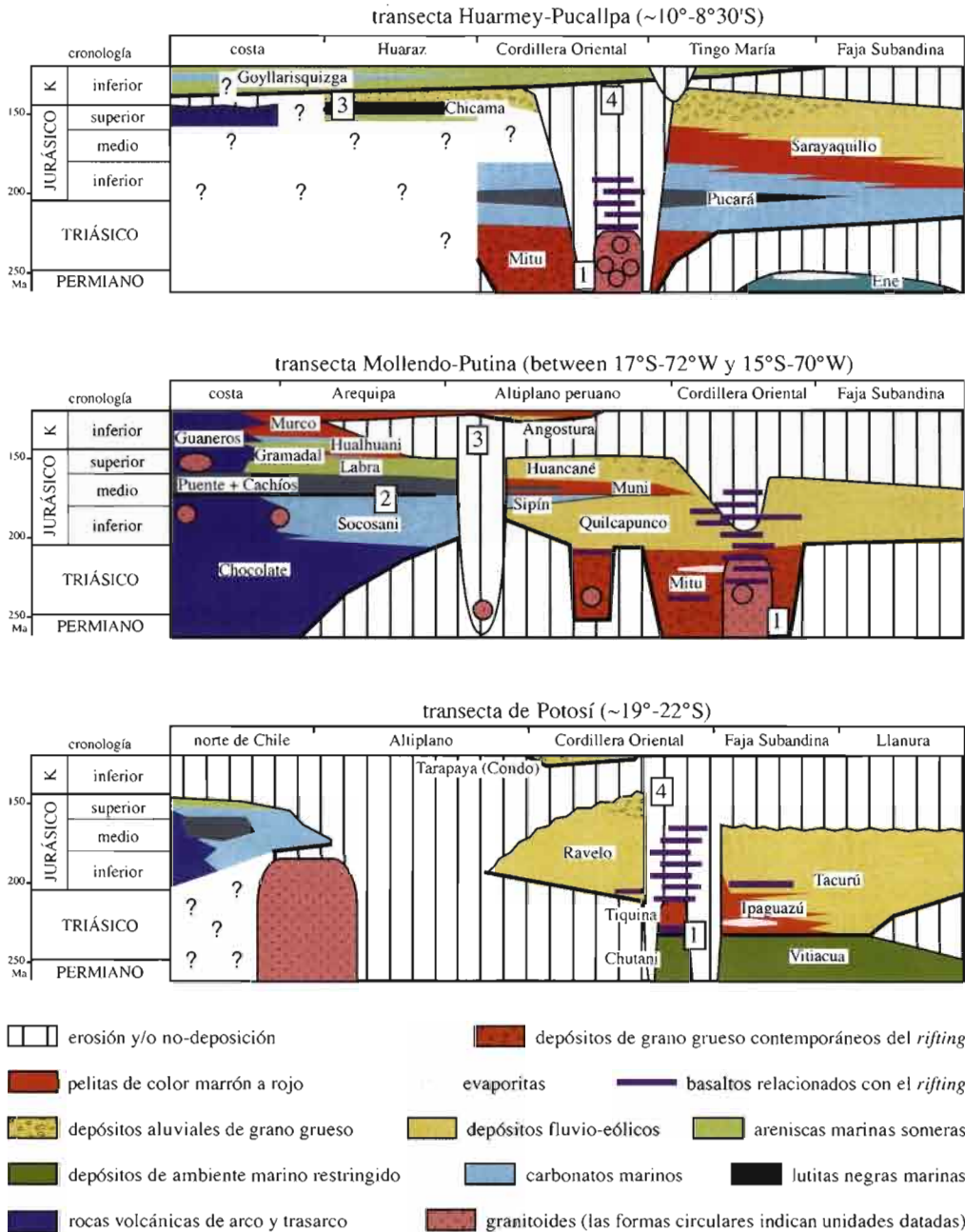


Fig. 2. Sinopsis estratigráfica mesozoica-cenozoica de los Andes Centrales entre ~10°S y ~20°S. Se nota un decrecimiento general de la influencia marina de oeste a este, y de norte a sur. Abreviaciones: G= Fm Gramadal, Hé= Fm Huancané, Hh= Fm Hualhuani, Ipa= Fm Ipaguazú, L= Fm Labra, M= Fm Muni, Mc= Fm Murco, P+C= Fms Puente y Cachíos, S= Fm Sipín, Sc= conglomerados Saracocho. Números encuadrados: 1= *rifting* Pérmico superior-Triásico (diacrónico de N a S); 2= hundimiento de la cuenca de Arequipa; 3= hundimiento de la cuenca Chicama; 4= levantamientos del Jurásico terminal-Cretáceo inferior (4*= levantamiento de Lagunillas). Referencias para norte de Chile: Ramírez y Huete (1981), Skarmeta y Marinovic (1981), Bogdanic (1990), Ladino et al. (1999); para las otras áreas, ver el texto y las figuras 6 y 8.

como producto de un magmatismo de arco y tras-arco extensional (Sempere et al., 2002), sugiere también que el Grupo Ambo se acumuló en grábenos formados en una etapa temprana de una misma evolución en régimen marcadamente extensional (Pino et al., 2004 [este volumen]). En efecto, el Grupo Ambo se caracteriza por una tectónica sinsedimentaria en fallas normales (Palacios, 1995). Bajo este punto de vista, se propone que el Grupo Ambo representa una unidad depositada al inicio de un largo período de estiramiento del margen peruano. El estiramiento produjo con el tiempo un adelgazamiento litosférico que

permitió que magmas alcanzaran la superficie. Esta deducción está comprobada por la evidencia de un volcanismo importante de edad Carbonífero “medio” en la parte cuspidal del Grupo Ambo del Perú central (Cordillera Oriental y Faja Subandina), donde se ha descrito localmente más de 600 m de ignimbritas, andesitas y/o dacitas intercaladas con depósitos continentales (Mégard, 1978). Hacia al este, piroclastitas algo retrabajadas están constantemente intercaladas en lo que se describe como la parte basal (Pensilvaniano temprano) del Grupo Tarma (Mégard, 1978). La hipótesis que las coladas básicas a

TABLA I
 EDADES ISOTÓPICAS MENCIONADAS EN EL TEXTO. VER LAS REFERENCIAS ORIGINALES PARA DETALLES;
 BI: BIOTITA, MU: MUSCOVITA, PL: PLAGIOCLASA, HB: HORNBLENDA, WR: ROCA TOTAL, GL: VÍDRIO.

region	unit	method	age (Ma)	observations	source
<u>central Peru: Eastern Cordillera</u>					
	Equisococha granite	K-Ar	253 ± 11 (mu), 204 ± 9 (pl)		Soler, 1991
	San Ramón-type batholiths	Rb-Sr, wr	246 ± 10		recalculated by Soler, 1991, based on data by Capdevila et al., 1977
	Talhuis-Carrizal-type granitoids	K-Ar, bi	245 ± 11, and 233 ± 10	intrusive into the San Ramón-type batholiths	Soler, 1991
<u>southern Peru: Eastern Cordillera</u>					
	Quillabamba granite	U-Pb	257 ± 3		Lancelot et al., 1978
	Abancay "quartz-diorite"	U-Pb	222 ± 7	cataclastic	Dalmayrac et al., 1980
	monzodiorite dyke (Fig. 4)	K-Ar, hb	185 ± 6		Sempere et al., 2002
	rhyolite dyke (Fig. 4)	K-Ar, bi	244 ± 6		Sempere et al., 2002
	Allinocápac volcanics	Rb-Sr	200-180	peralkaline	Kontak et al., 1985, 1990
	Macusani syenite	K-Ar	184.2		Stewart et al., 1974
	Macusani syenite	K-Ar	173.5 ± 3.1		Kontak et al., 1985
	Coasa granite	U-Pb	238 ± 11		Lancelot et al., 1978
	Aricoma adamellite	U-Pb	234 ± 9		Dalmayrac et al., 1980
	Limacpampa 2-mica pluton	Rb-Sr	199 ± 10	foliated, peraluminous	Kontak et al., 1990
<u>southern Peru: Altiplano</u>					
	Antarane granodiorite	Ar-Ar	~277		Clark et al., 1990b
	Antarane granodiorite	K-Ar, bi	275.2 ± 5.8		Clark et al., 1990b
	Antarane granodiorite	K-Ar, mu	263.6 ± 5.2	from an associated quartz vein	Clark et al., 1990b
	"lava flows"	K-Ar, wr	272 ± 10	type of lava was not indicated	Klinck et al., 1986
<u>southern Peru: Arequipa</u>					
	Punta Coles gabbro-monzonite super-unit	U-Pb	188.4 and 184		Mukasa, 1986a
<u>southern Peru: coast</u>					
	basaltic flow, lower Chala Fm	Ar-Ar	~177		Romeuf et al., 1993
<u>southern Peru: Tacna</u>					
	Precambrian gneiss	K-Ar, mu	187	likely to represent thermal reset	Stewart et al., 1974
<u>Bolivia: Western Cordillera</u>					
	Nevado Tata Sabaya granite	K-Ar	188.1 ± 4.0 and 181.6 ± 3.9	slightly cataclastic and altered	Sempere et al., 1998
<u>Bolivia: Altiplano</u>					
	"basalt flow", Serranías de Chilla	K-Ar	279.9 ± 3.3 (wr), 244.9 ± 2.9 (gl)		S. McBride, in Kontak et al., 1985; ages recalculated by Kontak et al., 1990
	"altered gabbro south of Lake Titicaca"	K-Ar	258 ± 13	Bolivian National Oil Company unpublished data	Saavedra et al., 1986
<u>Bolivia: axis of Eastern Cordillera</u>					
	Zongo-Yani 2-mica pluton	U-Pb	222.2 ± 7.7/-9.1	pervasively foliated facies	Farrar et al., 1990
	Zongo-Yani 2-mica pluton	U-Pb	225.1 ± 4.1/-4.4	weakly foliated facies	Farrar et al., 1990
	Cordillera Real plutons	K-Ar	~212		McBride et al., 1983; Kontak et al., 1985
	Cerro Sapo alkaline complex	K-Ar	97.7 ± 2.8	dated material is from a breccia-pipe bearing kimberlitic clasts	Kennan et al., 1995; Tawackoli et al., 1999
	Cerro Grande high-K gabbroic to syenitic intrusion	K-Ar, bi	120.0 ± 0.5	obtained on 2 biotite fractions	Tawackoli et al., 1999
	Comaca basanite dyke	K-Ar, wr	184 ± 4.9		Tawackoli et al., 1996; Tawackoli, 1997
<u>Bolivia: Entre Ríos branch of rift</u>					
	Tarabuco-Uyuni sill	K-Ar, wr	171.4 ± 4.2	continental tholeiite	Sempere, 1995
	Entre Ríos sill (altered)	K-Ar, wr	108, 104, and younger ages	continental tholeiite; Bolivian Gulf Oil Company unpublished data	Saavedra et al., 1986; Sempere et al., 1992; López-Murillo and López-Pugliesi, 1995
	Camiri basalt sill	K-Ar, wr	233	Bolivian Gulf Oil Company unpublished data	Saavedra et al., 1986; Sempere et al., 1992; López-Murillo and López-Pugliesi, 1995
	Rejará pluton	K-Ar	141 ± 10	this Precambrian pluton is intruded by dolerite dyke swarms	Aranibar, 1979
<u>NW Argentina</u>					
	Los Alisos alkaline ultrabasic dyke	K-Ar	303 ± 10	high-K	Méndez and Villar, 1979
	Sierra de Rangel alkaline granites	Rb-Sr, bi	146 ± 1.6 and 122 ± 1.5		Menegatti et al., 1997

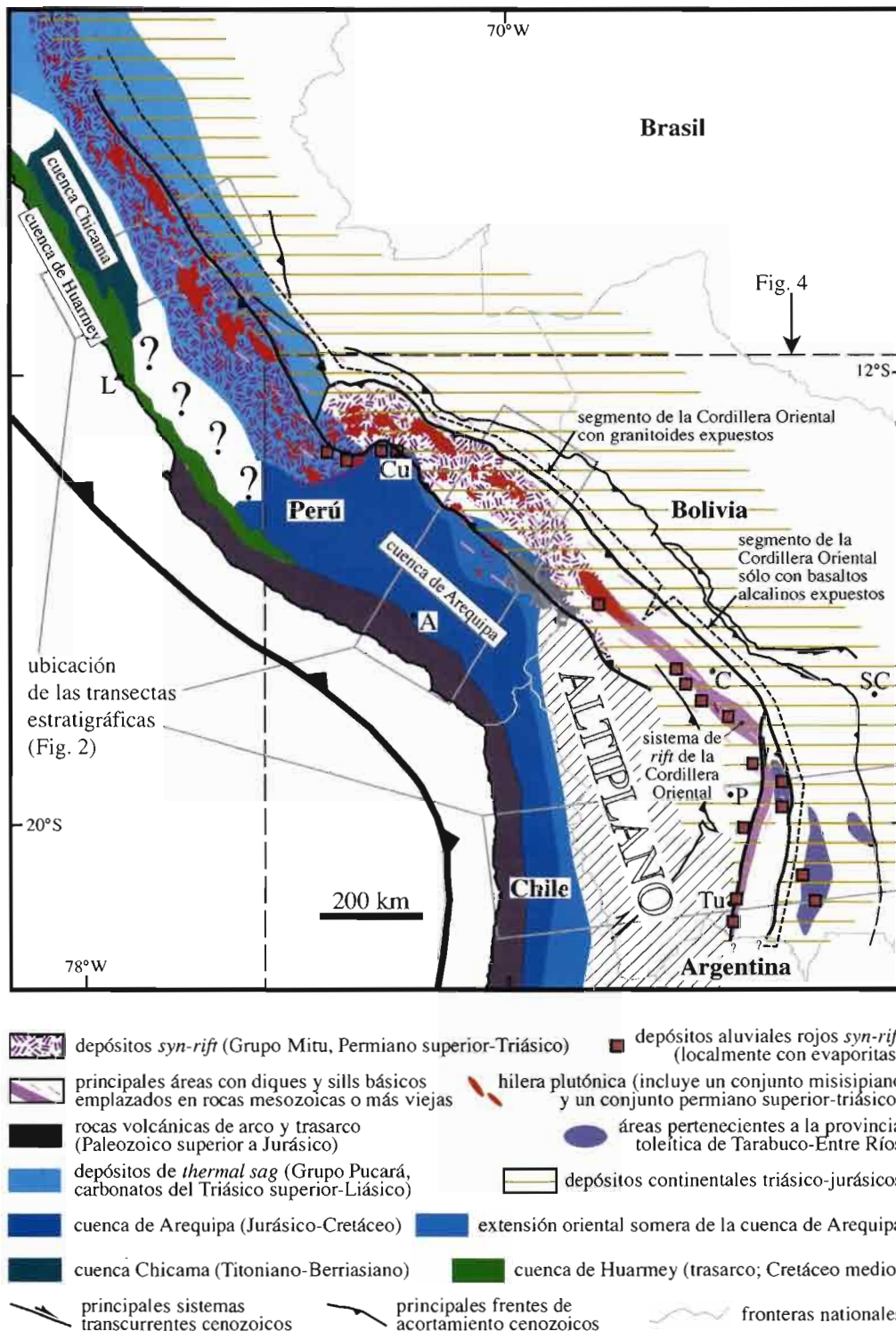
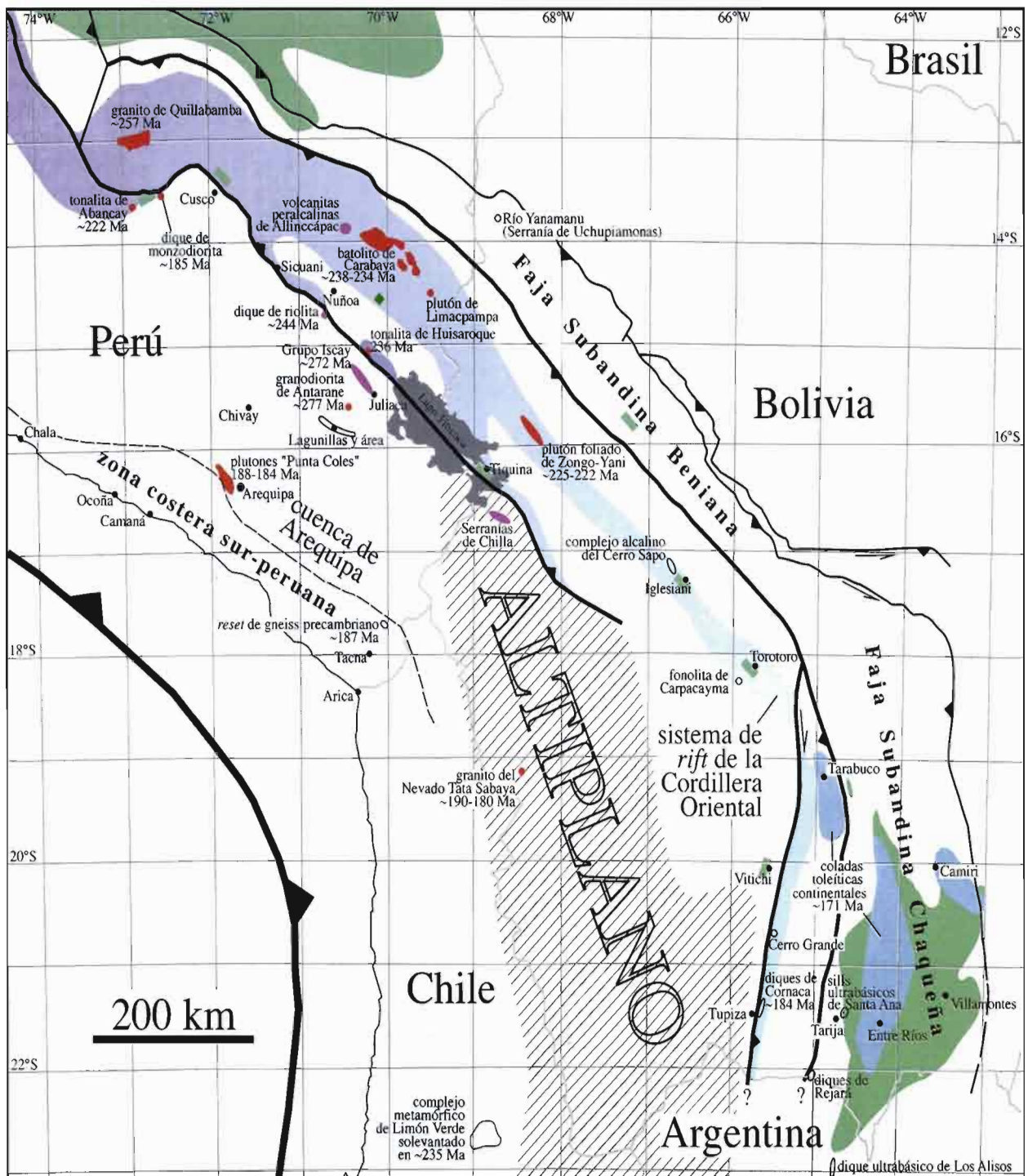


Fig. 3. Sinopsis de los principales elementos geológicos mesozoicos de Perú y Bolivia. El eje del sistema de rift del Pérmico superior-Jurásico medio está definido por las ocurrencias del Grupo Mitu, los granitoides coetáneos, y los enjambres de diques básicos, y coincide aproximadamente con el eje de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Localidades: A: Arequipa, C: Cochabamba, Cu: Cusco, L: Lima, P: Potosí, SC: Santa Cruz, Tu: Tupiza.

intermedias de la parte basal de las formaciones equivalentes Chocolate y Junerata son de edad Carbonífero “medio” participa de la misma lógica.

La fuerte inestabilidad tectónica reconstruida para el Misisipiano de Bolivia, donde en particular se describen localmente notables hundimientos tectónicos (Sempere, 1995), se puede explicar por el estiramiento del margen centro-andino durante la época de acumulación del Grupo Ambo.

A lo largo de la Cordillera Oriental del Perú afloran numerosos plutones (granitos, granodioritas y granitoides alcalinos), que se emplazaron en las raíces del *rift* comprobado para el intervalo Pérmico superior-Jurásico medio (Sempere et al., 2002, y este trabajo). Sin embargo sobre ellos se obtuvieron dos grupos distintos de edades: mientras que el conjunto mayor corresponde al período Pérmico superior - Triásico, confirmando su interpretación de magmatismo ligado al *rifting* coetáneo,



- eje del *rifting* de edad Permiano superior-Liásico
- plutones permianos a jurásicos mencionados en el texto
- basaltos toleíticos del Liásico/Dogger
- distribución de las formaciones Vitiacua (SE) y Ene (NW)
- principales sistemas transcurrentes cenozoicos
- lavas permianas a jurásicas mencionadas en el texto
- área de adelgazamiento litosférico en el Triásico-Jurásico
- localidades donde la Fm Vitiacua (o un equivalente) está preservada
- principales frentes de acortamiento cenozoicos
- otras localidades mencionadas en el texto
- calizas con fusulinas intercaladas en el Grupo Mitu (Laubacher, 1978)
- fronteras nacionales

Fig. 4. Ubicación de los datos pertinentes referentes a la parte norte del "Oroclino Boliviano"

el otro agrupa edades misisipianas obtenidas sobre plutones ubicados en su mayoría en el norte (Jacay et al., 1999), sugiriendo que el mencionado sistema de rift ya estuvo activo durante el Misisipiano. Un estudio detallado de este magmatismo antiguo es necesario para confirmar esta interpretación.

SEGUNDA ETAPA DEL ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO: PÉRMICO SUPERIOR - JURÁSICO MEDIO, CORDILLERA ORIENTAL DE PERÚ Y BOLIVIA

Introducción

El *rifting* Pérmico superior - Triásico se desarrolló diacrónicamente en la Cordillera Oriental de Perú (Mégard, 1973, 1978; Laubacher, 1978; Noble et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980; Kontak et al., 1985; Rosas & Fontboté, 1995; Rosas et al., 1997; Jacay et al., 1999), extendiéndose a Bolivia en el Triásico-Jurásico medio (McBride et al., 1983; Sempere, 1995; Sempere et al., 1998, 1999, 2002). El eje principal del sistema de *rift* coincidía aparentemente con el eje de la Cordillera Oriental en ambos países (Fig. 3). En este artículo dedicamos una atención especial a los datos referentes a la poco conocida continuación de este sistema de *rift* en Bolivia. Nuestras investigaciones en el sur del Perú y en Bolivia confirman que la Bolivia mesozoica estaba conectada al Perú, y no a cuencas sureñas argentino-chilenas (Sempere et al., 2000a, 2002).

La reconstrucción del sistema de *rift* en mapa muestra que éste se separaba en dos ramales a ~19°S (Figs. 3, 4). El ramal sureste, “de Entre Ríos”, se extendía en la Faja Subandina Chaqueña y se amortiguaba en el área de

la frontera entre Bolivia y Argentina. El ramal austral, “de Tupiza”, tiene ahora una orientación N010E y aparentemente se extiende en la Puna argentina. En mapa, esta geometría paleotectónica recuerda el actual sistema de *rift* del mar Rojo, que se separa al norte entre el inactivo golfo de Suez y el *rift* activo del golfo de Aqaba, el cual se prolonga por el sistema transcurrente del mar Muerto (Fig. 5). En lo que sigue consideramos el “ramal de Tupiza” como la continuación austral del eje principal del *rift*.

En el Perú, estratos de edades pérmicas a jurásicas se reparten entre los grupos Mitu y Pucará, que se depositaron respectivamente en contextos continentales y marinos (McLaughlin, 1924; Steinmann, 1929; Harrison, 1943, 1951; Jenks, 1951; Newell et al., 1953). El Grupo Mitu aflora mayormente en la Cordillera Oriental del Perú central y sur, y se acumuló en grábenes subsidentes, reflejando el *rifting* Pérmico superior-Triásico (e.g., Mégard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Kontak et al., 1985). Al noroeste de Cusco, el Grupo Pucará (Triásico superior-Liásico) tiene una distribución más amplia (Fig. 3); consiste predominantemente de carbonatos que se depositaron durante el hundimiento térmico (*thermal sag*) que siguió el *rifting* inicial en esta región; más al sur, areniscas fluvio-eólicas espesas se depositaron durante este período de hundimiento térmico (Sempere et al., 1998, 1999, 2000a, 2002).

En los grábenes producidos por el *rifting*, estratos del Paleozoico superior, conformables o deformados, fueron generalmente preservados por debajo del Grupo Mitu, mientras fueron erosionados de los vecinos hombros del *rift* (*rift shoulders*). Un magmatismo intenso ocurrió comúnmente en profundidad bajo el piso de los grábenes, y se derramaron rocas volcánicas predominantemente

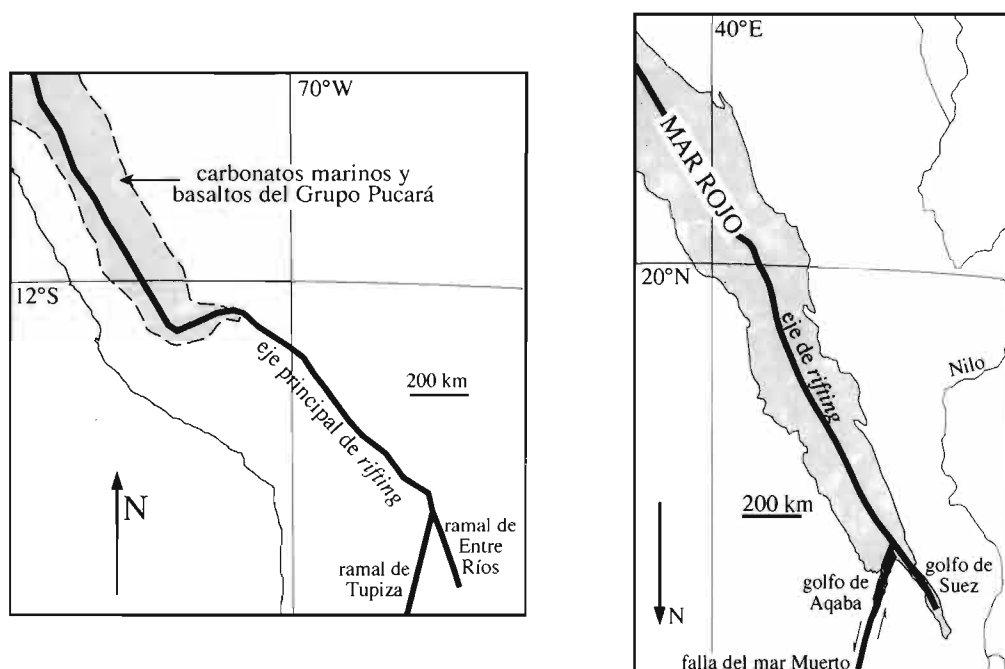


Fig. 5. Comparación entre las geometrías en planta de los sistemas de rift del mar Rojo y de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia en el Pérmico superior-Jurásico medio (ahora invertido y acortado). Una ramificación del eje de rifting se observa en ambos casos

alcalinas. Edades isotópicas coherentes obtenidas sobre rocas volcánicas y plutónicas indican que el *rifting* Mitu se desarrolló del Pérmico superior al Jurásico medio (Tabla 1; ver Kontak et al. [1985, 1990], Soler [1991], y Jacay et al. [1999], para reseñas).

Estratos *pre-rift* y su deformación

Unidades estratigráficas anteriores al *rifting*, y sus relaciones

El Grupo Tarma-Copacabana, cuyo espesor sobrepasa comúnmente 500 m, se depositó durante el Pensilvaniano-Pérmico inferior, es decir inmediatamente antes del *rifting*. Conforman una importante unidad-guía debido a que estuvo frecuentemente preservado en los grábenes Mitu. Tiene un origen marino somero y consiste de calizas fosilíferas y de areniscas subordinadas, lutitas negras, y calizas ricas en chert nodular. Hacia el sureste, en la Faja Subandina Chaqueña y Llanura de Bolivia, la plataforma carbonatada del Grupo Copacabana pasa lateralmente a areniscas fluvio-eólicas (Formación Cangapi; Sempere, 1995). En algunas áreas de la Cordillera Oriental donde el Grupo Copacabana fue preservado en grábenes Mitu, se observa su transición rápida a lutitas negras sobreyacentes. En otras localidades de la Cordillera Oriental, estratos del Grupo Copacabana están plegados (localmente en forma intensa, y metamorfizados) y sea intruidos por granitoides Mitu (e.g., Soler & Bonhomme, 1987), sea sobreyacidos discordantemente por el Grupo Mitu (e.g., Laubacher, 1978; Mégard et al., 1983). Esta variedad contrastada de relaciones estratigráficas (Fig. 6) da pautas sobre el contexto tectónico del *rifting* temprano (ver más abajo).

Depósitos de ambiente marino restringido coetáneos del *rifting* temprano: las formaciones Vitiacua y Chutani (Bolivia), y Ene (Perú)

La Formación Vitiacua del sur de Bolivia consiste de lutitas negras, carbonatos silíceos (principalmente calizas y dolomitas con chert frecuente), pelitas rojo oscuro, y areniscas subordinadas, que conforman una sucesión de somerización. Lutitas negras marinas ocurren característicamente en la parte inferior de la Formación Vitiacua, mientras carbonatos de ambiente marino restringido, ricos en chert, son particularmente comunes en la parte superior de la unidad (Sempere et al., 1992). La Formación Vitiacua sobreyace a las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Cangapi con una transición rápida (la cual marca una transgresión), y es abruptamente sobreyacida por los estratos continentales rojos de la Formación Ipaguazú, que son yesíferos y predominantemente pelíticos.

Palinomorfos y un hueso de la mandíbula de coelacanto, provenientes de la parte inferior (rica en materia orgánica) de la Formación Vitiacua, indican una edad Pérmico superior (Sempere et al., 1992), mientras moluscos

y un fragmento de pez provenientes de su parte cuspidal sugieren que ésta es de edad triásica, tal vez Triásico superior (Beltan et al., 1987; Suárez-Riglos & Dalenz, 1993), pese a que una edad Triásico inferior a medio parece más probable (Sempere et al., 1992, 1998). Aunque las edades indicadas por los conostráceos sudamericanos no están confiablemente calibradas, datos proporcionados por fósiles bolivianos de este grupo merecen ser mencionados, ya que conostráceos sugestivos de una edad Pérmico superior se registraron en la Formación Vitiacua (*Palaeolimnadia* sp., *Palaeolimnadiopsis* cf. *eichwaldi*) y en la sobreyacente Formación Ipaguazú (*Cyzicus* [*Lioestheria*] sp.) (Tasch, 1987). Sin embargo, la calibración absoluta de las edades indicadas por los conostráceos de Sudamérica es incierta.

La estratigrafía de Bolivia comparte muchos puntos comunes con la estratigrafía de Brasil (Sempere, 1995). La Formación Irati (Pérmico superior) de la cuenca del Paraná (Brasil) es muy similar a la parte inferior, rica en materia orgánica, de la Formación Vitiacua y representa su equivalente oriental (Sempere et al., 1992). La Formación Irati es concordantemente sobreyacida por unidades (formaciones Serra Alta, Teresina, y Rio do Rasto en el sur; Formación Corumbataí en el norte) que se correlacionan con miembros superiores de la Formación Vitiacua y alcanzan el Triásico (França et al., 1995); estratos rojos continentales conocidos como Formación Pirambóia sobreyacen en discontinuidad a este conjunto estratigráfico Pérmico superior - Triásico inferior, el contacto ubicándose en alguna parte del Triásico medio (França et al., 1995). Como los estratos rojos continentales de la Formación Ipaguazú sobreyacen abruptamente a la Formación Vitiacua, y como Bolivia y Brasil pertenecían ambos a la región estable de Gondwana occidental en esta época, esta correlación evidente sugiere una edad Triásico medio para el contacto Vitiacua / Ipaguazú.

Sin embargo, la reciente identificación en la Formación Ipaguazú de improntas dejadas por un arcosaurio afín a *Chirotherium barthii* (ver más abajo) proporciona un dato complementario importante. Las características de estas huellas sugieren en efecto que fueron dejadas en el Triásico inferior o medio (Escitiano superior a Anisiano; ~245-234 Ma). Este dato nuevo y los datos más antiguos sugieren, en conjunto, una edad Triásico más bien inferior para la discontinuidad Vitiacua / Ipaguazú.

Se interpreta que la discontinuidad sedimentaria en la base de las formaciones Ipaguazú y Pirambóia refleja una desestabilización de gran escala de los sistemas deposicionales continentales y, dado su edad, que es una consecuencia distal del inicio del estiramiento litosférico en Gondwana occidental.

En la Cordillera Oriental de Bolivia, la Formación Vitiacua se encuentra sólo en tres localidades, ubicadas dentro del eje principal del *rift* (Pasto Waykho, 6 km al oeste de Vitichi; Quebrada Aymaraj Hueko, 6 km al suroeste de Torotoro; Iglesiasani, 40 km al NNO de Cochabamba). Es probable que la Formación Vitiacua fue

preservada ahí debido al hundimiento estructural producido por el *rifting*. En cada una de las tres localidades, la Formación Vitiacua es sobreyacida por coladas alteradas de basalto y/o conglomerados con clastos de basalto de tamaño =15 cm, que marcan la base del Grupo Serere (Sempere et al., 1998). En las dos primeras localidades, las facies ricas en chert y las brechas de chert que caracterizan la parte superior de la Formación Vitiacua se observan al tope de la sucesión local, sugiriendo que la Formación Vitiacua es estratigráficamente completa; además, el contacto entre la Formación Vitiacua y los estratos rojos sobreyacentes es allí prácticamente transicional, y parece obvio que no hubo un largo intervalo de tiempo entre la deposición de las dos unidades. En Iglesias, dos ricas asociaciones de palinomorfos (1: *Hamiapollenites karrooensis*, *Tornopollenites toreutis*, *Lueckisporites virkkiae*, *Corisaccites alutas*, *Protohaploxypinus enigmaticus*, *Taeniaesporites* sp. [sp. 1 Jardiné 1974], *Paravittatina cincinata*, *Punctatisporites gretensis*, ..., y numerosos acritarcos incluyendo varias especies de *Michrhystridium*; y 2: *Lueckisporites virkkiae*, *Corisaccites alutas*, *Guttulapollenites gondwauensis*, *Gondwanipollenites ovatus*, *Schweitzerisporites maculatus*, *Weylandites* sp., con numerosos *Botryococcus*) indican un ambiente marino a marino restringido, y edades Pérmico medio a superior (J. Doubinger, inédito).

Unos 70 km al suroeste del eje principal del *rift*, la Formación Chutani aflora en el área de Tiquina (zona sureste del Lago Titicaca), donde sobreyace al Grupo Copacabana (Oviedo, 1962, 1964). La Formación Chutani muestra facies que son similares a las de la Formación Vitiacua, incluyendo lutitas oscuras en su parte inferior, y por lo tanto tendría una similar edad Pérmico superior - Triásico inferior (Sempere et al., 1998). En la parte superior de la Formación Chutani se conocen plantas fósiles de edad Pérmico superior (Iannuzzi et al., 1997; Vieira et al., 1999a, 1999b). Coladas alteradas de basalto están intercaladas con depósitos de llanura costera y niveles estromatolíticos al tope de la formación. Estas coladas subyacen concordantemente a las areniscas y pelitas fluviales rojizas de la Formación Tiquina, que se correlaciona con la Formación Ipaguazú.

En el Perú, la Formación Ene muestra facies similares a las de las formaciones Vitiacua y Chutani. En particular, la parte inferior de la Formación Ene consiste predominantemente de lutitas negras ricas en materia orgánica de edad Pérmico superior (e.g., Mathalone & Montoya, 1995; Carlotto et al., 2000). En dos localidades cercanas al eje de *rift* Mitu (Fig. 4), estas lutitas negras sobreyacen concordantemente al Grupo Copacabana y pasan hacia arriba a carbonatos silíceos y/o a areniscas originadas en ambientes marino somero a fluvial o eólico; esta sucesión continua es a su vez sobreyacida concordantemente por rocas volcánicas alteradas y estratos rojos (los cuales incluyen pelitas, areniscas y yeso) que representan las facies locales del Grupo Mitu (Carlotto et al., 2000). La Formación Ene parece existir

ampliamente en la Faja Subandina y Llanos del Perú, es decir al este del sistema de *rift* Mitu (Mathalone & Montoya, 1995).

Las lutitas negras que caracterizan las partes inferiores de las formaciones Vitiacua, Chutani y Ene representan una transgresión marina de edad Pérmico superior, la cual es también representada por unidades en las cuencas del Paraná (Brasil) y del Karoo (Sudáfrica) (Sempere et al., 1992; Tankard et al., 1995). Es probable que esta amplia transgresión se extendió sobre una región muy extensa de Gondwana occidental. Sin embargo, fue coetánea de la etapa temprana del magmatismo Mitu, vinculado al *rifting* (Fig. 6). En el sur del Perú, calizas portadoras de fusulínidos del Pérmico superior se intercalan localmente dentro de estratos rojos del Grupo Mitu (Laubacher, 1978), demostrando que intrusiones marinas ocurrieron en algunos grábenes Mitu.

Las formaciones Vitiacua, Chutani y Ene sobreyacen concordantemente al Grupo Copacabana, y, dado su edad, aparecen como equivalentes temporales, de ambiente marino restringido, de los primeros depósitos *syn-rift* del Mitu, mientras subyacen a otros depósitos *syn-rift*, más jóvenes, del Mitu, puesto que son sobreyacidos por estratos rojos que pertenecen, o son equivalentes, al Grupo Mitu (Fig. 6). Dado la edad aproximada Triásico inferior del tope de estas unidades marinas restringidas, el *rifting* Mitu parece haber ocurrido en dos etapas, con una primera durante el intervalo Pérmico superior-Triásico inferior, y una segunda empezando en el Triásico inferior. Este análisis concuerda con la idea, avanzada por Soler (1991) sobre bases independientes (ver más adelante), que el Grupo Mitu consiste de dos partes.

Deformación y *rifting*

Como subrayado más arriba, la continuidad sedimentaria que se observa comúnmente en Bolivia y sur del Perú entre el Grupo Copacabana (Pensilvaniano-Pérmico inferior) y las unidades sobreyacentes del Pérmico superior-Triásico inferior contrasta notablemente con la deformación pre-Mitu localmente intensa observada en el Grupo Copacabana en algunas áreas de la Cordillera Oriental entre ~11°S y ~17°30'S. Esta deformación, tradicionalmente explicada por una hipotética "tectónica tardi-hercínica" de edad Pérmico superior (e.g., Dalmayrac et al., 1980), en realidad es restringida a una faja estrecha dentro de la Cordillera Oriental (Sempere, 1995); dado que en el Pérmico superior deformación y sedimentación fueron contemporáneas, esta faja era probablemente discontinua, la deformación ocurriendo en áreas específicas mientras la sedimentación dominada por lutitas continuaba tranquilamente en otras áreas del mismo dominio de la Cordillera Oriental.

Semejantes relaciones son sugestivas de un sistema de *rift* transcurrente, en el cual segmentos transtensionales habrían sido separados por "nudos" transpresionales. Favorecemos la idea que una

transpresión local causó la deformación de estratos pre-Mitu al inicio de la dislocación continental, antes del desarrollo general de los grábenes y de la actividad intensa del magmatismo. Movimientos coetáneos de transtensión produjeron un lento hundimiento de áreas alargadas, donde el Grupo Copacabana fue preservado y lutitas marinas de ambiente más profundo se sedimentaron concordantemente encima de él, antes que los procesos de *rifting*, acelerándose, incrementasen el magmatismo y formasen verdaderos grábenes.

Un escenario similar, aunque más tardío, podría también explicar la ocurrencia de plutones de edad Triásico superior que muestran una deformación contemporánea de su emplazamiento. En la Cordillera Real de Bolivia occidental, el plutón de Zongo-Yani arrojó edades U-Pb del Triásico superior sobre una facies levemente foliada (225.1 +/- resp. 4.1/4.4 Ma) y una facies pervasivamente foliada (222.2 +/- resp. 7.7/9.1 Ma) (Farrar et al., 1990); el emplazamiento de este granito de dos micas, peraluminoso y foliado, fue contemporáneo del desarrollo de una esquistosidad y de un metamorfismo de baja presión que refleja un flujo térmico elevado (Bard et al., 1974). En el Perú vecino, el plutón similar de dos micas de Limacpampa, peraluminoso y foliado, está datado en 199 ± 10 Ma (Rb-Sr; Kontak et al., 1990). Al sur de Abancay, una "diorita cuarcifera" cataclástica proporcionó una edad U-Pb de 222 ± 7 Ma (Dalmayrac et al., 1980). Sugerimos que el emplazamiento y la deformación temprana de estas intrusiones Mitu podría haber ocurrido en contextos transpresionales locales en el Triásico superior durante una etapa posterior del *rifting*.

Un sollevamiento triásico de los plutones es registrado por clastos de granitoides Mitu que se encuentran comúnmente en conglomerados y piroclastitas del Grupo Mitu en el Perú central (Mégard, 1978), sugiriendo que el *rifting* se desarrolló en dos etapas (Soler, 1991). Es probable que tal levantamiento fue causado por una deformación litosférica relacionada con el *rifting*.

Magmatismo vinculado al *rifting*

Sur del Perú

El *rifting* Mitu produjo un intenso magmatismo en el sur del Perú (Egeler & De Booy, 1961; Vivier et al., 1976; Noble et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980; Carrier et al., 1982; Kontak, 1984; Bonhomme et al., 1985; Kontak et al., 1985, 1990; Clark et al., 1990a; Cenki, 1998). En un trabajo fundamental sobre el tema, Kontak et al. (1985) identificaron claramente que en el sur del Perú todo el magmatismo de edad Mitu se relacionaba con un proceso de *rifting*, y reconocieron que las rocas volcánicas predominantemente básicas del Grupo Mitu y las granodioritas y monzogranitos batolíticos son muy probablemente representativos de una continuidad con una relación causal (« *the predominantly basic Mitu Group volcanics and the batholithic granodiorites and monzogranites [...] are most probably representative of a continuum with a cause and effect relationship* »). En particular, estos autores subrayaron que este magmatismo es muy similar al magmatismo conocido en el *rift* abortado pérmico de Oslo (Noruega) (Kontak, 1984; Kontak et al., 1985).

Varios tipos de magmas derivados del manto y aparentemente no vinculados, incluyendo basaltos alcalinos y facies peralcalinas localmente espesas, ocurren en las rocas volcánicas del Mitu (Kontak et al., 1985). Volcanitas básicas pueden conformar hasta 20 % del total del vulcanismo Mitu y consisten de coladas espilitizadas de basalto toleítico o alcalino que se intercalan generalmente con las rocas sedimentarias del Grupo Mitu (Vivier et al., 1976; Kontak, 1984; Soler, 1991). Enjambres de diques y sills básicos intruyendo estratos paleozoicos y mesozoicos se conocen en el Altiplano, Cordillera Oriental, y Faja Subandina del sur del Perú (Newell, 1949; Laubacher, 1978), y es probable que, como en la Bolivia vecina, se emplazaron en el Triásico-Jurásico mediante un adelgazamiento litosférico.

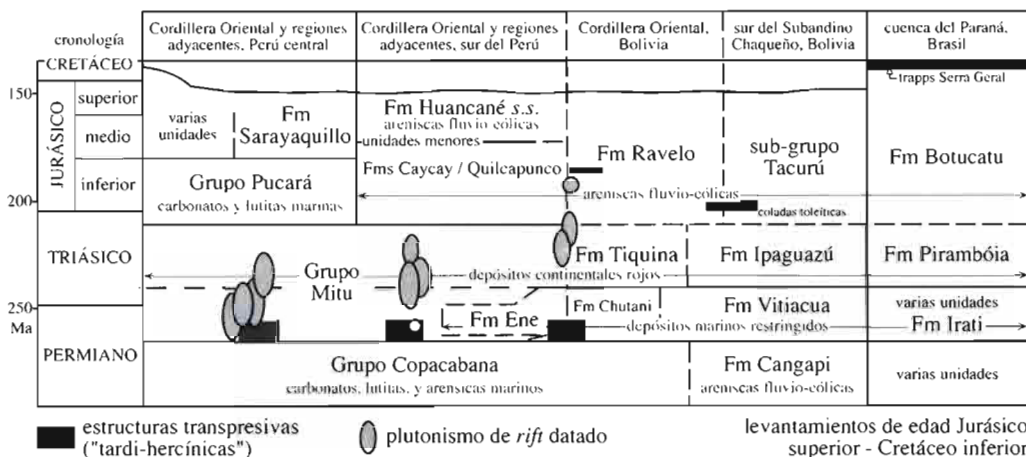


Fig. 6. Sinopsis de los principales datos estratigráficos, deformacionales y magmáticos de edad pérmica a jurásica mencionados en el texto, referentes a la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia, la cuenca del Chaco de Bolivia, y la cuenca del Paraná de Brasil

Una etapa temprana, pérmica, de magmatismo es documentada en el Altiplano peruano: 21 km al noroeste de Juliaca, « coladas de lava » (« *lava flows* ») se dataron en 272 ± 10 Ma (K-Ar, roca total; Klinck et al., 1986, 1991); ~30 km al WSW de Juliaca, la granodiorita de Antarane proporcionó edades K-Ar de 275.2 ± 5.8 Ma (sobre biotita) y 263.6 ± 5.2 Ma (sobre muscovita de una veta de cuarzo asociada), así como edades ^{39}Ar - ^{40}Ar que sugieren que el emplazamiento ocurrió alrededor de ~277 Ma (Clark et al., 1990b).

En la Cordillera Oriental, la sucesión volcánica peralcalina de Allinccápac, espesa de 2000 m, se dató en 180-200 Ma (Rb-Sr; Kontak et al., 1985, 1990). Estas rocas rodean y sobreyacen a un gran complejo sienítico peralcalino que proporcionó edades aparentes K-Ar de 184.2 Ma (Stewart et al., 1974) y 173.5 ± 3.1 Ma (Kontak et al., 1985). El complejo sienítico y las rocas volcánicas vecinas son probablemente cogenéticas (Kontak et al., 1985), sugiriendo que el magmatismo peralcalino relacionado se desarrolló durante el Liásico y, posiblemente, Dogger inferior. Por lo tanto, un magmatismo predominantemente derivado del manto se desarrolló en este segmento de la Cordillera Oriental durante la primera mitad del Jurásico (Kontak et al., 1985).

En contraste con las rocas volcánicas Mitu, derivadas del manto, los plutones del batolito de Carabaya derivan de magmas corticales, y son también similares a plutones conocidos en el *rift* de Oslo (Kontak, 1984; Kontak et al., 1985, 1990). El batolito de Carabaya es comúnmente cortado por diques básicos alcalinos y ricos en titanio, contemporáneos o posteriores a los granitoides, que muestran características similares a las de los basaltos conocidos en el Grupo Mitu (Marocco, 1978; Kontak, 1984; Kontak et al., 1985, 1990). La intrusión de los principales plutones ocurrió en el Pérmico superior y Triásico (edades U-Pb: 257 ± 3 , 238 ± 11 , 234 ± 9 , y 222 ± 7 Ma; Lancelot et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980).

Hemos reportado (Sempere et al., 2002) nuevas edades K-Ar de 244 ± 6 Ma (sobre biotita de un dique de riolita) y 185 ± 6 Ma (K-Ar sobre hornblenda de un dique de monzodiorita) sobre el magmatismo Mitu del sur del Perú (Tabla 1; Fig. 4).

Como propuesto por Kontak et al. (1985), todos estos datos concuerdan con la idea que el adelgazamiento litosférico que se desarrolló entre el Pérmico superior y el Jurásico medio en el sur del Perú generó una variedad de magmas derivados del manto, así como un flujo térmico elevado que produjo cantidades importantes de fusión cortical en el Pérmico superior y Triásico. Este período de adelgazamiento litosférico duró cerca de 100 Ma y afectó principalmente lo que es actualmente la Cordillera Oriental.

Bolivia

El magmatismo de *rift* fue dominado en Bolivia por magmas básicos. Plutones derivados de productos de fusión cortical se conocen solamente al noroeste de 17°S , es decir en la prolongación de la Cordillera Oriental

del sur del Perú. Estos plutones han arrojado edades U-Pb de 225-222 Ma (Farrar et al., 1990) y edades K-Ar de ~212 Ma (McBride et al., 1983; Kontak et al., 1985).

El magmatismo básico asociado al eje principal de *rifting* muestra composiciones alcalinas (Aldag, 1913; Smulikowski, 1934; Soler & Sempere, 1993; Tawackoli, 1997), mientras los basaltos conocidos en el “ramal de Entre Ríos” del sistema de *rift* (Sempere et al., 1998) tienen una composición toleítica (Fig. 7; Soler y Sempere, 1993). Todas estas rocas básicas indican que se trata de un magmatismo “intraplaca” derivado del manto, así como un adelgazamiento litosférico. Aunque se obtuvieron varias edades isotópicas pérmicas a jurásicas, muestras de estas rocas básicas generalmente alteradas son difíciles de datar con seguridad, y de hecho muchas han proporcionado edades aparentes cretáceas y paleógenas (ver las compilaciones de Saavedra et al. [1986], Rubiolo [1997], y Tawackoli et al. [1999]).

Magmatismo y flujo térmico en el eje principal de *rifting*.

En la Cordillera Oriental al noroeste de 17°S (Cordillera Real), los granitoides de edad Triásico superior son similares a los de la Cordillera Oriental del sur del Perú (McBride, 1983; Kontak et al., 1985) e incluyen plutones peraluminosos (Bard et al., 1974; Farrar et al., 1990). Por lo tanto, es probable que se emplazaron en profundidad a lo largo del mismo sistema de *rift*. Al sureste de 17°S , no se conocen granitoides, y el eje de *rift* reconstruido se caracteriza por enjambres alargados de diques y sills básicos que intruyen principalmente rocas paleozoicas (Figs. 3, 4). En las áreas con enjambres de diques básicos, generalmente se observan también coladas, sills y/o diques basálticos en el Mesozoico (donde existe), sugiriendo fuertemente que los diques en el Paleozoico representan los conductos de alimentación de este magmatismo y por lo tanto son de edad mesozoica (Steinmann, 1906, 1923; Kozłowski, 1934; Sempere et al., 1998). Esta faja rica en diques, sills y coladas básicas coincide con el eje de la actual Cordillera Oriental, lo que fue reconocido por Kozłowski (1934) con palabras clarísimas: « *Tous les gisements des roches éruptives mésozoïques que je connais se trouvent exclusivement dans la Cordillera Oriental et surtout dans sa partie centrale, où ils sont disposés le long d'une zone parallèle à la direction de la chaîne (...)* » («Todas las ocurrencias de las rocas eruptivas mesozoicas que conozco se encuentran exclusivamente en la Cordillera Oriental y especialmente en su parte central, donde están distribuidas a lo largo de una faja paralela a la dirección de la cadena»). Kozłowski (1934), después de Steinmann (1923), conjeturó correctamente que las rocas básicas alcalinas de la Cordillera Oriental de Bolivia que ellos recolectaron y estudiaron eran probablemente de edad Triásico-Jurásico.

Un dique no alterado de basanita, que intruye rocas ordovícicas al noreste de Tupiza fue datado en 184 ± 4.9 Ma (Tawackoli et al., 1996; Tawackoli, 1997), lo que sugiere que el *rifting* ocurrió en esta área en el Liásico

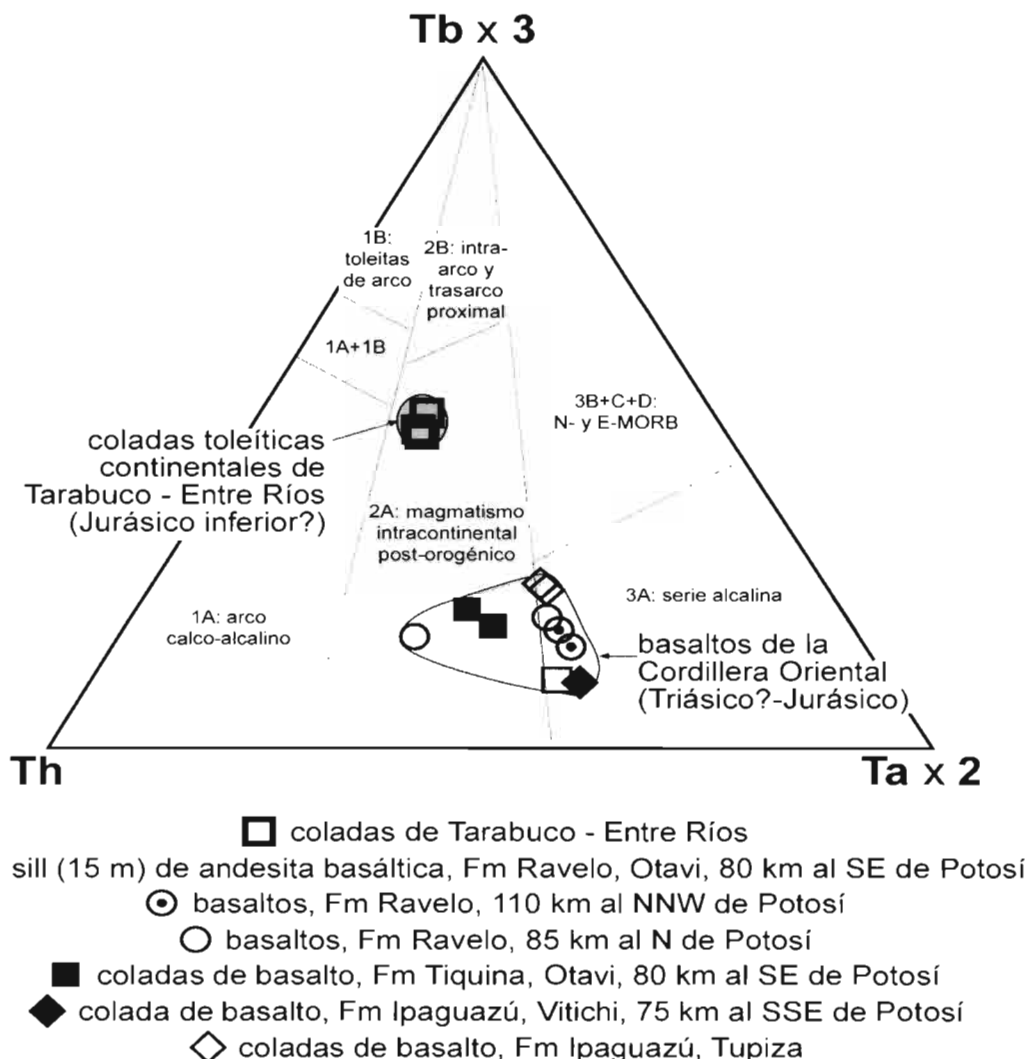


Fig. 7. Ploteo de algunas rocas básicas mesozoicas de Bolivia en el diagrama Tb-Th-Ta de Cabanis y Thiéblemont (1988) (modificado de Soler y Sempere, 1993)

superior. Edades aparentes obtenidas sobre ilitas de epizona provenientes del Ordovícico de la misma región de Tupiza (Tabla 2; Jacobshagen et al., 1999, 2002) soportan la idea de un *rifting* de edad Triásico o Jurásico inferior, así como la de una reactivación magmática en el Cretáceo inferior. En ambos casos se produjo un flujo de calor suficiente para resetear los sistemas K-Ar de estas arcillas: Jacobshagen et al. (2002) subrayan en efecto que en 3 muestras (M 707.5, M 707.5-2, y M 21/94/96) « las diferencias de edad entre ambas fracciones en las [mismas] muestras son extremadamente pequeñas » y que estos « datos analíticos pueden indicar influencias térmicas de magmatismos tanto del Triásico superior como del Cretáceo inferior. » Iilitas del Ordovícico provenientes de localidades más alejadas del eje de *rifting* (al oeste y este de éste) proporcionaron edades aparentes en el rango 320-290 Ma (Jacobshagen et al., 2002) que, pese a que estos autores no lo contemplan, podrían interpretarse como *resets* parciales, debidos al *rifting*, de ilitas mucho más antiguas.

Magmatismo en el “ramal de Entre Ríos” del sistema de rift.

Esta región comprende los basaltos de Tarabuco y de Incapampa al noroeste (ambos con un espesor máximo de ~100-150 m), y los de Entre Ríos y de Camiri al sureste (con espesores máximos de 150 m y 30 m, respectivamente). La observación reciente, por dos de nosotros (H.B. y A.M.), de niveles de facies alternativamente vesiculares y macizos en los basaltos de Tarabuco y de Entre Ríos, y de lavas almohadilladas (Tarabuco), demuestra que estas dos unidades consisten de apilamientos de coladas, y por lo tanto obliga a corregir su interpretación anterior como un sill gigante (Sempere et al., 2002).

El “basalto de Tarabuco” (del área ubicada desde ~30 km al norte hasta ~20 km al sureste de Tarabuco) consiste en varias coladas apiladas sin intercalaciones sedimentarias, mientras el “basalto de Uyuni-Incapampa” (del área ubicada ~30 a ~50 km al sur de Tarabuco) es un

TABLA 2
EDADES APARENTES K-AR OBTENIDAS SOBRE DOS FRACCIONES DE ILITA DE MUESTRAS
PROVENIENTES DEL ORDOVÍCICO DE LA REGIÓN DE TUPIZA (SEGÚN JACOBSIAGEN ET AL., 2002).

# muestra	fracción < 2 ?m	fracción < 0.2 ?m	rango de edades aparentes	ubicación
M 21/94/96	137.1 ± 3.2	133.2 ± 4.5	Cretáceo inferior (Berriasiano-Hauteriviano)	21°19'10"S / 65°52'12"W, Tupiza
M 707.5	220.3 ± 5.2	208.7 ± 5.5	Triásico superior	21°13'19"S / 65°40'14"W, Tupiza
M 707.5-2	223.4 ± 4.7	203.2 ± 4.8		
M 696	251.7 ± 6.5	191.5 ± 4.1	Triásico basal a Jurásico inferior (significado dudoso)	21°13'53"S / 65°40'06"W, Tupiza

sill que intruye estratos mesozoicos pre-maastrichtianos. El primero sobryace a areniscas conglomerádicas y pelitas rojas atribuibles a la Formación Ipaguazú y subyace a areniscas eólicas similares a las conocidas en la Faja Subandina Chaqueña en las formaciones San Diego, Tapeuca e Ichoa. Una colada de basalto muestreada 5 km al norte de Tarabuco proporcionó una edad aparente de 171.4 ± 4.2 Ma (K-Ar, roca total; Sempere, 1995).

En el sinclinal de Uyuni-Incapampa, el sill intruye una sucesión granodecreciente roja, espesa de ~400 m, que por su facies se adscribió a la Formación Ipaguazú (=Sayari) (Sempere et al., 1998). Además contiene unas improntas de tetrápodos primitivos que han sido estudiadas por uno de nosotros (C.M.). Estas huellas fueron dejadas por una *manus* (mano) y un *pes* (pie) derechos de un arcosaurio (Foto 1). Las relaciones *manus/pes* definen un morfotipo de mano de un chiroteríido de gran tamaño. El dedo V es orientado hacia atrás, y los dedos II y III dominan, lo que es típico de *Chirotherium barthii* KAUPP. Huellas cursoriales fuertemente digitigradas, como en este ejemplar, se restringen generalmente al Triásico inferior y medio (Escitiano superior a Anisiano). Este intervalo cronológico (~245-234 Ma) confirma la anterior atribución a la Formación Ipaguazú.

Cerca de Uyuni del Pilcomayo, diques básicos, cuyo espesor es =3 m, se observan encima del sill y alimentan a coladas bréichicas de espesor métrico ubicadas en la parte inferior de la Formación Ravelo. También se observan diques por debajo del sill, con un espesor =0.3 m, pero su composición distinta no permite vincularlos con él.

Las relaciones y características de las rocas sedimentarias e ígneas en el área de Tarabuco recuerdan fuertemente al conjunto formado por la Formación Ipaguazú, el "basalto de Entre Ríos", y el subgrupo Tacurú en la parte sur de la Faja Subandina Chaqueña. El Basalto de Entre Ríos es un conjunto macizo de espesor =130 m que agrupa varias coladas apiladas sin intercalaciones sedimentarias; está alterado en todos sus afloramientos conocidos y ha proporcionado edades aparentes de 108 Ma, 104 Ma y otras más jóvenes (K-Ar, roca total; datos

no publicados de la Bolivian Gulf Oil Company, listados en Saavedra et al. [1986], Sempere et al. [1992], y López-Murillo y López-Pugliesi [1995]). Al oeste de Entre Ríos, la colada basal de la unidad de basaltos descansa sobre areniscas eólicas de una unidad local llamada Formación San Diego.

El análisis de muestras de los basaltos de Tarabuco y Entre Ríos indica que tienen composiciones de toleita continental tan cercanas que no pueden ser geoquímicamente distinguidas (Soler y Sempere, 1993; Fig.7). Ambas unidades sobryacen a la Formación Ipaguazú y subyacen al Subgrupo Tacurú, y alcanzan espesores similares (~130 m). Sus zonas respectivas de afloramiento están presentemente distantes de sólo ~50 km, y separadas por la estrecha Faja Estructural Interandina donde, a parte de los depósitos recientes, no se conocen unidades más jóvenes que el Pérmico (Fig. 8). En conjunto, estas relaciones sugieren fuertemente que, antes de la deformación andina, las dos unidades de basalto pertenecían a una misma provincia, que proponemos denominar "provincia toleítica de Tarabuco-Entre Ríos". Dado la alteración del basalto de Entre Ríos, la edad obtenida sobre el basalto de Tarabuco (171.4 ± 4.2 Ma) se tiene que considerar como una mejor estimación de la edad de la actividad de esta provincia. Porque Bolivia pertenecía a una parte estable de Gondwana antes del Cretáceo (Sempere, 1995), es interesante notar que un extenso magmatismo toleítico (provincia de Karoo-Ferrar), confiablemente datado entre 184 y 176 Ma se conoce en Africa del Sur y Antártica (Encarnación et al., 1996; Fleming et al., 1997; Duncan et al., 1997), dado que estas regiones también estaban ubicadas a lo largo del borde suroeste de Gondwana. Por otra parte, es también posible que las toleitas bolivianas representen elementos más australes de la Provincia Magmática Centro-Atlántica (CAMP), que está conformada por rocas básicas toleíticas confiablemente datadas entre 191 y 205 Ma, con una edad mediana de 199.0 ± 2.4 Ma y un máximo de edades en 200 Ma, es decir en el límite Triásico-Jurásico (Marzoli et al., 1999). Un estudio geocronológico y geoquímico fue iniciado en 2003 para resolver este interrogante.



Foto 1. Improntas de manus (mano) y pes (pie) dejadas por *Chirotherium cf. barthii* KAUPP en la Formación Ipaguazú de Uyuni del Pilcomayo. Sus características indican una edad Triásico inferior y medio (Escitiano superior a Anisiano; ~245-234 Ma).

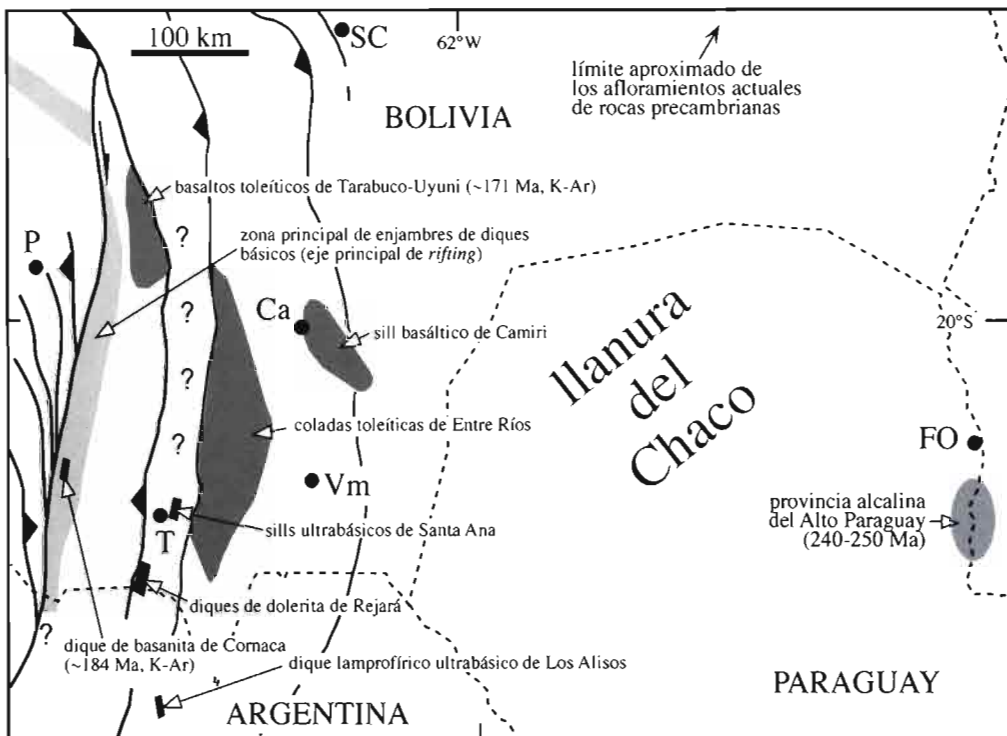


Fig. 8. Ocurrencias de rocas ígneas de edad triásica-jurásica (comprobada, probable, o posible) en el sureste de Bolivia y áreas adyacentes (ver texto para detalles). El marco tectónico neógeno es el mismo que en las figuras 3 y 4. Localidades: Ca: Camiri, FO: Fuerte Olimpo (Paraguay), P: Potosí, SC: Santa Cruz, T: Tarija, Vm: Villamontes. Los datos referente a la provincia alcalina del Alto Paraguay provienen de Gomes et al. (1996).

Es posible que el área con abundantes diques ubicada al oeste de la Faja Subandina Chaqueña (ver más abajo, y Fig. 8) haya funcionado como zona de alimentación de este magmatismo. Las diferencias composicionales actualmente conocidas no impiden esta hipótesis, puesto que magmatismos alcalinos y toleíticos pueden coexistir durante un *rifting*. Además, la edad liásica o Dogger inferior del magmatismo toleítico concuerda con la edad aparente de 184 Ma obtenida sobre un dique alcalino del área de Tupiza. Esto sugiere que la actividad magmática, que movilizó magmas alcalinos y toleíticos, habría sido importante en el sur de Bolivia en el Liásico superior - Dogger inferior (190-170 Ma), y tal vez un poco antes dado que las edades disponibles por ahora fueron obtenidas sobre un material parcialmente alterado.

Nuestro estudio de campo del basalto de Camiri (*sensu* Sempere et al., 1998) muestra que es un sill de espesor =30 m que intruye la Formación Cangapi (Pensilvaniano-Pérmico inferior) en una pequeña área al sureste de Camiri (Figs. 4, 8). Esta roca también alterada proporcionó una edad aparente de 233 Ma (K-Ar, roca total; dato inédito de la Bolivian Gulf Oil Company, listado en Saavedra et al. [1986], Sempere et al. [1992], y López-Murillo y López-Pugliesi [1995]), sugiriendo que el magmatismo básico *puede* haber sido activo en el área tan temprano como en el Triásico medio o superior; esta edad, sin embargo, necesita confirmación. No se dispone todavía de datos geoquímicos sobre el sill de Camiri, pero sus relaciones y aspecto general recuerdan los otros basaltos de la provincia magmática de Tarabuco-Entre Ríos. La distinción hecha entre los basaltos de Entre Ríos y de Camiri (Sempere et al., 1998) parece necesaria dado que el primero consiste de coladas apiladas mientras el segundo es un sill. El estudio en curso permitirá precisar sus respectivas características geoquímicas y geocronológicas.

Otras áreas de magmatismo y flujo térmico en Bolivia.

A parte de la provincia toleítica de Tarabuco-Entre Ríos, se ha comprobado hasta ahora que el magmatismo mesozoico conocido en Bolivia es de tipo alcalino y/o intraplaca, incluso en ciertas áreas que estaban aparentemente ubicadas afuera del sistema de *rift* (Fig. 4; Sempere y Soler, 1993; Tawackoli et al., 1999). Cerca de la frontera con Bolivia en el Noroeste argentino y al oeste de la Faja Subandina Chaqueña, una intrusión tabular ultrabásica alcalina, potásica (Meyer y Villar, 1984), proviene de una fuente mantélica litosférica profunda (Barbieri et al., 1997) y podría representar una de estas manifestaciones (Rubiolo, 1997); sin embargo, su edad aparente K-Ar de 303 ± 10 Ma (Méndez y Villar, 1979) sugiere que podría más bien tratarse de un magmatismo producido por la primera etapa, neopaleozoica, del estiramiento litosférico de Gondwana occidental. Al norte de la frontera, ~55 km al SSO de Tarija, el plutón de Rejará es una monzonita a granodiorita neoproterozoica o

cámbrica que sufrió un cierto metamorfismo cataclástico, y es intruida por diques de dolerita que también cortan los estratos ordovícicos sobreyacientes; la edad aparente K-Ar de 141 ± 10 Ma obtenida sobre el plutón de Rejará (Aranibar, 1979) posiblemente refleja un emplazamiento jurásico de los diques de dolerita y el flujo térmico asociado (Rubiolo, 1997; Sempere et al., 1998).

En las Serranías de Chilla, al sur del lago Titicaca, coladas de basalto presentan estructuras almohadilladas (R. Matos, com. pers.); una « colada » de este área proporcionó edades aparentes K-Ar del Pérmico (279.9 ± 3.3 Ma; roca total) y Triásico inferior (244.9 ± 2.9 Ma; vídrio) (S. McBride, *in* Kontak et al., 1985; edades recalculadas por Kontak et al., 1990). En la misma región, un « gabro » alterado muestreado en un área ubicada al sur del Lago Titicaca (sin mayor precisión) proporcionó un edad aparente K-Ar pérmica (258 ± 13 Ma; Saavedra et al., 1986); dado su edad aparente, la roca básica muestreada corresponde probablemente a los gabros descritos por Matos et al. (2000) al norte de Jesús de Machaca, y es posiblemente relacionada con los basaltos de las Serranías de Chilla. Un magmatismo pérmico también existió al oeste de Juliaca en el vecino Altiplano peruano (ver más arriba; Fig. 4).

En el noroeste de la Faja Subandina Beniana, en el Río Yanamanu (Serranía de Uchupiamonas), una colada (o sill?) de aspecto “andesítico”, de 8 m de espesor, ocurre en la Formación Beu, 400 m encima de su base (Ponce de León et al., 1972). En la misma área, numerosos diques y sills básicos intruyen la espesa Formación Tequeje (Devónico inferior), mientras granos de rocas volcánicas básicas son comunes en las areniscas de la Formación Beu (Jurásico) (Ponce de León et al., 1972).

Al pie septentrional del Nevado Tata Sabaya, en la Cordillera Occidental de Bolivia, un granito levemente cataclástico y alterado aflora bajo la cobertura cenozoica y posiblemente pertenece al “macizo precámbrico de Arequipa” (Rivas, 1989). Este granito ha proporcionado edades aparentes K-Ar de 188.1 ± 4.0 Ma y 181.6 ± 3.9 Ma (Toarciano; Sempere et al., 1998). Es posible que estas edades reflejan un importante *reset* térmico en el Toarciano, o el emplazamiento del plutón en ese tiempo; estas dos hipótesis están de acuerdo con una extensión coetánea acompañada por un magmatismo y/o un flujo térmico elevado en la vecina prolongación sureña de la cuenca de Arequipa (ver más adelante).

Mineralizaciones de plomo-zinc(-plata) son comúnmente asociadas con antiguos *rifts*, y los depósitos estratiformes conocidos en el Grupo Pucará (Triásico superior-Liásico) del Perú central no forman una excepción (Rosas y Fontboté, 1995). Pese a que ocurren en el Paleozoico, las mineralizaciones de plomo-zinc(-plata) conocidas en la Cordillera Oriental de Bolivia están distribuidas a lo largo de ambos costados del eje principal de *rifting* y por lo tanto es posible que se originaron en profundidad en relación con el sistema de *rift* (Sempere et al., 1998).

Perú central

Un intenso magmatismo ocurrió también en el Perú central durante el *rifting* Mitu (Mégard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Carlier et al., 1982; Soler, 1991). Numerosos plutones intruyen el basamento metamórfico expuesto en la Cordillera Oriental y fueron probablemente emplazados en las “raíces” del *rift*. Consisten de una variedad de granitos, granodioritas y granitoides alcalinos, que aparentemente muestran dos grupos de edades: como destacado más arriba, un conjunto de plutones principalmente norteños fue emplazado durante el Misisipiano, y otro, más extenso, durante el Pérmico superior y Triásico (Jacay et al., 1999). Esto sugiere que el *rifting* del Pérmico superior-Triásico se desarrolló a lo largo de una faja donde un magmatismo, probablemente de *rift*, ya había estado activo en el Misisipiano.

Soler (1991) reconoció la siguiente cronología de emplazamientos plutónicos en la Cordillera Oriental del Perú central: (1) el granito de Equiscocha (253 ± 11 Ma, K-Ar sobre muscovita; 204 ± 9 Ma, K-Ar sobre plagioclasa); (2) los batolitos de tipo San Ramón (246 ± 10 Ma, isócrona Rb-Sr sobre roca total, recalculada en base a los datos de Capdevila et al. [1977]), que son intruidos por (3) los granitoides de tipo Talhuis-Carrizal (245 ± 11 y 233 ± 10 Ma, K-Ar sobre biotita); y (4) diques básicos (incluyendo microgabros y microdioritas) que cortan a los últimos. Esta cronología se basa en parte sobre la observación que los depósitos *syn-rift* del Grupo Mitu contienen clastos derivados de la erosión de granitoides del tipo San Ramón, pero aparentemente ningún clasto derivado de los granitoides de tipo Talhuis-Carrizal. Estas relaciones están de acuerdo con la idea que el *rifting* se desarrolló en dos etapas (ver más arriba).

El pequeño y temprano plutón de Equiscocha es un granito hololeucócrato de grano fino que, conteniendo abundantes muscovitas y escasos granates pequeños, se originó por fusión cortical. Los extensos granitoides de tipo San Ramón son granitos calco-alcalinos metaluminosos a levemente peraluminosos, que se parecen mucho a los granitoides Mitu del sur del Perú (Soler, 1991) y por lo tanto se originaron probablemente a partir de líquidos de fusión cortical (Kontak et al., 1985); las relaciones isotópicas del estroncio del batolito de San Ramón (Capdevila et al., 1977) sugieren que estos líquidos corticales se mezclaron parcialmente con magmas derivados del manto (Soler, 1991). En contraste, los granitoides de tipo Talhuis-Carrizal muestran una marcada afinidad alcalina y tienen muchas características de granitoides emplazados en contextos de adelgazamiento cortical (Soler, 1991). Los diques básicos tardíos tienen composiciones alcalinas similares a los basaltos alcalinos del sur del Perú, y fueron comagmáticos de los granitoides del tipo Talhuis-Carrizal (Soler, 1991).

Como en el sur del Perú, las rocas volcánicas asociadas con el sistema de *rift* Mitu en el Perú central son predominantemente ácidas, siendo principalmente representadas por piroclastitas dacíticas a riolíticas. La

mayoría de las vulcanitas Mitu de Perú central tienen composiciones alcalinas y son probablemente comagmáticas de los granitoides del tipo Talhuis-Carrizal (Soler, 1991).

El conocimiento actual de la evolución magmática ligada al *rifting* en el Perú central sugiere que el adelgazamiento litosférico produjo inicialmente líquidos de fusión cortical (como el granito de Equiscocha) que en la etapa posterior fueron parcialmente contaminados por líquidos derivados del manto (batolitos de tipo San Ramón), y que estos magmas alcalinos derivados del manto terminaron por dominar (granitoides de tipo Talhuis-Carrizal, y diques básicos y vulcanitas Mitu comagmáticos).

Depósitos *syn-rift*

Definición del Grupo Serere (Bolivia)

La “supersecuencia Serere”, del nombre que designa a un río, un cerro, y dos estancias del departamento de Tarija ($\sim 21^{\circ}27'S$, $\sim 64^{\circ}05'W$), abarca el período Triásico medio - Jurásico (Sempere, 1990, 1995). Se propuso luego agrupar, para más comodidad, a todas las unidades depositadas o emplazadas durante este período dentro de un mismo grupo que lleve este nombre (Sempere et al., 1998). Del punto de vista genético, este Grupo Serere corresponde al desarrollo y relleno de un sistema de *rift* de gran escala. Evolucionó, como es clásico, desde una etapa inicial de grábenes estrechos hacia un estado de amplio *sag* térmico.

Semejanzas litológicas y secuenciales se reconocieron entre ciertas unidades del Grupo Tacurú (Zona Subandina - Llanura) y otras unidades del dominio andino (Oller y Sempere, 1990). Sin embargo, la denominación Grupo Tacurú, pese a su anterioridad, no puede adoptarse para designar el conjunto deposicional del Grupo Serere por las siguientes razones:

- El Grupo Tacurú, si bien incluye las formaciones Tapeuca, Castellón, Ichoa y Yantata, que pertenecen a la supersecuencia Serere, también incluye la Formación Cajones (Pádua y Reyes, 1958, 1960) que por su edad maastrichtiana tiene que colocarse en la parte superior de la supersecuencia Puca (sin embargo, otros autores consideran que la Formación Cajones no pertenece al Grupo Tacurú; López-Murillo y López-Pugliesi [1995], López-Pugliesi [1995]).
- Las unidades litológicas subandinas designadas por los nombres de formaciones Ipaguezú y San Diego, también partes de la supersecuencia Serere, conforman el Grupo Suaruro (de uso tradicional en YPF) o pertenecen al Grupo Cuevo (Suárez-Soruco y Díaz-Martínez, 1996).

Por lo tanto, la realidad abarcada por el propuesto Grupo Serere es distinta de lo que respectivamente abarcan los mencionados grupos Tacurú, Suaruro o Cuevo, y entonces se requiere el uso de un término distinto, con el fin de evitar confusiones.

Cuencas *syn-rift* en el Perú: el Grupo Mitu

El Grupo Mitu consiste de una sucesión roja a morada, localmente espesa de más de 2000 m, conformada por conglomerados, areniscas y pelitas, localmente con carbonatos y evaporitas, que se acumuló en grábenes subsidentes (Mégard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Carlotto, 1998). Estas rocas sedimentarias están comúnmente intercaladas con rocas volcánicas y volcanoclásticas localmente predominantes, y/o intruidas por rocas subvolcánicas a plutónicas que no intruyen las unidades sobreyacentes (esto es particularmente claro en el área de Nuñoa, en el sur del Perú). Los paleoambientes identificados en el Grupo Mitu incluyen abanicos aluviales, sistemas deposicionales fluviales y lagos o sebkhas, que son comunes en contextos de *rifts* continentales.

La unidad espesa conformada por areniscas y conglomerados rojizos conocidos en la costa del sur del Perú (área de Ocoña-Atico), tradicionalmente asignada al Grupo Mitu, proporcionó una flora Pensilvaniana (Morales-Serrano, 1997) que ya no permite esta atribución. Sin embargo, esta unidad sí se depositó en un contexto marcadamente extensional (J. Quintana, N. Sánchez, E. Taipe, en preparación), contemporáneo de la primera fase neopaleozoica del adelgazamiento litosférico de Gondwana occidental.

Cuencas *syn-rift* en Bolivia: el Grupo Serere inferior

La parte inferior del Grupo Serere de Bolivia (Sempere et al., 1998) comprende las formaciones rojas Ipaguazú y Tiquina (dado que las correlaciones parecen ahora más confiables, la denominación más reciente "Formación Sayari" tendría que ser abandonada para simplificar la nomenclatura estratigráfica). La Formación Ipaguazú consiste de pelitas rojas, de areniscas subordinadas y, localmente, de evaporitas (yeso, raramente halita), y es predominantemente de origen lacustre. Aflora en la Faja Subandina Chaqueña (mayormente en el "ramal de Entre Ríos" del sistema de *rift*) y en el eje principal de *rifting* de la Cordillera Oriental. La Formación Tiquina consiste predominantemente de intercalaciones de areniscas y pelitas rojas, de areniscas conglomerádicas localmente espesas o de conglomerados con clastos de basalto, y es de origen aluvial; aflora en algunas localidades de la Cordillera Oriental (incluyendo el eje principal de *rifting*) y en el área de Tiquina. Las formaciones Ipaguazú y Tiquina representan respectivamente extremos de grano fino y de grano grueso de lo que sería un equivalente boliviano del Grupo Mitu. Ambas unidades tienen un espesor generalmente =500 m y subyacen sin discordancia a las areniscas fluvio-eólicas espesas de la Formación Ravelo (dominio andino) o del Subgrupo Tacurú (Faja Subandina Chaqueña). Ambas unidades existen generalmente en localidades o áreas específicas, sugiriendo que fueron depositadas en paleo-grábenes, mientras las areniscas fluvio-eólicas sobreyacentes están presentes sobre regiones mucho más extensas.

En el eje del *rift*, las formaciones Ipaguazú o Tiquina incluyen coladas de basalto en su parte inferior; en cuatro localidades andinas, estas coladas sobreyacen a las formaciones Vitiacua o Chutani (Pérmico superior-Triásico inferior; ver más arriba). La Formación Ipaguazú sobreyace a la Formación Vitiacua en el "ramal de Entre Ríos" del sistema de *rift*. Las sucesiones incluyen característicamente una unidad basal, con un espesor generalmente menor a varias decenas de metros, que consiste de areniscas aluviales o eólicas de color claro, conglomerados rojizos y/o basaltos; esta unidad basal pasa rápidamente a una unidad dominada por pelitas, espesa y de color marrón rojizo a marrón morado, de origen aluvial a lacustre.

En la Quebrada Aymaraj Hueco, 6 km al suroeste de Torotoro, una unidad clástica de espesor >300 m sobreyace a la Formación Vitiacua (Pérmico superior-Triásico inferior) con una discontinuidad o una transición muy rápida. Podría representar una facies local, de grano fino a grueso, de la Formación Tiquina. Estos estratos rojos consisten predominantemente de conglomerados y areniscas conglomerádicas, con clastos de basalto. En ellos está intercalada por lo menos una colada de basalto, y están intruidos por un sill espeso de ~100 m. Los conglomerados son a veces de espesor plurimétrico y contienen abundantes clastos básicos cuyo tamaño puede sobrepasar 15 cm. Además, esta Formación Tiquina y los estratos subyacentes están deformados y sobreyacidos por la Formación Torotoro del Cretáceo con una clara discordancia angular.

En la Cordillera Oriental de manera general, el *rifting* produjo aparentemente grábenes angostos donde se preservaron estratos del Paleozoico superior. Estos grábenes fueron rellenados por depósitos rojos, de origen aluvial a lacustre, cuyo espesor puede sobrepasar 400 m (como cerca de Sayari, Incapampa, Tupiza, etc.). El relleno de estos grábenes comprende comúnmente: (1) una unidad basal que consiste de areniscas de color claro y/o conglomerados rojizos, y cuyo espesor generalmente no pasa de varias decenas de metros; (2) una unidad de pelitas espesas, de color marrón rojo a marrón morado, que sobreyace a la unidad basal con una transición rápida; (3) una unidad generalmente espesa de areniscas entrecruzadas (la Formación Ravelo), cuyo tope es una superficie erosiva sobre la cual traslapan estratos rojos del Cretáceo medio.

Depósitos *post-rift*

Depósitos *post-rift* en el noroeste del Oroclino: el Grupo Pucará en el Perú central

El *rifting* Mitu generó un *sag* térmico que expandió progresivamente la cuenca. Los carbonatos del Grupo Pucará se depositaron sobre el Grupo Mitu durante el intervalo Noriano-Liásico (Mégard, 1978; Stanley, 1994) y traslaparon sobre los "hombros" (*shoulders*) del *rift*. Reflejan una transgresión que se inició en el Noriano y

progresó de norte a sur siguiendo el eje del *rift* Mitu (Mégard, 1978; Loughman y Hallam, 1982; Rosas et al., 1997; Sempere et al., 1998). La inundación máxima está marcada por las lutitas y margas negruzcas de la Formación Aramachay (Retiano superior-Sinemuriano inferior); ricas en materia orgánica, su espesor es <50 m. Al este, en el Oriente peruano, estratos rojos de origen aluvial y eólico (Formación Sarayaquillo inferior) pasan hacia al oeste a los carbonatos del Pucará (Mégard, 1978). Basaltos con características "intraplaca" son frecuentes en el Grupo Pucará, que contiene mineralizaciones estratiformes de plomo-zinc(-plata) (Kobe, 1995; Rosas y Fontboté, 1995; Rosas et al., 1997). El Grupo Pucará no se conoce al sureste de Cusco.

Depósitos *post-rift* en el Oroclino boliviano (Bolivia y Perú): el Grupo Serere superior

En el área de Cusco-Sicuani, el Grupo Mitu subyace a areniscas fluvio-eólicas (Formación Caycay; Carlotto, 1998) que están localmente intercaladas con coladas de basalto y escasos carbonatos. Al noroeste del Lago Titicaca, las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Quilcapunco sobreyacen concordantemente al Grupo Mitu (donde éste está presente) o al Paleozoico (afuera de los grábenes Mitu) (Acosta et al., 2000; Sempere et al., 2000). La Formación Quilcapunco es sobreyacida por las calizas de la Formación Sipín, que han proporcionado equínidos indicativos del intervalo Retiano-Bajociano inferior (Sempere et al., 2002). Las pelitas rojas de la Formación Muni le sobreyacen con una discontinuidad localmente erosiva, y hacia arriba pasan transicionalmente a las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Huancané s.s. (Fig. 2; Sempere et al., 2000a). La Formación Muni se depositó en un ambiente de llanura aluvial a costera y contiene delgadas intercalaciones marinas con fósiles que sugieren una edad Dogger superior-Malm inferior (Stenzel, *apud* Newell, 1949; ver más adelante). La Formación Muni se adelgaza y desaparece hacia el norte y este, y las formaciones fluvio-eólicas Quilcapunco y Huancané s.s. se vuelven coalescentes en estas direcciones (Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]).

Estas unidades fluvio-eólicas jurásicas del sur del Perú se correlacionan en Bolivia con la Formación Beu de la Faja Subandina Beniana, la Formación Ravelo de Bolivia andina, y el Subgrupo Tacurú de la Faja Subandina Chaqueña, todas las cuales presentan facies y origen similares (Oller y Sempere, 1990; López-Pugliesi, 1995; López-Murillo y López-Pugliesi, 1995; Sempere, 1995; Sempere et al., 1998). Estas areniscas prácticamente no fosilíferas pueden sobrepasar 1000 m de espesor e incluyen localmente coladas y/o sills basálticos, y conglomerados con clastos de basalto. Su distribución muestra que traslaparon lateralmente a partir de los grábenes iniciales del sistema de *rift* (Sempere, 1995). Su tope es una superficie de erosión sobre la cual traslapan estratos cretáceos (Grupo Puca).

El Subgrupo Tacurú incluye, según el orden

estratigráfico, las formaciones Tapeuca (areniscas fluvio-eólicas), Castellón (areniscas fluviales y pelitas subordinadas rojas y verdosas), Ichoa (areniscas eólicas) y Yantata (areniscas fluviales parcialmente equivalentes a la Formación Ichoa) (ver la discusión en Sempere et al., 1998). Peces semionotiformes conocidos en la Formación Castellón (determinación por M. Gayet, CNRS-Université de Lyon, Francia), son comunes en la Formación Tacuarembó inferior (Triásico superior-Jurásico inferior) de la cuenca del Paraná en Uruguay (Sprechmann et al., 1981). Cuatro nuevas especies de ostrácodos (*Bisulcocypris laciniata boliviana*, *B. truncata*, *B. castellonensis*, *B. lubimovae*) de la Formación Castellón son similares a taxones de edad Jurásico a Cretáceo inferior de la cuenca del Paraná en Brasil (Formación Botucatu); fueron tentativamente interpretadas como de edad Cretáceo basal (Wealdiano) por la atribución tradicional de la unidad al Cretáceo (Damiani-Pinto y Sanguinetti, 1987). A pesar de discrepancias aparentes, todas las edades paleontológicas publicadas sobre el conjunto estratigráfico Vitiacua a Castellón en la Faja Subandina Chaqueña pertenecen al intervalo Pérmico superior-Cretáceo basal (Sempere et al., 1998).

Se encuentran areniscas eólicas, localmente asociadas con basaltos, en las formaciones San Diego, Tapeuca, Ichoa (Faja Subandina Chaqueña) y Ravelo (Cordillera Oriental) de Bolivia, en la Formación Huancané s.s. al noroeste del Lago Titicaca (Newell, 1949), en la Formación Caycay del área de Cusco (Carlotto, 1998), y en la Formación Sarayaquillo del Oriente del Perú central (E. Bosc, com. pers.). En el sur del Perú, granos eólicos retrabajados han sido descritos en estratos marinos jurásicos del cuadrángulo de Ichuña (16°15'S, 70°45'W; Marocco y Del Pino, 1966). Las abundantes areniscas eólicas en Bolivia y sureste del Perú prolongan hacia el oeste el extenso dominio desértico jurásico definido por unidades eólicas coetáneas en las cuencas del Paraná y del Karoo (e.g., França et al., 1995). Modelos paleoclimáticos globales para el Jurásico ubican Bolivia y el sureste del Perú dentro de un extenso dominio desértico (Chandler et al., 1992).

Reseña

La abundante evidencia presentada más arriba demuestra que la actual Cordillera Oriental de Perú y Bolivia sufrió un significativo adelgazamiento litosférico durante el intervalo Pérmico superior-Jurásico medio. El desarrollo de un sistema de *rift* en esta región no es un fenómeno extraordinario, puesto que procesos coetáneos similares afectaron otras áreas de Gondwana occidental (e.g., Tankard et al., 1995) debido a la contemporánea dislocación de Pangea.

El inicio del *rifting* parece haber sido diacrónico, propagándose de norte a sur (Soler, 1991; Sempere et al., 1999, 2002). Las edades isotópicas del magmatismo Mitu tienden claramente a ser más viejas (Pérmico superior) en el norte (Kontak et al., 1985; Jacay et al., 1999), aunque

edades pérmicas (280-260 Ma) se conocen al oeste y sur del Lago Titicaca (Kontak et al., 1985, 1990; Klinck et al., 1986, 1991). Estratos *syn-rift* del Mitu se depositaron aparentemente más temprano en el norte que en el sur, donde sobreyacen a una unidad parcialmente marina del Pérmico superior-Triásico inferior. La transgresión del Grupo (*post-rift*) Pucará progresó de norte a sur a lo largo del eje de *rift* Mitu (Mégard, 1978), pero no penetró al sureste de Cusco (Dalmayrac et al., 1980).

PROGRESIÓN DEL ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO DEL SUROESTE DEL PERÚ EN EL JURÁSICO INFERIOR Y MEDIO

En el sur del Perú, la cuenca de Arequipa (Figs. 3, 4) se originó por la continuación del adelgazamiento litosférico durante el Liásico y Dogger. El relleno jurásico de esta cuenca está conformado por el Grupo Yura, espeso de 4500-6000 m, el cual proporciona un registro sedimentario fundamental de la evolución geológica regional (Jenks, 1948; Benavides, 1962; Vicente, 1981, 1989; Vicente et al., 1982; Pino et al., 2004 [este volumen]). En este trabajo nos referimos a esta sucesión como "Grupo Yura", en un sentido modificado, dado que opinamos que esta apelación debe reflejar en su conjunto la actividad de la cuenca en la cual se acumuló. Como usado aquí, este grupo comprende en particular las formaciones Chocolate (*s.s.*), Socosani, Puente, Cachíos, Labra, Gramadal y Hualhuani (de base a tope; Fig. 9) de la región de Arequipa, y las formaciones Junerata, Pelado, San Francisco, Ataspaca, Chachacumane, de la región de Tacna, que cubren un intervalo cronológico comparable.

Se sugiere además que las formaciones Labra, Gramadal y Hualhuani podrían en el futuro ser consideradas como tres miembros de una sola unidad, dado que las formaciones Labra y Hualhuani poseen una litología predominantemente arenosa y relativamente similar, mientras que la Formación Gramadal sólo se distingue por intercalaciones calcáreas en estratos que en muchas localidades son también mayormente arenosos. Existe por lo tanto la posibilidad de que las calizas Gramadal correspondan a *patch-reefs* (ver Vicente et al., 1982) y que tengan un significado paleoambiental y no cronoestratigráfico. En el área de Tacna, que corresponde a una zona profunda de la cuenca, las areniscas de la Formación Chachacumane efectivamente no presentan ninguna intercalación de calizas (pese a que el nombre de Formación Gramadal ha sido usado por algunos autores). Esta unidad tacneña proporcionó un ammonite valanginiano (Pino et al., 2004 [este volumen]), mientras que la Formación Hualhuani, que consiste de areniscas maduras y cuarcitas y es parcialmente equivalente a la Formación Chachacumane, es de posible edad valanginiana (Vicente, 1981; Batty & Jaillard, 1989; Jaillard & Santander, 1992).

Por otra parte, debido a la conflictiva nomenclatura estratigráfica del Mesozoico del área peruana del Lago Titicaca (comparar Newell, 1949; Ellison, 1985;

Klinck et al., 1986, 1991; Batty y Jaillard, 1989; Laubacher y Marocco, 1990), se siguen aquí las propuestas de Sempere et al. (2000a, 2004 [este volumen]).

Rocas ígneas

La Formación Chocolate *s.s.* (*i.e.*, *sensu* Jenks, 1948) es predominantemente volcánica y volcanoclástica. Su espesor es mayor que 900 m (casi nunca aflora en totalidad) y puede alcanzar 1500 m. Cerca de Arequipa, incluye cerca de su tope niveles de calizas que proporcionaron ammonites sinemurianos, y subyace con una discontinuidad a carbonatos de edad Liásico superior (Vicente, 1981). Al norte y noreste de Tacna, la equivalente Formación Junerata sobreyace en continuidad (Mal Paso) o leve discontinuidad al Grupo Ambo (Misisipiano), y subyace a calizas de edad Liásico inferior (Pino et al., 2004 [este volumen]); como destacado más arriba, estas relaciones plantean la posibilidad de que la Formación Chocolate se acumuló durante todo el intervalo Pensilvaniano-Triásico (~320 - ~200 Ma).

En la franja costera, unidades volcánicas y volcanoclásticas tradicionalmente correlacionadas con la Formación Chocolate (Bellido y Guevara, 1963) fueron datadas paleontológica- e isotópicamente (Roperch y Carlier, 1992; Romeuf et al., 1993, 1995). En el área de Chala, una colada basáltica de la parte inferior de la Formación Chala dio una edad ^{39}Ar - ^{40}Ar de ~177 Ma (Dogger basal), demostrando que esta unidad de espesor >3000 m representa la extensión meridional de la Formación Río Grande (Aaleniano superior-Caloviano; Rüegg, 1956; Caldas, 1978; Romeuf et al., 1993, 1995). Ambas formaciones sobreyacen discordantemente a rocas del Precámbrico y/o del Paleozoico superior.

En la costa de Tacna y Moquegua, la Formación Chocolate "de la costa" subyace a la Formación volcanosedimentaria Guaneros, espesa de más de 3000 m. En la base de esta Formación Guaneros, que aparentemente registra un episodio de alto nivel marino, se encontraron ammonites del Bajociano superior-Batoniano (Romeuf et al., 1993, 1995). La Formación Chocolate "de la costa" es intruida por plutones que han proporcionado edades hetangianas a toarcianas (Clark et al., 1990a; Romeuf et al., 1993) y posiblemente incluye depósitos triásicos.

Las rocas volcánicas de las formaciones Río Grande, Chala, y Guaneros muestran características geoquímicas que sugieren que se acumularon en relación con un arco volcánico ligado a una subducción (Romeuf et al., 1993, 1995). El espesor considerable de estas unidades indica una alta tasa de subsidencia y más bien sugiere que estas rocas volcánicas y volcanosedimentarias se acumularon en un contexto de trasarco extensional, cercano al arco propiamente dicho. Un estudio de la evolución del área de Tacna del Paleozoico superior al Cretáceo inferior propone que las formaciones equivalentes Chocolate y Junerata corresponden al desarrollo de una cuenca marginal en el extremo sur del Perú (Pino et al., 2004 [este volumen]).

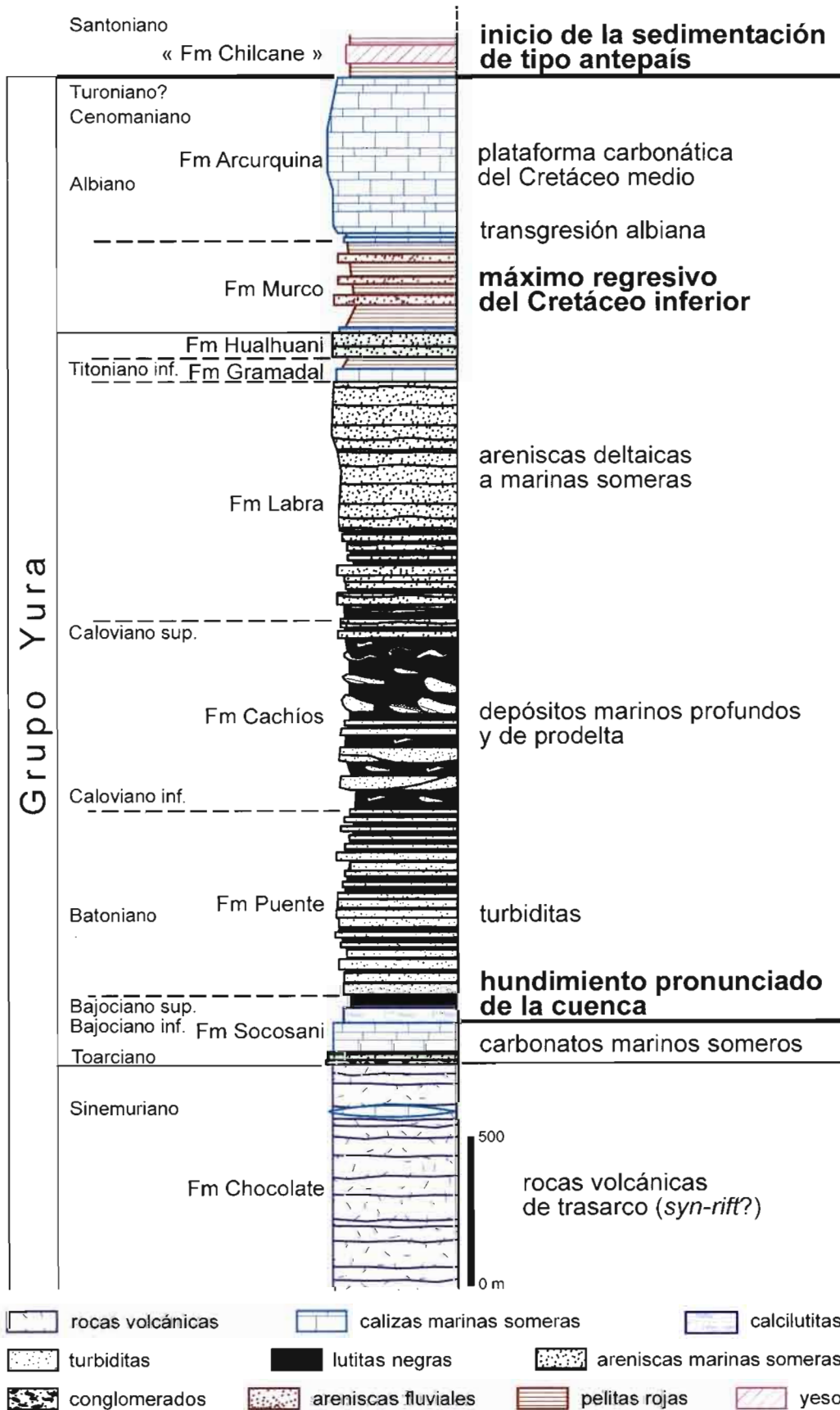


Fig. 9. Estratigrafía de la cuenca de Arequipa (modificado de Vicente, 1989). Las indicaciones cronológicas se basan esencialmente en ammonites (Vicente, 1981, 1989)

Dado que las formaciones costeras atribuidas a la Formación Chocolate no son equivalentes cronológicos o genéticos exactos de ésta en su lugar de definición, creemos que estas unidades volcánicas homónimas deberían ser prudentemente distinguidas de la Formación Chocolate *s.s.* a partir de ahora. Por lo tanto, el contexto de arco reconstruido para las rocas volcánicas costeras del Jurásico medio no tendría que generalizarse, por el momento, a la Formación Chocolate *s.s.* (Pensilvaniano?-Liásico inferior) de la cuenca de Arequipa del interior.

Manifestaciones de adelgazamiento litosférico en el Liásico - Bajociano inferior

Aunque las rocas volcánicas de las formaciones Junerata y Chocolate *s.s.* quedan virtualmente para estudiar, la asociación de estas unidades volcánicas espesas, que abarcan el intervalo Pensilvaniano - Triásico superior (a Liásico), con los sobreyacentes carbonatos someros de las formaciones Pelado (Liásico) y Socosani (Liásico superior-Bajociano) recuerda fuertemente el vínculo genético entre las vulcanitas *syn-rift* del Grupo Mitu (Pérmico superior-Triásico) y los sobreyacentes carbonatos someros *post-rift* del Grupo Pucará (Triásico superior-Liásico) (ver más arriba). Siguiendo la sugerencia de Vicente et al. (1982), se propuso por lo tanto que la cuenca de Arequipa se originó por adelgazamiento litosférico, y, dado la fuerte subsidencia registrada en la franja costera, que éste se desarrolló probablemente en un contexto de trasarco extensional, hasta desarrollar una cuenca marginal en el extremo sur (Sempere et al., 2002; Pino et al., 2004 [este volumen]). Se nota que la finalización de la actividad volcánica y consiguiente transgresión de carbonatos marinos ocurrieron más tarde en Arequipa (Toarciario) que en Tacna (Sinemuriano o antes) (Pino et al., 2004 [este volumen]).

La espesa acumulación de las rocas volcánicas de las formaciones Junerata y Chocolate refleja una intensa subsidencia tectónica, como lo hacen igualmente los sobreyacentes conjuntos sedimentarias Pelado - San Francisco (Liásico-Batoniano de Tacna) y Socosani - Puente (Toarciario-Batoniano de Arequipa), donde las manifestaciones extensionales sinsedimentarias son abundantes (Vicente et al., 1982; Pino et al., 2004 [este volumen]). El emplazamiento de los gabros y monzotonalitas de la superunidad Punta Coles, que proporcionaron edades aparentes de 188.4 y 184 Ma (U-Pb sobre zircones; Mukasa, 1986a), ocurrió posiblemente en este marco; sus relaciones isotópicas del plomo (Mukasa, 1986b) están en favor de una fusión coetánea de la corteza precámbrica; el área de emplazamiento de estos plutones, que quizás sufrió un adelgazamiento más intenso, está ubicada pocos kilómetros al suroeste de la clásica zona de afloramiento del Grupo Yura, donde no se conocen manifestaciones magmáticas sinsedimentarias, lo que plantea un evidente interrogante sobre el significado de las edades mencionadas.

En la prolongación noreste de la cuenca de

Arequipa, las calizas marinas de la Formación Sipín (Newell, 1949) han proporcionado el equínido *Diademopsis* sp. (Sempere et al., 2002); este género indica el intervalo Retiano-Bajociano inferior (Thierry et al., 1997). Esta unidad espesa de 0-40 m es por lo tanto correlativa de la Formación Socosani y refleja la misma transgresión, producida por subsidencia regional (Fig. 2).

Hundimiento de la cuenca de Arequipa en el Dogger medio

La extensión produjo un hundimiento tectónico y profundización importantes de la cuenca de Arequipa, y culminó durante el Bajociano superior-Caloviano inferior (~167-162 Ma). En Tacna, la profundización, bastante progresiva, es perceptible en particular en la zona de transición entre las formaciones Pelado y San Francisco; en esta comarca profunda de la cuenca, cherts estratificados se depositan a partir del Toarciario superior (Pino et al., 2004 [este volumen]). En Arequipa, depósitos calcáreos bajocianos, de aguas someras, están abruptamente sobreyacidos por facies profundas, anóxicas, de edad Bajociano superior (Formación Socosani superior), que a su vez subyacen a una sucesión turbidítica, espesa de 700 m, de edad Batoniano y Caloviano inferior (Formación Puente) (Vicente et al., 1982; Vicente, 1989; Fig. 9). Las turbiditas se depositaron en una fosa alargada paralela a la presente línea de costa, y muestran paleocorrientes NW?SE, confirmando la ubicación del área de Tacna en la parte más profunda de la cuenca de Arequipa.

Las sobreyacentes formaciones Ataspaca (Tacna) y Cachíos (Arequipa) son espesas de 500-1250 m y consisten predominantemente de lutitas ricas en materia orgánica. Areniscas subordinadas se encuentran en canales y en deslizamientos y olistolitos cuya frecuencia y espesor aumentan hacia arriba y disminuyen hacia el sureste. En su conjunto las facies indican un ambiente de parte inferior de pendiente submarina (Vicente, 1981; Vicente et al., 1982; Pino et al., 2004 [este volumen]). La Formación Cachíos ha proporcionado ammonites del Caloviano inferior y superior (Vicente, 1989), mientras los ammonites de la Formación Ataspaca indican que se depositó durante el intervalo Caloviano inferior-Oxfordiano (Pino et al., 2004 [este volumen]). Lutitas calovianas con ammonites, y sedimentos menores más gruesos, son comunes al suroeste del Lago Titicaca (Douglas, 1920; Jenks, 1948; Newell, 1949; Benavides, 1962; Bellido y Guevara, 1963; Portugal, 1974; Vicente, 1981), lo que indica que la inundación regional máxima para el Jurásico ocurrió durante esta época.

En la continuación noreste de la cuenca de Arequipa, niveles fosilíferos marinos intercalados en la Formación Muni (Newell, 1949) también representan este alto nivel marino de edad Dogger superior (Fig. 2; Sempere et al., 2004 [este volumen]). En efecto, la Formación Sipín, donde está preservada, y la Formación fluvio-eólica Quilcapunco, en las demás áreas, están abruptamente sobreyacidas por las pelitas rojas de la Formación Muni (Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]). Esta

discontinuidad es erosiva, y, donde la Formación Sipín es presente, es marcada por una paleoalteración meteórica de las calizas negras subyacentes, las cuales se encuentran oxidadas sobre hasta 1 m, presentando un color amarillento. La Formación Muni incluye localmente yeso (Newell, 1949; Klinck et al., 1986, 1991; Palacios, 1993) y sirvió como nivel de despegue en el sinclinatorio de Putina al norte y noroeste del Lago Titicaca (Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]).

La Formación Sipín siendo un equivalente nororiental de las calizas transgresivas Socosani, la discontinuidad Sipín/Muni representa probablemente un levantamiento marginal, del lado continental, en respuesta al abrupto hundimiento que afectó la región de Arequipa en el Bajociano (Fig. 9); la deposición de la Formación Muni habría por lo tanto ocurrido durante parte del intervalo Bajociano superior-Caloviano. Esta deducción está de acuerdo con determinaciones de fósiles marinos encontrados en intercalaciones de calizas en afloramientos suroccidentales de la Formación Muni. Una carta de H.B. Stenzel a N.D. Newell (fecha del 13 de marzo de 1947, y citada por Newell, 1949) menciona que, de estos fósiles, una « pequeña *Trigonia* (...) parece similar a *Trigonia literata* Young & Bird var. *keideli*, que se describe como común en el Malm inferior y Dogger superior de Neuquén» (Argentina); y que una « pequeña óstrea es una *Lisostrea* con rasgos primitivos, y bien podría ser jurásica. » con la reserva que la « identificación de ambas formas es dudosa por su mala preservación y falta de criterios diagnósticos». Stenzel concluía, sin embargo, que « la evidencia existente, aunque es limitada, indica una posible edad Jurásico superior».

El espesor de la Formación Muni es generalmente comprendido entre 50 y 250 m, pero localmente sobrepasa 700 m (Klinck et al., 1986, 1991). La formación consiste de pelitas de color rojo ladrillo que fueron depositadas en una llanura aluvial distal. Capas de areniscas de origen fluvial se intercalan progresivamente en ella, conformando una sucesión estrato- y grano-creciente que pasa transicionalmente a la Formación Huancané s.s. (tal como fue definida por Newell, 1949; Klinck et al., 1986, 1991; Palacios, 1993; Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]), que es de origen fluvio-eólico.

En este respecto es importante recordar que la edad tradicionalmente atribuida a la Formación Huancané descansa sobre el estudio palinológico de un nivel de lutitas negras ubicado en la « base » de la unidad en Huambutío (Cusco) (Doubinger y Marocco, 1976). Por una parte, la revisión estratigráfica de esta localidad muestra que este nivel se ubica en realidad en la parte inferior de la transición entre formaciones Muni (Huambutío) y Huancané. Por otra parte, la lectura atenta del análisis detallado de J. Doubinger muestra que la asociación palinológica descrita se puede interpretar de dos maneras, una interpretación siendo la que fue preferida hasta ahora (edad wealdiana), la otra dejando abierta la posibilidad de una edad caloviana, por correlación con la cuenca de Neuquén. Por supuesto el análisis regional presentado aquí favorece ahora una

edad caloviana para estas lutitas negras de la transición entre formaciones Muni y Huancané en la localidad de Huambutío, que en realidad es el único dato cronológico directo del cual se dispone.

Progradaciones en la cuenca de Arequipa en el Oxfordiano-Kimmeridgiano

La parte superior de la Formación Cachíos muestra facies de ambientes cada vez más someros y pasa a la Formación Labra, que es espesa de 300-1500 m y dominada por areniscas (Vicente, 1981). Esta unidad se depositó mayormente en una plataforma silicoclástica inclinada, frente a la línea de costa (Vicente et al., 1982). Su evolución general estrato- y granocreciente sugiere una progradación de tipo delta. Calizas de ambiente somero se intercalan comúnmente entre las areniscas (Vicente, 1981). La edad de la Formación Labra es definida por ammonites del Caloviano superior en la subyacente Formación Cachíos, y del Titoniano inferior en la sobreyacente Formación Gramadal (Vicente, 1989); por lo tanto la Formación Labra parece corresponder mayormente al Oxfordiano-Kimmeridgiano (~159-151 Ma).

En Tacna, una evolución similar, aunque aparentemente un poco más tardía, está ilustrada por la sucesión continua Ataspaca - Chachacumane, que refleja una progradación de tipo deltaico hacia el sur y suroeste. La zona de transición entre las dos formaciones se ubica aproximadamente alrededor del límite Oxfordiano-Kimmeridgiano. La Formación Chachacumane ha proporcionado un ammonite de edad valanginiana (Pino et al., 2004 [este volumen]).

Se subraya que las formaciones Ataspaca y Chachacumane (zona muy profunda de la cuenca de Arequipa; Pino, 2004 [este volumen]), Cachíos y Labra (zona profunda de la cuenca de Arequipa), y Muni y Huancané s.s. (zona somera de la cuenca de Arequipa) conforman en cada caso una sucesión estrato- y grano-creciente, y por supuesto se tienen que correlacionar en primera aproximación. Las paleocorrientes fluviales medidas en la Formación Huancané s.s. indican coherentemente un transporte sedimentario hacia el sur y suroeste, es decir hacia la cuenca de Arequipa. En la Formación Huancané se observan comúnmente clastos de cuarzo y cuarcitas, con un tamaño de hasta 3 cm (Newell, 1949; Portugal, 1974; Klinck et al., 1986, 1991; Palacios, 1993), que indican una erosión coetánea de rocas paleozoicas o más antiguas al norte y noreste. La Formación Huancané s.s. representa por lo tanto la progradación hacia el sur de un amplio sistema fluvio-eólico alimentado desde levantamientos ubicados al norte, y alimentando los sistemas deltaicos representados por las formaciones Labra y Chachacumane.

La Formación Muni se adelgaza hacia la actual Cordillera Oriental, y las areniscas de la subyacente Formación Quilcapunco y de la sobreyacente Formación Huancané s.s., por coalescencia llegan a conformar una sola unidad esencialmente arenosa de más 400 m de

espesor. El aspecto de esta unidad arenosa coalescente es idéntico a las formaciones fluvio-eólicas Beu y Ravelo de la vecina Bolivia, con las cuales se correlaciona fácilmente (Sempere et al., 1998, 1999).

La progradación de las espesas areniscas someras de la Formación Labra sobre lutitas de ambiente relativamente profundo implica que la cuenca se somerizó nítidamente en el Oxfordiano-Kimmeridgiano, pero manteniéndose muy subsidente. Paleocorrientes y espesores cumulativos de areniscas indican que las arenas provenían del norte. Esta invasión de la cuenca por arenas quizás disminuyó durante el Titoniano inferior (Formación Gramadal, si es que representa un horizonte sincrónico), cuando carbonatos de ambiente somero se depositaron al suroeste de la presente Cordillera Occidental. La Formación Gramadal, cuyo espesor puede alcanzar 300 m, se adelgaza rápidamente hacia el norte y pasa a pelitas limolíticas rojas que se depositaron en una llanura costera, como lo observamos en Chivay; cerca de esta localidad, el equivalente de la Formación Gramadal sobreyace abruptamente a la Formación Labra y localmente muestra conglomerados gruesos en su base.

La invasión de la cuenca de Arequipa por las arenas Huancané, Labra y Chachacumane, procedentes del norte, sugiere que éstas fueron generadas por levantamientos coetáneos en el norte, posiblemente por una inversión incipiente del sistema de *rift* de la Cordillera Oriental (ver más abajo).

LEVANTAMIENTOS Y HUNDIMIENTOS TECTÓNICOS EN EL JURÁSICO SUPERIOR - CRETÁCEO INFERIOR

Adelgazamiento litosférico titoniano en el oeste del Perú central

En el oeste del Perú central (7°S-12°S; Fig. 3), el Grupo Chicama registra una profundización considerable y abrupta del piso local de la cuenca durante el Titoniano. El Grupo Chicama sobreyace a la Formación Simbal y comprende las formaciones Punta Moreno, Sapotal, y Tinajones, en orden stratigráfico (Jaillard y Jacay, 1989; Jacay, 1992; Enay et al., 1996).

La Formación Simbal inferior, no datada y espesa de más de 300 m, presenta facies depositadas en ambientes marino somero, de albúfera (*lagoon*) y/o de llanura aluvial, mientras la Formación Simbal superior consiste de lutitas marinas transgresivas, espesas de ~200 m, que proporcionaron un ammonite titoniano (Jaillard y Jacay, 1989). En contraste, la sobreyacente Formación Punta Moreno, espesa de 1750 m, consiste de turbiditas de facies variadas (grauvacas, areniscas líticas, conglomerados de flujos de detritos, olistolitos), y por lo tanto registra un cambio paleoambiental abrupto. La elevada subsidencia, las facies de pendientes, el material volcánico y calcáreo resedimentado (incluyendo olistolitos), y las discordancias internas, sugieren que la cuenca era relativamente profunda y controlada por una extensión sinsedimentaria (Jaillard y Jacay, 1989; Jacay, 1992; Jaillard, 1994). La sobreyacente

Formación Sapotal, espesa de 300-700 m, se compone de lutitas negras profundas y/o de prodelta. Las formaciones Punta Moreno superior y Sapotal están datadas del Titoniano superior por numerosos ammonites (Enay et al., 1996).

La Formación Tinajones, espesa de ~600 m, sobreyace abruptamente a la Formación Sapotal y, lateralmente, a unidades más antiguas (Jacay, 1992). Consiste principalmente de areniscas líticas conglomerádicas y de pelitas rojas con fragmentos de plantas, y conforma una sucesión en su conjunto estratodecreciente de origen marino somero a deltaico y de llanura costera. Existen abundantes pruebas de extensión sinsedimentaria (Jaillard y Jacay, 1989). La Formación Tinajones es tentativamente datada del Berriasiano sobre la base de escasos restos paleontológicos (Jaillard y Jacay, 1989; Jacay, 1992).

El Grupo Goyllarisquizga (Valanginiano-Aptiano) sobreyace al Grupo Chicama al oeste, con una discontinuidad, y traslapa discordantemente sobre rocas más antiguas al este, incluyendo el Precámbrico en la Cordillera Oriental (Wilson, 1963; Jaillard et al., 1997). La superficie erosiva presente en la base del Grupo Goyllarisquizga puede seguirse regionalmente (Moulin, 1989). Esta unidad presenta acumulaciones espesas, que demuestran que la subsidencia siguió siendo alta durante el Cretáceo inferior (Jaillard y Jacay, 1989; Moulin, 1989; Jaillard, 1994).

Levantamiento en la Cordillera Oriental de Perú central en el Jurásico superior - Cretáceo inferior

Tradicionalmente, se considera que la Cordillera Oriental de Perú central se comportó como un alto estructural (« geanticlinal del Marañón » o « *Axial Swell* ») desde el Triásico superior (Mégard, 1978, 1987; Dalmayrac et al., 1980; Jaillard, 1994), principalmente porque en este área estratos del Cretáceo inferior traslapan rocas precámbricas y paleozoicas y porque las unidades stratigráficas son más delgadas que al oeste y este. La reconstrucción de un sistema de *rift* de edad Pérmico superior-Jurásico medio a lo largo de la misma área implica al contrario que una sedimentación *syn-rift*, y probablemente también *post-rift*, debió ocurrir en el dominio de la Cordillera Oriental durante este intervalo de tiempo (ver más arriba). La ausencia de depósitos de edad Triásico superior-Jurásico medio y el traslape ocurrido en el Cretáceo inferior debe por lo tanto significar que esta área fue levantada y erosionada antes que finalizase el Cretáceo inferior. Semejante levantamiento de un área anteriormente sometida a *rifting* sugiere que algún tipo de inversión leve ocurrió en el Jurásico superior y/o Cretáceo basal.

Una erosión de edad Jurásico terminal y/o Cretáceo basal en la Cordillera Oriental de Perú central es documentada por los conglomerados Copuma (J. Jacay, inédito) y Sarayaquillo superior, que sobreyace a estratos del Jurásico inferior a medio respectivamente al oeste y

este del « geanticlinal del Marañón » (Sempere et al., 1999). Los conglomerados Copuma subyacen al Grupo Goyllarisquiza con una discordancia angular, y, hacia el oeste, pasan a pelitas y areniscas rojas de origen estuarino que Moulin (1989) llamó « Formación Goyllarisquiza inferior » (aunque este autor concluyó que esta unidad no debería incluirse en el Grupo Goyllarisquiza). Más al oeste, su equivalente lateral es probablemente la Formación Tinajones (Jacay, 1992; Jaillard, 1994), que contiene conglomerados y es posiblemente de edad Berriasiano (ver más arriba).

Evolución tectónica compleja en el sur del Perú y Bolivia en el Jurásico superior - Cretáceo inferior

Datos variados sugieren que levantamientos y hundimientos ocurrieron también en el sur del Perú y Bolivia en el Jurásico superior-Cretáceo inferior. Por ejemplo, en la costa del sur del Perú, la discordancia post-Dogger y pre-Titoniano identificada por Rüegg (1961) refleja movimientos tectónicos por lo menos locales. Por otra parte, el crecimiento considerable de un arco volcánico en el extremo sur del Perú resultó en el esparcimiento hacia el norte de sedimentos volcanodetríticos, localmente con clastos de diámetro >50 cm, después del Valanginiano (Pino et al., 2004 [este volumen]).

En la región peruana del Lago Titicaca, la Formación Huancané *s.s.* subyace a una superficie de discontinuidad que es cubierta en *onlap* por pelitas y limolitas rojas, y areniscas subordinadas (Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]). La parte superior de esta unidad *onlap* ante es intercalada con calizas marinas estrato-crecientes que representan la extensa transgresión del Cretáceo medio (Fig. 2; Newell, 1949; Vicente, 1981; Jaillard & Santander, 1992; Jaillard, 1994; Sempere, 1994; Jaillard & Soler, 1996). En este área, la superficie de *onlap* del Cretáceo medio está establecida sobre rocas paleozoicas a jurásicas, y sobreyacida por areniscas comúnmente conglomerádicas (Formación Angostura; Klinck et al., 1986, 1991; Palacios, 1993; Sempere et al., 2000a, 2004 [este volumen]) que fueron confundidas con la Formación Huancané *s.s.* por muchos autores (por ejemplo: Newell, 1949; Portugal, 1974; Batty & Jaillard, 1989; Laubacher & Marocco, 1990). En el área de la Laguna Saracocha, cerca de Lagunillas, conglomerados muy gruesos, espesos de 150 m, sobreyacen a estratos plegados del Sinemuriano-Kimmeridgiano con una discordancia angular marcada, y son sobreyacidos transicionalmente por una sucesión en conjunto granodecreciente que consiste de areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas rojas, sobreyacidas a su vez por la Formación Ayabacas del Cretáceo medio superior (como lo fue correctamente descrito por Newell [1949], quien hasta definió una Formación Saracocha; estas observaciones contradicen Portugal [1974] y Jaillard y Santander [1992]). Los conglomerados Saracocha se correlacionan por lo tanto con las areniscas conglomerádicas de la Formación Angostura, que afloran apenas 20 km al norte. Estas

relaciones demuestran que los estratos marinos jurásicos cerca de Lagunillas fueron deformados sustancialmente (ver Portugal, 1974, para detalles descriptivos) en el Jurásico terminal y/o Cretáceo inferior, y que algunos relieves fueron creados tectónicamente en esta área en esta época. Cabe notar que porciones de baja temperatura de espectros ^{39}Ar - ^{40}Ar sugieren fuertemente que la región ubicada ~35 km al norte del área de Lagunillas sufrió una obliteración a los ~130-120 Ma. es decir durante el Cretáceo inferior (Clark et al., 1990b), implicando acontecimientos tectónicos coherentes con los descritos en Lagunillas.

La unidad de conglomerados gruesos, con un espesor =50 m y clastos de cuarcita métricos, que aparentemente existe en la base de la Formación Gramadal unos kilómetros al norte de Chivay, confirma que movimientos tectónicos crearon relieves en esta área en el Jurásico terminal (o poco después). Los relieves creados por esta deformación de edad Jurásico terminal-Cretáceo inferior se ubicaban probablemente entre Lagunillas y Chivay, pero su extensión geográfica es todavía desconocida. Aunque no se conocen conglomerados de este tipo más el sur, vale subrayar que la discontinuidad, de edad post-valanginiana, que separa las formaciones Chachacumane y Chulluncane en el área de Tacna representa el desarrollo de un arco volcánico en la costa del extremo sur del Perú (Pino et al., 2004 [este volumen]). Es claro que el tema necesita más estudios.

En Bolivia, conglomerados procedentes del este dominan la unidad terminal del Grupo Serere ~25 km al oeste del eje principal del *rift* jurásico, sugiriendo que la erosión afectó una estructura levantada producida por una leve inversión del sistema de *rift* antes del traslape del Cretáceo inferior a medio. La discordancia angular observada cerca de Torotoro entre estratos del Cretáceo medio o superior y depósitos volcanoclásticos rojos deformados (que posiblemente son equivalentes del Grupo Mitú; ver más arriba) refleja esta deformación.

La actividad magmática, sin embargo, no desapareció completamente de esta heterogeneidad litosférica, puesto que pequeños cuerpos ígneos se emplazaron después de la cesación del *rifting* (Fig. 4). El complejo alcalino del Cerro Sapo incluye una sienita nefelínica localmente enriquecida en sodalita, diques y stocks carbonatíticos, y una *breccia-pipe* (con clastos kimberlíticos) datada en 97.7 ± 2.8 Ma (K-Ar; Kennan et al., 1995; Tawackoli et al., 1999). La fonolita no datada de Carpacayma está en contacto con el Grupo Copacabana ~25 km al suroeste de Torotoro (Kozłowski, 1934). Más al sur, la intrusión gabroica a sienítica con alto contenido de potasio de Cerro Grande está datada en 120.0 ± 0.5 Ma (K-Ar sobre dos fracciones de biotitas; citado por Tawackoli et al., 1999). En la misma región, la edad Ar-Ar de ~91 Ma obtenida sobre un clasto "volcánico" (sin mayor precisión) muestreado en la Formación Camargo superior del sinclinal de Camargo (en Cerro Tonka; Horton, 1998) indica que un magmatismo fue activo al oeste de este sinclinal en el Cretáceo medio. En la Puna Argentina, sobre el mismo lineamiento, existen rocas alcalinas (Rubiolo, 1997) que

incluyen granitos alcalinos datados en 146 ± 1.6 y 122 ± 1.5 Ma (Menegatti et al., 1997). El magmatismo alcalino y carbonatítico de la provincia alcalina de Velasco (escudo precámbrico de Bolivia) proporcionó similarmente edades del Cretáceo basal (143-134 Ma; Darbyshire y Fletcher, 1979; Fletcher y Litherland, 1981; Fletcher y Beddoe-Stephens, 1987).

En el Perú los levantamientos están sellados por el traslape hacia el este o noreste de estratos de edad Cretáceo inferior o medio, y una superficie erosiva se encuentra generalmente en su base (Mégard, 1978; Laurent, 1985; Jaillard, 1994). En Bolivia, esta superficie erosiva es representada por la discordancia que separa el Grupo Serere del sobreyacente Grupo Puca. La superficie sobre la cual traslapó el Grupo Puca es claramente la continuación hacia el sur de la extensa superficie de traslape conocida en el Perú. La sedimentación sobre esta superficie se inició con la Formación Tarapaya *s.l.* (es decir incluyendo las formaciones Condo y Kosmina) y culminó con la transgresión del Cenomaniano evidenciada por la caliza marina Miraflores, cuyo espesor es ≈ 25 m (Jaillard y Sempere, 1991; Sempere, 1994; Graf, et al., 2002); manifestaciones extensionales y/o transtensionales se observan en la parte basal, no datada, de la Formación Tarapaya *s.l.* (Sempere, 1994). La Formación Miraflores es limitada hacia el este por el alto paleotectónico levantado en el Cretáceo inferior (ver más arriba), sobre el cual no traslapó. Los primeros estratos cretáceos depositados sobre este alto son de edad mastrichtiana (Sempere et al., 1997).

Conjuntamente, estos datos muestran que el adelgazamiento litosférico registrado en el Jurásico superior - Cretáceo inferior por profundizaciones abruptas y/o altas tasas de subsidencia, fue coetáneo de levantamientos corticales. Esto sugiere que por lo menos algunos de estos levantamientos pudieron producirse por el propio estiramiento litosférico.

TERCERA ETAPA DE ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO: ALBIANO-CENOMANIANO, COSTA DEL PERÚ CENTRAL

Un adelgazamiento litosférico considerable está comprobado en la alargada cuenca de Huarmey, en el Perú central costero y marítimo (Fig. 3), donde ~ 9 km de depósitos volcánicos y sedimentarios se acumularon durante por lo menos el Albiano inferior y medio (Atherton y Webb, 1989; Jaillard, 1994; y referencias adentro). Estos depósitos, conocidos bajo el nombre de Grupo Casma (Myers, 1974), incluyen lavas almohadilladas (*pillow lavas*), lavas tabulares (*sheet lavas*), hialoclastitas, tobas depositadas en agua, y cherts, calizas, tobas y limolitas subordinadas. Las facies sedimentarias, así como el hecho que no se percibe ningún aporte continental en el registro estratigráfico, indican que la profundidad de la cuenca llegó a ser importante. Turbiditas gruesas y deslizamientos son comunes e indican que la cuenca presentaba pendientes topográficas que fueron creadas y mantenidas por una actividad tectónica.

La mayoría de los autores concluye que la cuenca de Huarmey se formó por adelgazamiento litosférico a lo largo del margen activo peruano en el Cretáceo medio (e.g., Aguirre y Offler, 1985; Soler, 1991; Jaillard, 1994), y algunos sugieren que este proceso llegó a producir una corteza de tipo oceánico (Atherton, 1990). Sobre la base de datos geológicos y gravimétricos, Atherton y Webb (1989) interpretaron la cuenca de Huarmey como una cuenca marginal donde « la corteza se dividió », « su piso siendo ocupado por material mantélico »; basaltos toleíticos ocurren en el centro de la cuenca, mientras rocas ácidas con alto contenido de potasio ocurren en su margen oriental, lo que indica variaciones horizontales en la composición y/o profundidad de la fuente magmática, y/o distintos grados de fusión parcial. En el tiempo se observa una evolución desde una fuente calco-alcalina hacia « una fuente más parecida al MORB con un componente continental variable » (Atherton y Webb, 1989). Esta evolución hacia un magmatismo toleítico fue también observada por Soler (1991). El estiramiento litosférico está registrado en la Cordillera Occidental, al este de la cuenca de Huarmey, por coladas basálticas alcalinas de edad Albiano basal, y por sills y diques basálticos alcalinos de edad Albiano medio o superior (Soler, 1989).

Los datos cronológicos sugieren que este episodio de adelgazamiento litosférico se inició en el Albiano inferior, cuya base es ~ 112 Ma (Hardenbol et al., 1998). En el área de Lima, las vulcanitas de la Formación Chilca, espesas de 2500 m, tienen intercalaciones sedimentarias que proporcionaron un ammonite del Aptiano superior o Albiano basal (Rivera et al., 1975; Jaillard, 1994). En el área de Huarmey ($\sim 10^\circ\text{S}$), lutitas transgresivas están también datadas del Albiano basal (Myers, 1974, 1980). Sin embargo, un estudio más reciente de las faunas de ammonites asociadas con esta transgresión data su inicio del primer tercio del Albiano inferior (Robert et al., 2002), es decir de ~ 110 Ma. El adelgazamiento litosférico registrado por la cuenca de Huarmey resultó en una aguda subsidencia extensional que controló muy probablemente la espesa acumulación de depósitos mayormente carbonatados conocidos en el dominio oriental, el cual se volvía menos profundo hacia el este. Señas de extensión sinsedimentaria se observan en estos estratos, así como en los estratos sobreyacentes del Albiano terminal y Cenomaniano medio temprano (Jaillard, 1987, 1994).

Hacia el sur, entre Lima y Nasca ($\sim 13-15^\circ\text{S}$), 1000-2000 m de basaltos y andesitas basálticas calco-alcalinas sobreyacen a las areniscas del Cretáceo inferior y están intercaladas con estratos marinos localmente bituminosos datados del Albiano (Ruegg, 1956; Caldas, 1978, Jaillard, 1994). Es probable que estas rocas se depositaron en la prolongación sur de la cuenca de Huarmey, y se piensa que ésta se volvía más estrecha hacia el sureste (Atherton y Aguirre, 1992) (Fig. 3).

Estratos deformados del Grupo Casma que han proporcionado ammonites del Albiano medio ($\sim 106-103$ Ma) están localmente intruidos por gabros más viejos que

101 Ma (Mukasa, 1986a). Estos gabros a menudo sintectónicos, y los diques asociados con ellos, intruyeron depósitos sepultados del Grupo Casma mientras la litósfera local se estaba adelgazando. Además, en el área de Lima, el Grupo Casma está intruido por plutones monzograníticos de edad Albiano superior (~101 Ma) (Mukasa, 1986a), mientras su parte superior incluye estratos con ammonites del Cenomaniano inferior (~99-96 Ma) (Guevara, 1980). En su conjunto, estos datos muestran que deformaciones locales del relleno de la cuenca, intrusiones sintectónicas de gabros, e intrusiones levemente más jóvenes de plutones menos básicos, ocurrieron *durante* el funcionamiento de la cuenca de Huarmey, es decir durante el adelgazamiento litosférico. En particular, la simultaneidad (por lo menos parcial) de una alta subsidencia, deformaciones locales, vulcanismo, e intrusiones, sugiere que este adelgazamiento litosférico fue controlado a gran escala en un contexto transcurrente que estaba dominando el margen del Perú: la transtensión habría creado un estiramiento litosférico con magmatismo y una elevada subsidencia, mientras transpresiones locales y/o episódicas habrían producido las deformaciones observadas en estratos e intrusiones.

Este modelo está en acuerdo con conclusiones alcanzadas por otros autores, quienes notaron una aparente alternancia de períodos extensionales y compresionales y propusieron que estructuras aparentemente compresivas fueron producidas en la cuenca por una tectónica transcurrente dextral de gran escala (Myers, 1974; Bussell y Pitcher, 1985; Jaillard, 1994). Está también coherente con la idea (Myers, 1974) que la acumulación de 1400 m de carbonatos y margas, que se adelgazan hacia el este, durante el intervalo Albiano inferior-Turoniano (112-89 Ma) en el dominio ubicado al este de la cuenca de Huarmey fue una consecuencia genética del adelgazamiento litosférico; proponemos que esta plataforma carbonatada albiana-turoniana se comportó "técnicamente" como una especie de margen pasivo vinculado al oeste con la cuenca más profunda de Huarmey. Esto sugiere que la evolución de la cuenca de Huarmey, y posiblemente el propio adelgazamiento litosférico, pudo durar hasta ~90 Ma. Esta idea está en acuerdo con el adelgazamiento litosférico incipiente registrado en el Oriente ecuatoriano (0°15'N-1°15'S) por un importante magmatismo alcalino básico con edades aparentes de 110-82 Ma (Barragán y Baby, 1999).

TERMINACIÓN DEL ADELGAZAMIENTO LITOSFÉRICO E INICIO DEL ENGROSAMIENTO CORTICAL EN EL CRETÁCEO SUPERIOR TEMPRANO

Al iniciarse el Cretáceo superior la litósfera del margen andino había sido adelgazada anteriormente, y a veces durante períodos largos, en ciertas regiones extensas, formando, especialmente en el sur del Perú, un patrón algo complejo en mapa (Figs. 3, 4).

En el Perú central, un plutonismo considerable se

desarrolló durante el Cretáceo superior en el área que había sido ocupada por la cuenca de Huarmey (Myers, 1974; Soler y Bonhomme, 1990; Jaillard, 1994; Jaillard y Soler, 1996). Sin embargo, el contexto tectónico de la deformación de esta cuenca, y la edad de su inicio, no se conocen con certeza. Opinamos que deformaciones internas de estratos e intrusiones de edad Casma podrían ser mejor interpretadas como evidencias de deformación sinsedimentaria transcurrente durante la evolución de la cuenca, y que no deberían ser presentadas como pruebas de que un acortamiento regional había comenzado en esta época. Dado la relación genética entre la cuenca profunda de Huarmey y la extensa plataforma carbonatada al este, es probable que la invasión turoniana-coniaciana de ésta por una sedimentación detrítica fina, de ambiente continental a marino somero, desde el oeste, fue producida por una emersión en esta dirección (Jaillard, 1994). Esta emersión implica a su vez que un cierto engrosamiento cortical ya se había desarrollado donde poco antes la cuenca de Huarmey había alcanzado profundidades importantes. Si este análisis es correcto, la edad perceptible del inicio del engrosamiento cortical andino en el Perú central sería turoniana (~93-89 Ma).

En el sur del Perú, los carbonatos marinos someros del Cretáceo medio están abruptamente sobreyacidos por estratos areno-pelíticos rojos de ambiente continental distal (Fig. 9; Jaillard, 1994). Los carbonatos subyacentes contienen fósiles de edad cenomaniana, mientras los estratos rojos sobreyacentes incluyen delgadas intercalaciones marinas, que proporcionaron un ammonite considerado como santoniano (Vicente, 1981). De esta forma, la edad de la discontinuidad sedimentaria que supuestamente marca el inicio del engrosamiento cortical andino en el sur del Perú está comprendida entre ~93 y ~84 Ma.

Grandes volúmenes de rocas plutónicas, clasificadas como partes del Batolito Costero, se emplazaron en estratos del Grupo Casma y rocas más antiguas del Perú costero. En el Perú central, sólo una proporción menor del batolito fue emplazada antes de 90 Ma; después de un intervalo aparentemente sin intrusiones en la corteza superior (~90-85 Ma), el plutonismo se reanudó en ~85 Ma y volúmenes considerables se emplazaron hasta 59 Ma (Mukasa, 1986a; Soler y Bonhomme, 1990). Cabe notar que estos magmas provenían casi exclusivamente de la fusión mantélica generada en la zona de subducción (Soler y Rotach-Toulhoat, 1990). Similarmente, la gran mayoría de las edades obtenidas sobre rocas del Batolito Costero del sur del Perú son más jóvenes que 87 Ma (Moore, 1984; Mukasa, 1986a), lo que supuestamente refleja el hecho que volúmenes plutónicos mucho mayores se emplazaron en la corteza superior después de esta fecha. El aumento significativo del magmatismo a partir de ~87-85 Ma podría reflejar una intensificación del engrosamiento cortical y de los procesos de fusión mantélica así como un cambio en las características de la subducción. La composición del "Grupo Linga", ~30 km al SSE de Arequipa, datado en 68 ±

3 Ma (isócrona Rb-Sr), indica que cristalizó a partir de un magma generado en el manto superior por el proceso de subducción y muy poco contaminado por la corteza preexistente (Le Bel et al., 1985).

A pesar de la imprecisión actual, los datos cronológicos disponibles sobre la región de estudio sugieren que el prominente cambio de un largo período dominado por estiramiento litosférico al presente período dominado por engrosamiento cortical ocurrió aproximadamente durante el Turoniano, es decir el intervalo ~93-89 Ma.

CONSECUENCIAS DEL ESTIRAMIENTO LITOSFÉRICO PRE-OROGÉNICO PARA LA OROGENIA ANDINA

Inversión andina del sistema de *rift* de la Cordillera Oriental

Como subrayado más arriba, el eje del sistema de *rift* que funcionó del Pérmico superior al Jurásico coincide con el eje de la actual Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Esta coincidencia sugiere fuertemente que la Cordillera Oriental resultó de la inversión tectónica de este sistema de *rift*. Muchos cabalgamientos de la Cordillera Oriental se originaron probablemente por reactivación compresional a transpresional de anteriores fallas normales (Sempere, 2000; Sempere et al., 2002). Es probable que el buzamiento y la geometría general de las fallas normales activadas por el *rifting* en el Pérmico superior-Jurásico determinaron la vergencia de muchos cabalgamientos andinos, puesto que cabalgamientos de vergencia oeste (respectivamente, este) predominan al oeste (respectivamente, al este) del eje del paleo-*rift*. En el segmento N-S de la Cordillera Oriental, al sur de 19°S, los desplazamientos tectónicos andinos fueron inicialmente más transpresionales (Hérail et al., 1996; Tawackoli, 1997) debido a la oblicuidad de las estructuras preexistentes relativamente a la supuesta dirección de esfuerzos.

La inversión tectónica y el desgarre fueron más intensos cerca del eje del sistema principal de *rift*, como lo evidencian los afloramientos de rocas que estuvieron inicialmente ubicadas en regiones estructuralmente más profundas del *rift*. Por ejemplo, en la Cordillera Oriental al noroeste de 16°30'S, los granitoides que se habían emplazado en las "raíces" del *rift* están ahora expuestos en las altitudes más elevadas. Afloramientos de estas "raíces" consisten generalmente de rocas metamórficas del Precámbrico a Paleozoico inferior (Sempere et al., 1999); granitoides y rocas metamórficas al noroeste de 16°30'S están comúnmente intruidas por diques básicos, como lo son los estratos paleozoicos no metamórficos al sureste de 16°30'S.

En el Perú central, cuerpos de peridotitas poco estudiados ocurren en rocas metamórficas precámbricas, dentro de plutones y estratos misisipianos, y en el contacto entre grupos Mitu y Pucará (Aumaître et al., 1977; Grandin y Zegarra-Navarro, 1979; Jacay, 1996; Mégard et

al., 1996; Quispesivana, 1996; Jacay et al., 1999). Estas relaciones geológicas sugieren que estas peridotitas fueron emplazadas tectónicamente en el Jurásico debido a un estiramiento y/o desgarre mayor de la corteza, si, por su inicio más temprano, el *rifting* en este segmento alcanzó un estado mucho más avanzado que en el sur. Es también posible, sin embargo, que estas peridotitas sean fragmentos de litósfera mantélica precámbrica o paleozoica que fueron emplazados tectónicamente en unidades más jóvenes durante la inversión del *rift* debido a una expulsión vertical particularmente intensa de material profundo. De todas formas, la ocurrencia de peridotitas en este contexto indica que en el Perú central la inversión del *rift* retrabajó parcialmente niveles estructurales tan profundos como la litósfera mantélica (Sempere et al., 1998; Jacay et al., 1999). Porque las inversiones de *riffts* pueden afectar profundidades estructurales diferentes, la cantidad de acortamiento y levantamiento producidos por la inversión puede también percibirse a partir de la distribución de los granitoides del Paleozoico superior - Jurásico. Aunque el sistema de *rift* continua en el Ecuador (Rivadeneira y Baby, 1999), la abundancia de los granitoides expuestos disminuye característicamente al norte de 6°S, donde prácticamente desaparecen. Esto sugiere que en el Perú el acortamiento en la Cordillera Oriental disminuye considerablemente al norte de 6°S.

El acortamiento y/o la profundidad de la inversión del *rift* en la Cordillera Oriental aparentemente también disminuyen al sureste de 17-18°S; los granitoides expuestos desaparecen a partir de esta latitud y hacia el sur sólo afloran enjambres de diques básicos (Figs. 3, 4). Es de notar que, desde el punto de vista geomorfológico, este segmento de la Cordillera Oriental no es alto y estrecho como una verdadera cordillera, sino conforma una extensa región elevada afectada por superficies erosivas de gran escala.

Características paleotectónicas del Altiplano

El Altiplano, el segundo más extenso alto *plateau* en el mundo (después de Tibet), forma uno de los rasgos más característicos del "Oroclino Boliviano". Bajo un punto de vista geomorfológico, el Altiplano es una extensa cuenca endorreica ampliamente cubierta (y llenada) por depósitos sedimentarios y volcánicos cenozoicos. Es limitado por la Cordillera Occidental, que es una faja elevada conformada por volcanes neógenos, y por la Cordillera Oriental. El origen geológico del Altiplano no está claro y es actualmente un tema de intenso debate.

Aunque existen pocos afloramientos de rocas precenozoicas sobre el Altiplano *s.s.* (excluyendo la parte peruana de esta región), este bloque incluye aparentemente rocas precámbricas, una cobertura paleozoica poco conocida, y, en su parte más oriental, delgados relictos de la Formación jurásica Ravelo (la cual se vuelve más espesa hacia el este, es decir hacia el eje del *rift* triásico-jurásico). El bloque del Altiplano fue el sitio de *onlaps* sedimentarios recién a partir del Cretáceo superior (Sempere, 1994), más

probablemente desde el este. Dado que no existen evidencias de erosiones anteriores al Cretáceo superior de supuestas acumulaciones mesozoicas en el Altiplano, estas relaciones indican que el dominio del Altiplano fue sometido a ninguna (o poca) subsidencia durante el intervalo Triásico-Jurásico.

El Altiplano actual es limitado al este por la Cordillera Oriental, que resulta de la inversión del sistema de *rift* triásico-jurásico, que a su vez debe haber limitado el bloque del Altiplano antes de la orogenia andina. Al oeste, el bloque del Altiplano estaba limitado por la cuenca de Arequipa, la cual aparentemente continuaba en el norte de Chile (Muñoz et al., 1988; Muñoz y Charrier, 1993; J.-C. Vicente. com. pers.). Aunque se necesitan más estudios, cabe mencionar que un *rifting* de edad Dogger está reconocido en la Precordillera del norte de Chile (22°S; Günther et al., 1997), mientras que un *rifting* triásico-jurásico está documentado en la Cordillera de Domeyko (25°-26°S; Mpodozis y Cornejo, 1997); y que el levantamiento rápido y la exhumación del bloque de Limón Verde en el Triásico inferior a medio (~23°S; Franz y Lucassen, 1997) refleja probablemente un *rifting* coetáneo al oeste de esta área. Por lo tanto proponemos que un estiramiento litosférico se desarrolló al oeste de todo el Altiplano actual durante el Triásico-Jurásico (Figs. 3, 4).

Una consecuencia importante de este análisis es que, antes de la orogenia andina, el bloque litosférico que hoy día corresponde al Altiplano era limitado a ambos lados (este como oeste) por áreas donde la litósfera había sido adelgazada. La litósfera bajo el Altiplano debió por lo tanto poseer un espesor "normal" antes de la orogenia andina. Encontramos particularmente interesante que, según estudios recientes de tomografía sísmica, una litósfera mantélica espesa de 65-80 km existe todavía bajo la corteza del Altiplano (Myers et al., 1998; Schmitz et al., 1999). Sin embargo, el espesor cortical actual bajo el Altiplano varía de ~55-60 km en ~16°S a 70-74 km en 20°S (Beck et al., 1996) y, dado que estos valores sobrepasan considerablemente el espesor cortical "normal", la corteza bajo el Altiplano debe haberse engrosado durante la orogenia andina (por procesos que están debatidos). A este respecto, es particularmente interesante que la corteza superior del Altiplano sólo sufrió un débil acortamiento en el Cenozoico (~15 km, es decir =10-14 %; Rochat et al., 1999), porque confirma que se ha comportado como algo rígidamente desde al menos el Pérmico.

La propagación de la orogenia "saltó" aparentemente a través del bloque rígido del Altiplano en el Oligoceno, de un área al oeste del Altiplano a un área que, por lo menos en parte, coincide con la Cordillera Oriental (Sempere et al., 1990). Este hecho corrobora claramente que la Cordillera Oriental ha resultado de un fallo tectónico del sistema de *rift* homónimo, que representaba una zona de fragilidad, y no de una supuesta propagación progresiva de la deformación hacia el este (Sempere, 2000; Sempere et al., 2002).

Dado el débil acortamiento de la corteza superior (frágil) del Altiplano, el engrosamiento cortical afectó

principalmente la parte inferior (dúctil) de su corteza. Este desacoplamiento (*decoupling*; Yuan et al., 2000) entre las evoluciones de las cortezas superior e inferior del Altiplano pudo ser causado por una transferencia de materia dúctil desde la corteza inferior sobre-engrosada de las cordilleras Occidental y Oriental, que pudo "inflar" la corteza inferior del Altiplano (Sempere et al., 2000b; Husson y Sempere, 2003). Es probable que este tema importante permanecerá debatido por cierto tiempo.

Inversión de otras cuencas

En el Perú central, los principales cabalgamientos de edad andina coinciden con límites paleogeográficos (Janjou et al., 1981; Mourier, 1988), lo que sugiere fuertemente que provienen de la inversión de estructuras mesozoicas producidas por adelgazamiento litosférico (Jaillard, 1990). Este último autor afirmó que « en el norte del Perú, la inversión de las estructuras corticales extensionales y el ligado acortamiento del prisma sedimentario superimpuesto puede explicar enteramente el espesor cortical observado, mientras en el sur del Perú, actuó como un parámetro menor pero no desdeñable. » Sin embargo, en el sur del Perú, estudios más detallados parecen necesarios para evaluar la influencia de las estructuras preexistentes sobre el engrosamiento cortical andino.

Más al este, en el Oriente central y septentrional del Perú, las estructuras cenozoicas provienen aparentemente de la reactivación de fallas preexistentes (Laurent, 1985).

CONCLUSIONES

La identificación de un adelgazamiento litosférico pre-orogénico en los Andes de Perú y Bolivia ayuda a entender mejor la estructura y la historia tectónica de los Andes a estas latitudes. Aunque la información usada para reconstruir cuencas subsidentes y regiones con litósfera adelgazada no proviene necesariamente de las áreas que sufrieron el adelgazamiento litosférico más intenso, subrayamos que contribuye a demostrar que estos procesos actuaron en los Andes Centrales en varias épocas del Paleozoico superior - Mesozoico. En particular, las evidencias disponibles demuestran coherentemente que la actual Cordillera Oriental de Perú y Bolivia sufrió un notable adelgazamiento litosférico durante el intervalo Pérmico superior - Cretáceo medio.

Los episodios de estiramiento litosférico descritos en el presente trabajo resultaron probablemente de la evolución del patrón de circulación astenosférica provocado a gran escala por la convección mantélica. El cambio mayor registrado a ~93-89 Ma, de adelgazamiento a engrosamiento de la litósfera andina, podría por lo tanto reflejar un cambio mayor en el patrón regional de circulación astenosférica aproximadamente en esta época.

En las áreas que sufrieron un estiramiento litosférico, es obvio que la corteza pre-orogénica

permaneció delgada hasta el inicio del desarrollo de la orogenia andina, la cual produjo su engrosamiento. Por otra parte, no está claro si la litósfera mantélica se reconstituyó parcialmente a partir de la astenósfera cuando bajaron el flujo térmico y las temperaturas. De todas formas, sin embargo, el engrosamiento y/o acortamiento de la litósfera mantélica durante la orogenia andina debe haber generado fenómenos de delaminación cuando su creciente espesor alcanzó un umbral de estabilidad (Kay et al., 1994; Carlotto et al., 1999).

Sugerimos que el adelgazamiento progresivo o periódico de la litósfera durante un intervalo de ~180 Ma fue una condición necesaria para la posterior orogenia de los Andes Centrales y especialmente del Oroclino, que fue considerable a pesar de no ser colisional. Es un principio trivial que el acortamiento de un área continental es menos difícil cuando su corteza ha sido anteriormente adelgazada, como lo ilustran muchos antiguos márgenes continentales pasivos que han sido acortados considerablemente (por ejemplo en los bordes de la Tethys). Es otro principio trivial que el esfuerzo requerido para reactivar una falla preexistente es menos que el esfuerzo requerido para crear una nueva falla. Una consecuencia de este principio es que fallas preexistentes y otras heterogeneidades tectónicas influyen generalmente, y hasta pueden controlar, la propagación de la deformación en áreas sometidas a acortamiento. En particular, el conocimiento de las heterogeneidades litosféricas pre-andinas es crucial para entender porqué y cómo se formó el Oroclino. El hecho que la Cordillera Oriental corresponde a un sistema de paleo-*rift* y el Altiplano a un bloque

paleotectónico algo rígido sugiere que la estructura pre-orogénica regional fue un factor clave en la formación del Oroclino.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una versión actualizada, corregida y ampliamente extendida, de un artículo redactado en 2000 y publicado en la revista *Tectonophysics* (Sempere et al., 2002). El estudio fue financiado por el IRD (anteriormente Orstom) y realizado, en varias etapas, en colaboración con geólogos de la Gerencia de Exploración de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (YPFB, Santa Cruz, Bolivia; 1984-1995), de la Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco (UNSAAC, Cusco, Perú; 1997-2001), de la Universidad Mayor de San Andrés (UMSA, La Paz, Bolivia; desde 1998), de la Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann (UNJBG, Tacna, Perú; desde 2000), y de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM, Lima, Perú; desde 2000). Agradecemos a muchos colegas o estudiantes de estas instituciones por su participación en operaciones de campo. Agradecemos especialmente a J. Doubinger, R. Iannuzzi, E. Robert, y J.-C. Vicente por proporcionarnos informaciones importantes, y a José Berrospi, Abdul Castillo, Elsa Choque, Marcelo Claire, Félix García, y Julio-César Salinas por su invaluable ayuda logística. También agradecemos a G. Carlier y E. Jaillard por intercambios fructíferos, y a G. Hérial por informaciones sobre el norte de Chile. Las improntas triásicas de Uyuni del Pilcomayo fueron descubiertas conjuntamente con I. Sabino.

REFERENCIAS

- ACOSTA H., SEMPERE T. & CARLOTTO V. (2000).- Estratigrafía y tectónica de la zona de Azángaro (Puno, Perú). X Congreso Peruano de Geología. Lima, in press.
- AGUIRRE L. & OFFLER R. (1985).- Burial metamorphism in the western Peruvian trough: Its relation to Andean magmatism and tectonics. In: M.P. Pitcher, E.J. Cobbing & R.D. Beckingsale (Editors). *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow, & Halsted Press, New York, p. 59-71.
- ALDAG A. (1913).- Petrographische Untersuchung bolivianischer Andesit- und Diabasgesteine samt ihrer Einschlüssen. Inaug.-Dissertation, Bonn, Germany.
- ARANÍBAR O. (1979).- Geología regional de la parte sur de la hoja geológica Padcaya (n° 6628), dpto. de Tarija. Informe interno GEOBOL, La Paz, 27 p.
- ATHERTON M.P. (1990).- The coastal batholith of Perú: The product of rapid recycling of "new" crust formed within rifted continental margin. *Geological Journal*, v. 25, p. 337-349.
- ATHERTON M.P. & WEBB S. (1989).- Volcanic facies, structure, and geochemistry of the marginal basin rocks of central Perú. *Journal of South American Earth Sciences*, v.2, p.241-261
- ATHERTON M.P. & AGUIRRE L. (1992).- Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Perú, in relation to Andean crustal thinning. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, p. 47-69.
- AUMAÎTRE R., GRANDIN G. & GUILLON J.H. (1977).- Données lithologiques et structurales relatives à un bloc précambrien surélevé de la Cordillère andine orientale (Pérou central). Les corps de roches ultrabasiques qui y sont présents. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 19, p. 983-989.
- BARBIERI M., GHIARA M.R., STANZIONE D., VILLAR L.M., PEZZUTTI N.E. & SEGAL S.J. (1997).- Trace-element and isotope constraints on the origin of ultramafic lamprophyres from Los Alisos (Sierras Subandinas, northern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 1997, v. 10, p. 39-47.
- BARD J.-P., BOTELLO R., MARTINEZ C. & SUBIETA T. (1974).- Relations entre tectonique, métamorphisme et mise en place d'un granite éohercynien à deux micas dans la Cordillère Real de Bolivie (massif de Zongo-Yani). *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, v. 6, p. 3-18.
- BARRAGÁN R. & BABY P. (1999).- A Cretaceous hot spot in the Ecuadorian Oriente basin: geochemical, geochronological and tectonic indicators. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 77-81.
- BATTY M. & JAILLARD E. (1989).- La sedimentación neocomiana (Jurásico terminal - Aptiano) en el sur del Perú. In: L.A. Spalletti (Editor), *Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América Latina (parte A: Eventos y Registro Sedimentario)*, Buenos Aires, p. 75-88.
- BECK S., ZANDT G., MYERS S.C., WALLACE T.C., SILVER P.G. & DRAKE L. (1996).- Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, v. 24, p. 407-410.
- BELLIDO E. & GUEVARA C. (1963).- Geología de los cuadrángulos de Punta Bombón y Clemesi. Carta Geológica Nacional, Lima, 92 p.
- BELTAN L., FRENEIX S., JANVIER P. & LÓPEZ-PAULSEN O. (1987).- La faune triásica de la formation de Vitiacua dans la région de Villamontes (Département de Chuquisaca, Bolivie). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 1987, p. 99-115.
- BENAVIDES V. (1962).- Estratigrafía terciaria de la región de Arequipa. *Boletín*

- de la Sociedad Geológica del Perú, v. 38, p. 5-63.
- BOGDANIC T.** (1990).- Kontinentale Sedimentation der Kreide und des Alttertiärs im Umfeld des subduktionsbedingten Magmatismus in der chilenischen Präkordillere (21°-23°S). Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Band 123, 117 p., Berlin.
- BONIOMME M.G., AUDEBAUD E. & VIVIÉ G.** (1985).- K-Ar ages of Hercynian and Neogene rocks along an east-west cross section in southern Perú. Comunicaciones, Santiago de Chile, v. 18, p. 27-30.
- BUSSELL M.A. & PITCHER W.S.** (1985).- The structural controls of batholith emplacement. In Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds). *Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes*. Blackie, p. 167-176.
- CABANIS B. & THIÉBLEMONT D.** (1988).- La discrimination des tholéiites continentales et des basales d'arrière-arc: Proposition d'un nouveau diagramme: le triangle Th - 3xTb - 2xTa. Bulletin de la Société Géologique de France (8), v. 4, p. 927-935.
- CAPDEVILA R., MÉGARD F., PAREDES J. & VIDAL P.** (1977).- Le batholite de San Ramón, Cordillère Orientale du Pérou central. Geologische Rundschau, v. 66, p. 434-446.
- CARLIER G., GRANDIN G., LAUBACHER G., MAROCCO R. & MÉGARD F.** (1982).- Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Perú. Earth Science Reviews, v. 18, p. 253-283.
- CARLOTTO V.** (1998).- Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13°-16°S, Pérou). Thèse de doctorat, Université de Grenoble, France, 159 p.
- CARLOTTO V., CARLIER G., JAILLARD E., SEMPERE T. & MASCLE G.** (1999).- Sedimentary and structural evolution of the Eocene-Oligocene Capas Rojas basin: Evidence for a late Eocene lithospheric delamination event in the southern Peruvian Altiplano. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 141-146.
- CARLOTTO V., CÁRDENAS J., DÍAZ-MARTÍNEZ E., SEMPERE T., HERMOZA W., CERPA L. & ACOSTA II.** (2000).- La Formación Ene de la región de Cusco y su importancia en la exploración de yacimientos de hidrocarburos. X Congreso Peruano de Geología, Lima, CD-ROM file GH1.
- CENKI B.** (1998).- Le volcanisme permotriassique et/ou mésozoïque de la région de Cusco-Sicuani: contexte géologique, caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques, interprétation géodynamique. Mémoire de maîtrise, Université de Grenoble, Francia, 33 p.
- CHANDLER M.A., RIND D. & RUEDY R.** (1992).- Pangean climate during the Early Jurassic: GCM simulations and the sedimentary record of paleoclimate. Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 543-569.
- CLARK A.H., FARRAR E., KONTAK D.J., LANGRIDGE R.J., ARENAS M.J., FRANCE L.J., MCBRIDE S.L., WOODMAN P.L., WASTENEYS H.A., SANDEMAN H.A. & DOUGLAS D.A.** (1990a).- Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Perú. Economic Geology, v. 85, p. 1520-1583.
- CLARK A.H., KONTAK D.J. & FARRAR E.** (1990b).- The San Judas Tadeo W (-Mo, Au) deposit: Permian lithophile mineralization in southeastern Perú. Economic Geology, v. 85, p. 1651-1668.
- DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R.** (1980).- Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, v. 122, 501 p.
- DAMIANI-PINTO I. & SANGUINETTI Y.T.** (1987).- Lower Cretaceous ostracodes from Bolivia. Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia, v. 2, p. 761-781.
- DARBYSHIRE D.P.F. & FLETCHER C.J.N.** (1979).- A Mesozoic alkaline province in eastern Bolivia. Geology, v. 7, p. 545-548.
- DOUBINGER J. & MAROCCO R.** (1976).- Découverte d'une microflore wéaldienne (Néocomien) dans la région de Cuzco (Sud du Pérou). Première datation des grès Huancané. Sciences Géologiques, Bulletin, Strasbourg, v. 29, p. 79-89.
- DOUGLAS J.A.** (1920).- Geological sections through the Andes of Perú and Bolivia. 2. From the port of Mollendo to the Inambari River. Geological Society of London Quarterly Journal, v. 76, 58 p.
- DUNCAN R.A., HOOPER P.R., REHACEK J., MARSII J.S. & DUNCAN A.R.** (1997).- The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. J. Geophys. Res., v. 102, p. 18127-18138.
- EGELER C.G. & DE BOOY T.** (1961).- Preliminary note on the geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Perú), with emphasis on the essentially pre-Andean origin of the structure. Geologie en Mijnbouw, v. 40, p. 319-325.
- ELLISON R.A.** (1985).- Nuevos aspectos de la estratigrafía cretácica en la región del Lago Titicaca del sur del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 75, p. 51-53.
- ENAY R., BARALE G., JACAY J. & JAILLARD E.** (1996).- Upper Tithonian ammonites and floras from the Chicama basin, northern Peruvian Andes. GeResearch Forum, Transtec, Switzerland, v. 1-2, p. 221-234.
- ENCARNACIÓN J., FLEMING T.H., ELLIOT D.H. & EALES H.V.** (1996).- Synchronous emplacement of Ferrar and Karoo dolerites and the early breakup of Gondwana. Geology, v. 24, p. 535-538.
- FARRAR E., CLARK A.H. & HEINRICH S.M.** (1990).- The age of the Zongo pluton and the tectonothermal evolution of the Zongo-San Gabán Zone in the Cordillera Real, Bolivia. I International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, p. 171-174.
- FLEMING T.H., HEIMANN A., FOLAND K.A. & ELLIOT D.H.** (1997).- Ar-Ar geochronology of Ferrar Dolerite sills from the Transantarctic Mountains, Antarctica: Implications for the age and origin of the Ferrar magmatic province. Geological Society of America Bulletin, v. 5, p. 533-546.
- FLETCHER C.J.N. & BEDDOE-STEPHENS B.** (1987).- The petrology, chemistry and crystallization history of the Velasco alkaline province, eastern Bolivia. In: *Alkaline igneous rocks*, Fitton, J.C. & Upton, B.G.J. (eds.), Geological Society Special Publication, v. 30, p. 403-413.
- FLETCHER C.J.N. & LITHERLAND M.** (1981).- The geology and tectonic setting of the Velasco Alkaline Province, eastern Bolivia. Journal of the Geological Society, v. 138, p. 541-548.
- FRANÇA A. B., et al. (15 authors),** (1995).- Phanerozoic correlation in southern South America. In: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (Editors), *Petroleum basins of South America*, AAPG Memoirs, v. 62, p. 129-161.
- FRANZ G. & LUCASSEN F.** (1997).- Upper Paleozoic crustal thickening: The basement of the Sierra de Limón Verde in N-Chile (Región Antofagasta). Actas del VIII Congreso Geológico Chileno, v. 2, p. 1271-1274.
- GOMES C.B., LAURENZI M.A., CENSI P., DE MIN P., VELÁZQUEZ V.F. & COMIN-CHIARAMONTI P.** (1996).- Alkaline magmatism from northern Paraguay (Alto Paraguay): A Permo-Triassic province. In: P. Comin-Chiaramonti & C.B. Gomes (Editors), *Alkaline magmatism in central-eastern Paraguay - Relationships with coeval magmatism in Brazil*, Edusp/FAPESP, São Paulo, p. 223-230.
- GRAF A., STRASSER A. & CARON M.** (2002).- OAE-2 equivalent (Upper Cenomanian) recorded in Bolivian shallow-water sediments. Resumen extendido, Congrès Suisse de Sédimentologie.
- GRANDIN G. & ZEGARRA-NAVARRO J.** (1979).- Las rocas ultrabásicas en el Perú: las intrusiones lenticulares y los sillones de la región de Huanuco-Monzón. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 63, p. 99-115.
- GUEVARA C.** (1980).- El grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 49, p. 25-52.
- GÜNTHERA., HASCHKE M., REUTTER K.-J. & SCHEUBER E.** (1997).- Repeated reactivation of an ancient fault zone under changing kinematic conditions: the Sierra-de-Moreno fault

- system (SMFS) (N-Chilean Precordillera). Actas del VIII Congreso Geológico Chileno, v. 1, p. 85-89.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.-C. & VAIL P.R.** (1998).- Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, chart 1. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (Editors). *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEPM Special Publication 60.
- HARRISON J.V.** (1943).- The geology of the Central Andes in part of the province of Junín, Perú. Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 99, p. 1-36.
- HARRISON J.V.** (1951).- Geología de los Andes orientales del Perú central. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 21, 97 p.
- HÉRAIL G., OLLER J., BABY P., BONHOMME M. & SOLER P.** (1996).- Strike-slip faulting, thrusting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. *Tectonophysics*, v. 259, p. 201-212.
- HORTON B.K.** (1998).- Late Cretaceous to Holocene evolution of the foreland basin system and associated fold-thrust belt in the central Andes of Bolivia. Tesis de Ph.D., Tucson, University of Arizona, 208 p.
- HUSSON L. & SEMPERE T.** (2003). Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow. *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 1243-1246.
- IANNUZZI R., GUERRA-SOMMER M., DÍAZ-MARTÍNEZ E. & GRADERG.W.** (1997).- Presence of the Late Permian genus *Glossopteris* in Bolivia. *Revista de la Universidade de Guarulhos - Geociências*, II (nº especial), p. 225.
- ISACKS B.L.** (1988).- Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, B4, v. 93, p. 3211-3231.
- JACAY J.** (1992).- Estratigrafía y sedimentología del Jurásico en el curso medio del valle del Chicama, y esbozo paleogeográfico del Jurásico-Cretáceo del Nor-Perú (6°30'-8° latitud sur). Tesis de ingeniero geólogo. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 143 p.
- JACAY J.** (1996).- Geología del cuadrángulo de Singa. Boletín INGEMMET, serie A, v. 67, 214 p.
- JACAY J., SEMPERE T., CARLIER G. & CARLOTTO V.** (1999).- Late Paleozoic - Early Mesozoic plutonism and related rifting in the Eastern Cordillera of Perú. IV International Symposium on Andean Geodynamics. Göttingen, p. 358-363.
- JACOBSSHAGEN V., MÜLLER J., AHRENDT H. & WEMMER K.** (1999).- Hercynian deformation and metamorphism in the Eastern cordillera of Southern Bolivia. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 364-366.
- JACOBSSHAGEN V., MÜLLER J., WEMMER K., AHRENDT H. & MANUTSOGLU E.** (2002).- Hercynian deformation and metamorphism in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia. *Central Andes. Tectonophysics*, v. 345, p. 119-130.
- JAILLARD E.** (1987).- Sedimentary evolution of an active margin during middle and upper Cretaceous times: the North Peruvian margin from Late Aptian up to Senonian. *Geologische Rundschau*, v. 76, p. 677-697.
- JAILLARD E.** (1990).- Mesozoic extension and crustal thickening in the Peruvian Andes. I International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, v. p. 269-272.
- JAILLARD E.** (1994).- Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. In: J.A. Salfity (Editor). *Cretaceous tectonics of the Andes*. Vieweg, p. 101-167.
- JAILLARD E. & JACAY J.** (1989).- Les "Couches Chicama" du nord du Pérou: colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au Tithonique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II*, v. 308, p. 1459-1465.
- JAILLARD E. & SEMPERE T.** (1991).- Las secuencias sedimentarias de la Formación Miraflores y su significado cronoestratigráfico. *Revista Técnica de YPFB, Santa Cruz*, v. 12, p. 257-264.
- JAILLARD E. & SANTANDER G.** (1992).- La tectónica polifásica en escamas de la zona de Mañazo-Lagunillas (Puno, sur del Perú). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, Lima, v. 21 (1), p. 37-58.
- JAILLARD E. & SOLER P.** (1996).- Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, v. 259, p. 41-53.
- JAILLARD E., BULOT L.G., ROBERT E., DHONDT A., VILLAGÓMEZ R., RIVADENEIRA M. & PAZ M.** (1997).- La transgresión del Cretácico inferior en el margen andino (Perú y Ecuador). IX Congreso Peruano de Geología, p. 331-335.
- JANJOU D., BOURGOIS J., MÉGARD F. & SORNAY J.** (1981).- Rapports paléogéographiques et structuraux entre les cordillères occidentales et orientales des Andes nord-péruviennes: les écaillés du Marañón (7°S, départements de Cajamarca et Amazonas, Pérou). *Bulletin de la Société Géologique de France* (7), v. 32, p. 697-705.
- JARDINÉ S.** (1974).- Microfiores des formations du Gabon attribuées au Karoo. *Revue de Paléobotanique et Palynologie*, v. 17, p. 75-112.
- JENKS W.** (1948).- Geología de la hoja de Arequipa, al 1/200.000. Boletín del Instituto Geológico del Perú, v. 9, 104 p.
- JENKS W.** (1951).- Triassic stratigraphy near Cerro de Pasco, Perú. *Geological Society of America Bulletin*, v. 62, p. 203-220.
- JOLIVET L.** (1995).- La déformation des continents. Exemples régionaux. Hermann, Paris.
- KAY S.M., COIRA B. & VIRAMONTE J.** (1994).- Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 24323-24339.
- KENNAN L., LAMB S. & RUNDLE C.** (1995).- K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: Implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 163-186.
- KLINCK B.A., ALLISON R.A. & HAWKINS M.P.** (1986).- The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca, southern Perú. British Geological Survey, Nottingham. & INGEMMET, Lima, 353 p.
- KLINCK B.A., ALLISON R.A., HAWKINS M.P., PALACIOS O., DE LA CRUZ J. & DE LA CRUZ N.** (1991).- Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca. Sur del Perú. Boletín INGEMMET, serie A, v. 42, 253 p.
- KOBE H.** (1995).- Componentes volcánicos, evaporíticos y sedimentos metalíferos en la parte occidental de la cuenca del Grupo Pucará, Perú central. Sociedad Geológica del Perú, volumen jubilar Alberto Benavides, p. 179-191.
- KONTAK D.J.** (1984).- The magmatic arc and metallogenetic evolution of a craton-orogen interface: the Cordillera de Carabaya, Central Andes, Southeast Perú. Ph.D. Dissertation, Queen's University, Kingston, Ontario, 631 p.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E. & STRONG D.F.** (1985).- The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, J. Cobbing & R.D. Beckinsale (Editors), *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow, & Halsted Press, New York, p. 36-44.
- KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E., ARCHIBALD D.A. & BAADSGAARD H.** (1990).- Late Paleozoic-Early Mesozoic magmatism in the Cordillera de Carabaya, Puno, southeastern Perú: geochronology and petrochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, v.3, p.213-230.
- KOZŁOWSKI R.** (1934).- Esquisse de la répartition des roches éruptives dans les Andes de Bolivie. *Archiwum Mineralogiczne Towarzystwa Naukowego Warszawskiego (Archives de Minéralogie de la Société des Sciences et des Lettres de Varsovie)*, v. 10, p. 123-162.
- LADINO M., TOMLINSON A. & BLANCO N.** (1999).- New constraints for the age of Cretaceous compressional deformation in the Andes of northern Chile (Sierra de Moreno, 21°-22°10'S). IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 407-410.
- LAMB S., HOKE L., KENNAN L. &**

- DEWEY J. (1997).- Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. In: J.P. Burg & M. Ford, *Orogeny through time*. Geological Society Special Publication, v. 121, p. 237-264.
- LANCELOT J.R., LAUBACHER G., MAROCCO R. & RENAUD U. (1978).- U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Perú): Extent of Permian magmatic activity and consequences. *Geologische Rundschau*, v. 67, p. 236-243.
- LAUBACHER G. (1978).- Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, v. 95, 217 p.
- LAUBACHER G. & MAROCCO R. (1990).- La cuenca cretácica del Altiplano Peruano: litoestratigrafía e interpretación secuencial. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 81, p. 33-46.
- LAURENT H. (1985).- El pre-Cretáceo en el Oriente Peruano: su distribución y sus rasgos estructurales. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 74, p. 33-59.
- LE BEL L., COCHERIE A., BAUBRON J.-C., FOULLAC A.M. & HAWKESWORTH C.J. (1985).- A high-K, mantle derived plutonic suite from 'Linga', near Arequipa (Peru). *Journal of Petrology*, v. 26, p. 124-148.
- LÓPEZ-MURILLO R.D. & LÓPEZ-PUGLIESSI J.M. (1995).- Estratigrafía del Grupo Tacurú de las Sierras Subandinas. *Revista Técnica de YPF*, v. 16, p. 27-36.
- LÓPEZ-PUGLIESSI J.M. (1995).- Grupo Tacurú de las Sierras Subandinas de Bolivia: Nominación de las unidades formacionales que lo integran. *Revista Técnica de YPF*, v. 16, p. 55-68.
- LOUGHMAN, D.L. & HALLAM, A., 1982. A facies analysis of the Pucará group (Norian to Toarcian carbonates, organic-rich shales and phosphates) of Central and Northern Perú. *Sedimentary Geology*, v. 32, p. 161-194.
- MAROCCO R. & DEL PINO M. (1966).- Geología del cuadrángulo de Ichuña. *Boletín del Instituto de Geología, Minería y Metalurgia*. Lima, v. 14, 57 p.
- MAROCCO R. (1978).- Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay. *Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel (Sud du Pérou, 12°30'S à 14°S)*. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris, v. 94, 195 p.
- MARZOLI A., RENNE P.R., PICCIRILLO E.M., ERNESTO M., BELLINI G. & DE MIN A. (1999).- Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, v. 284, p. 616-618.
- MATHALONE J.M.P. & MONTOYA M. (1995).- Petroleum geology of the sub-Andean basins of Perú. In: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (Editors), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, v. 62, p. 423-444.
- MATOS R., ANDRADE R., CHÁVEZ M.A., BONIFACIO D., DEL CASTILLO J., FERNÁNDEZ S., GALARZA, I., LIZONDO M., MACIAS J., QUISBERT A., RAMOS A., RESNIKOWSKI H., SOLIZ I., VALENCIA J., VARGAS G. & ZAPANA P. (2000).- Geología del Complejo Chilla de Jesús de Machaca. Altiplano de Bolivia. XIV Congreso Geológico Boliviano. La Paz, p. 35-39.
- MCBRIDE S.L., ROBERTSON R.C.R., CLARK A.M. & FARRAR E. (1983).- Magmatic and metallogenic episodes in the northern tin belt. *Cordillera Real, Bolivia*. *Geologische Rundschau*, v. 72, p. 685-713.
- MCLAUGHLIN D.H. (1924).- Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departments of Junín and Lima. *Geological Society of America Bulletin*, 35, p. 591-632.
- MÉGARD F. (1973).- Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. Thèse d'Etat, Université de Montpellier. 263 p.
- MÉGARD F. (1978).- Etude géologique des Andes du Pérou central. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris, v. 86, 310 p.
- MÉGARD F. (1987).- Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica elbow (18°S). In *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific océano basin*. J.H.W. Monger & J. Francheteau (eds.). American Geophysical Union, *Geodynamic Series*, v. 18, p. 71-95.
- MÉGARD F., MAROCCO R., VICENTE J.-C. & MÉGARD-GALLI J. (1983).- Découverte d'une discordance angulaire tardi-hercynienne (Permien moyen) dans les Andes du Pérou central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 296, p. 1267-1270.
- MÉGARD F., CALDAS J., PAREDES J. & DE LA CRUZ N. (1996).- Geología de los cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos. *Boletín INGEMMET, serie A*, v. 69, 279 p.
- MÉNDEZ V. & VILLAR L.M. (1979).- Los filones ultrabásicos del Río Piedras, Sierras Subandinas de Salta y Jujuy. *Actas. VII Congreso Geológico Argentino*, v. 6, p. 119-129.
- MENEGATTI N., OMARINI R., DEL MORO A. & MAZZUOLI R. (1997).- El granito alcalino de la Sierra de Rangel (Cretácico inferior), Provincia de Salta, Argentina. *Actas. VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, v. 2, 1379-1384.
- MEYER H.A.O. & VILLAR L.M. (1984).- An alnoite in the Sierras Subandinas, northern Argentina. *Journal of Geology*, v. 92, p. 741-751.
- MOORE N.D. (1984).- Potassium-Argon ages from the Arequipa segment of the coastal Batholith of Perú and their correlations with regional tectonic events. *Journal of the Geological Society of London*, v. 141, p. 511-519.
- MORALES-SERRANO G. (1997).- Nuevos datos geocronológicos y bioestratigráficos del macizo antiguo de Arequipa. *Sociedad Geológica del Perú, IX Congreso Peruano de Geología*, p. 365-369.
- MOULIN N. (1989).- Facies et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central. Doctoral thesis, Université de Montpellier, France, 287 p.
- MOURIER T. (1988).- La transition entre Andes marginales et Andes cordilléranes à ophiolites: évolutions sédimentaire, magmatique et structurale du relai de Huancabamba (3-8°S, nord-Pérou, sud-Equateur). Doctoral thesis, Université Paris XI, 302 p.
- MPODOZIS C. & CORNEJO P. (1997).- El rift triásico-sinemuriano de Sierra Exploradora, Cordillera de Domeyko (25°-26°S): asociaciones de facies y reconstrucción tectónica. *Actas del VIII Congreso Geológico Chileno*, v. 1, p. 550-554.
- MUKASA S.B. (1986a).- Zircon U-Pb ages of superunits in the Coastal Batholith of Peru: Implications for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 241-254.
- MUKASA S.B. (1986b).- Common Pb isotopic compositions of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 771-782.
- MUÑOZ N. & CHARRIER R. (1993).- Jurassic-Early Cretaceous facies distribution in the western Altiplano (18°-21°30'S): implications for hydrocarbon exploration. II International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, p. 307-310.
- MUÑOZ N., ELGUETA S. & HARAMBOUR S. (1988).- El sistema jurásico (Fm. Livillar) en el curso superior de la Quebrada de Azapa, I-Región: implicancias paleogeográficas. N. Muñoz et al. *Actas. V Congreso Geológico Chileno, Santiago*, 1988, v. 1, p. A403-A415.
- MYERS J.S. (1974).- Cretaceous stratigraphy and structure, western Andes of Perú between latitudes 10° and 10°30'S. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 58, p. 474-487.
- MYERS J.S. (1980).- Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa. *Boletín del INGEMMET (A)*, Lima, v. 33, 145 p.
- MYERS S.C., BECK S., ZANDT G. & WALLACE T. (1998).- Lithospheric-scale structure across the Bolivian Andes from tomographic images of velocity and attenuation por *P* and *S* waves. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, B9, p. 21233-21252.
- NEWELL N.D. (1949).- Geology of the Lake Titicaca region, Perú and Bolivia.

- Geological Society of America Memoir, v. 36, 111 p.
- NEWELL N.D., CHRONIC J. & ROBERTS T.** (1953).- Upper Paleozoic of Perú. Geological Society of America Memoir, v. 58, 276 p.
- NOBLE D.C., SILBERMAN M.L., MÉGARD F. & BOWMAN H.R.** (1978).- Comendite (peralkaline rhyolites) in the Mitu Group, central Perú: Evidence of Permian-Triassic crustal extension in the Central Andes. U.S. Geological Survey Journal of Research, v. 6, p. 453-457.
- OLLER J. & SEMPERE T.** (1990).- A fluvio-eolian sequence of probable middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia. I International Symposium on Andean Geodynamics, p. 237-240.
- OVIEDO C.** (1962).- Contribución al conocimiento estratigráfico de la península de Copacabana. Tesis de Grado de la Universidad Mayor de San Andrés. La Paz, 49 p.
- OVIEDO C.** (1964).- Estratigrafía de la península de Copacabana. Informe inédito GXG-YPFB n° 895. Santa Cruz.
- PÁDULA L.E. & REYES F.C.** (1958).- Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, República de Bolivia. Revista Técnica de YPFB, v. 1 (1), p. 9-70 (y reimpresión 1960, v. 2 (9), p. 9-70).
- PALACIOS O.** (1995).- Geología histórica y evolución tectónica del Perú. I: Geología del Perú. Boletín 55, serie A, Carta Geológica Nacional, INGEMMET, p. 15-44.
- PALACIOS O., DE LA CRUZ J., DE LA CRUZ N., KLINCK B.A., ALLISON R.A. & HAWKINS M.P.** (1993).- Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca, Sur del Perú. Boletín del INGEMMET, serie A, v. 42, 257 p.
- PINO A., SEMPERE T., JACAY J. & FORNARI M.** (2004).- Estratigrafía, paleogeografía y paleotectónica del intervalo Paleozoico superior - Cretáceo inferior en el área de Mal Paso - Palca (Tacna). Este volumen.
- PONCE DE LEÓN, V., MARIACA J., HOCHSTATTER H., LLANOS R. & VARGAS C.** (1972).- Informe geológico regional de la Faja Subandina del Norte (sector noroccidental). Informe interno GXG-YPFB n° 1725. Santa Cruz.
- PORTUGAL J.** (1974).- Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and tectonic events of Puno-Santa Lucía area, Department of Puno, Perú. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 58, p. 982-999.
- QUISPEIVANA L.** (1996).- Geología del cuadrángulo de Huanuco. Boletín de INGEMMET, serie A, v. 75, 138 p.
- RAMÍREZ C.F. & HUETE C.** (1981).- Geología de la hoja Ollagüe, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, n° 40. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.
- RIVADENEIRA M.V. & BABY P.** (1999).- La cuenca Oriente: estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de Petroproducción. Publicación Petroproducción - IRD, 88 p.
- RIVAS S.** (1989).- La Cordillera Occidental, ventana para el conocimiento geológico continental. VIII Congreso Geológico Boliviano, La Paz, p. 205-225.
- RIVERA R., PETERSEN G. & RIVERA M.** (1975).- Estratigrafía de la costa de Lima. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 45, p. 159-196.
- ROBERT E., BULOT L.G., JAILLARD E. & PEYBERNÈS B.** (2002).- Proposition d'une nouvelle biozonation par ammonites de l'Albien du Bassin andin (Pérou). C. R. Palevol, v. 1, p. 1-9.
- ROCHAT P., HÉRAIL G., BABY P. & MASCLE G.** (1999).- Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Sciences de la Terre et des Planètes, v. 328, p. 189-195.
- ROMEUF N., AGUIRRE L., CARLIER G., SOLER P., BONHOMME M., ELMIS S. & SALAS G.** (1993).- Present knowledge of the Jurassic volcanogenic formations of southern coastal Perú. II International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, p. 437-440.
- ROMEUF N., AGUIRRE L., SOLER P., FÉRAUD G., JAILLARDE. & RUFFET G.** (1995).- Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. Revista Geológica de Chile, v. 22, p. 245-259.
- ROPERCII P. & CARLIER G.** (1992).- Palcomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of southern Perú: Importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline. Journal of Geophysical Research, v. 97, B12, p. 17233-17249.
- ROSAS S. & FONTBOTÉ L.** (1995).- Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior) en un perfil SW-NE en el centro del Perú. Sociedad Geológica del Perú, vol. jubilar A. Benavides, p. 279-309.
- ROSAS S., FONTBOTÉ L. & MORCHE W.** (1997).- Vulcanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior. Perú central) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mitu (Pérmico superior-Triásico). IX Congreso Peruano de Geología, p. 393-396.
- RUBIOLO D.** (1997).- Alkaline rocks in Central Andes from Argentina and Bolivia: tectonic implications. Actas, VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, v. 3, p. 1719-1723.
- RÜEGG W.** (1956).- Geologie zwischen Cañete und San Juan, 13°00'S-15°24'S. Süd-Perú. Geologische Rundschau, v. 45, p. 775-858.
- RÜEGG W.** (1961).- Hallazgo y posición estratigráfico-tectónica del Titoniano en la costa del sur del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 36, p. 203-208.
- SAAVEDRA A., SANTIVÁÑEZ R. & SHIMADA N.** (1986).- Edades radiométricas de Bolivia. Publicación especial del IGE (UMSA) - JICA. La Paz.
- SCHMITZ M., et al. (11 authors),** (1999).- The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies - the PISCO 94 experiment in northern Chile. Journal of South American Earth Sciences, v. 12, p. 237-260.
- SEMPERE T.** (1990).- Cuadros estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas. Revista Técnica de YPFB, v. 11, p. 215-227.
- SEMPERE T.** (1994).- Kimmeridgian? to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. In Cretaceous tectonics in the Andes, J.A. Salfity (Editor), Vieweg, Wiesbaden, p. 168-212.
- SEMPERE T.** (1995).- Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In Petroleum Basins of South America, A.J. Tankard, R. Suárez-Soruco & H.J. Welsink (eds.), AAPG Memoir 62, p. 207-230.
- SEMPERE T.** (2000).- Discussion of "Sediment accumulation on top of the Andean orogenic wedge: Oligocene to late Miocene basins of the eastern Cordillera, southern Bolivia" (Horton, 1998). Geological Society of America Bulletin, in press.
- SEMPERE T., HÉRAIL G., OLLER J. & BONHOMME M.G.** (1990).- Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. Geology, v. 18, p. 946-949.
- SEMPERE T., AGUILERA E., DOUBINGER J., JANVIER P., LOBO J., OLLER J. & WENZ S.** (1992).- La Formación de Vitiacua (Permian moyen à supérieur - Trias ?inférieur. Bolivie du Sud): stratigraphie, palynologie et paléontologie. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen, v. 185, p. 239-253.
- SEMPERE T., BUTLER R.F., RICHARDS D.R., MARSHALL L.G., SHARP W. & SWISHER III C.C.** (1997).- Stratigraphy and chronology of Late Cretaceous - Early Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 709-727.
- SEMPERE T., CARLIER G., CARLOTTO V. & JACAY J.** (1998).- Rifting Pérmico superior - Jurásico medio en la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Memorias, XIII Congreso Geológico Boliviano, Potosí, v. 1, p. 31-38.
- SEMPERE T., CARLIER G., CARLOTTO V., JACAY J., JIMÉNEZ N., ROSAS S., SOLER P., CÁRDENAS J. & BOUESSEUL N.** (1999).- Late Permian-Early Mesozoic rifts in Perú and Bolivia, and their bearing on Andean-age tectonics. IV International Symposium on Andean Geodynamics. Göttingen, p. 680-685.
- SEMPERE T., ACOSTA II. & CARLOTTO V.** (2000a).- Estratigrafía del Mesozoico y Paleogeno en la región del Lago Titicaca: hacia una solución? X Congreso Peruano de Geología. Lima, CD-ROM file GR50, 41 p.

- SEMPERE T., CARLIER G. & FORNARI M.** (2000b).- The Altiplano plateau. Bolivia and southern Peru: Constraints and insights from the geology of the Bolivian Orocline. AGU Fall Meeting, San Francisco, supplement to Eos, Transactions, American Geophysical Union, v. 81, n° 48, p. F1118.
- SEMPERE T., CARLIER G., SOLER P., FORNARI M., CARLOTTO V., JACAY J., ARISPE O., NÉRAUDEAU D., CÁRDENAS J., ROSAS S., & JIMÉNEZ N.** (2002).- Late Permian - Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, v. 345, p. 153-181.
- SEMPERE T., ACOSTA H. & CARLOTTO V.** (2004).- Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno al norte del Lago Titicaca. Este volumen.
- SKARMETA J. & MARINOVIC N.** (1981).- Geología de la hoja Quillagua, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, n° 51, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile.
- SMULIKOWSKI K.** (1934).- Les roches éruptives des Andes de Bolivie. *Archiwum Mineralogiczne Towarzystwa Naukowego Warszawskiego (Archives de Minéralogie de la Société des Sciences et des Lettres de Varsovie)*, v. 10, p. 163-234.
- SOLER P.** (1989).- Petrography and geochemistry of Lower Cretaceous alkali basalts from the High Plateaus of central Perú and their tectonic significance. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1989, p. 1053-1064.
- SOLER P.** (1991).- Contribution à l'étude du magmatisme associé aux zones de subduction. *Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou central. Implications géodynamiques et métallogéniques. Thèse de doctorat d'Etat, Université Pierre-et-Marie-Curie (Paris VI)*, 950 p.
- SOLER P. & BONHOMME M.** (1987).- Données radiochronologiques K/Ar sur les granitoides de la Cordillère Orientale des Andes du Pérou Central. Implications tectoniques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, série II*, v. 304, p. 841-845.
- SOLER P. & BONHOMME M.G.** (1990).- Relations of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to Present. In: *Plutonism from Antarctica to Alaska*, S. Mahlburg-Kay & C.W. Rapela, Geological Society of America Special Papers, v. 241, p. 173-191.
- SOLER P., & ROTACH-TOULHOAT N.** (1990).- Implications of the time-dependent evolution of Pb- and Sr-isotopic compositions of Cretaceous and Cenozoic granitoids from the coastal region and the lower Pacific slope of the Andes of central Peru. In: *Plutonism from Antarctica to Alaska*, S. Mahlburg-Kay & C.W. Rapela, Geological Society of America Special Papers, v. 241, p. 161-172.
- SOLER P. & SEMPERE T.** (1993).- Stratigraphie, géochimie et signification paléotectonique des roches volcaniques basiques mésozoïques des Andes boliviennes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, série II*, v. 316, p. 777-784.
- SPRECHMANN P., BOSSI J. & DA SILVA J.** (1981).- Cuencas del Jurásico y Cretáceo del Uruguay. In: W. Volkheimer & E.A. Musacchio (eds.), *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretáceo de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretáceo, Buenos Aires, v. 1, p. 239-270.
- STANLEY G.D.** (1994).- Paleontology and stratigraphy of Triassic to Jurassic rocks in the Peruvian Andes. *Paleontographica, Abteil A*, v. 233, 208p.
- STEINMANN G.** (1906).- Die Entstehung der Kupferlagerstätten von Corocoro und verwandten Vorkommnisse in Bolivia. *Rosenbusch-Festschrift, Stuttgart*.
- STEINMANN G.** (1923).- Umfang, Beziehungen und Besonderheiten der Andinen Geosynklinale. *Geologische Rundschau*, v. 14.
- STEINMANN G.** (1929).- Geologie von Perú. Karl Winter, Heidelberg, 448 p.
- STEWART J.W., EVERDEN J.F. & SNELLING N.J.** (1974).- Age determinations from Andean Perú: a reconnaissance survey. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1107-1116.
- SUÁREZ-RIGLOS M. & DALENZ A.** (1993).- Pteriomorpha (Bivalvia) noriano de la Formación Vitiacua, del área de Villamontes (Tarija). In *Fósiles y Facies de Bolivia*, vol. II, R. Suárez-Soruco (ed.), *Revista Técnica de YPF*, v. 13-14, p. 155-160.
- SUÁREZ-SORUCO R. & DÍAZ-MARTÍNEZ E.** (1996).- Léxico estratigráfico de Bolivia (versión preliminar). *Revista Técnica de YPF*, v. 17, p. 1-227.
- TANKARD A.J., et al. (17 authors),** (1995).- Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In: A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink (Editors), *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoirs, v. 62, p.5-52.
- TASCH P.** (1987).- Fossil Conchostraca of the Southern Hemisphere and continental drift. *Geological Society of America Memoir*, v. 165, 290 p.
- TAWACKOLI S.** (1997).- Andine Entwicklung der Ostkordillere in der region Tupiza (Südbolivien). *Doctoral thesis, Freie Universität Berlin*, 116 p.
- TAWACKOLI S.** (1999).- Andine Entwicklung der Ostkordillere in der region Tupiza (Südbolivien). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A*, v. 203, 116 p.
- TAWACKOLI S., JACOBSHAGEN V., WEMMER K. & ANDRIESEN P.M.** (1996).- The Eastern Cordillera of southern Bolivia: A key region to the Andean back-arc uplift and deformation history. *Extended Abstracts, III International Symposium on Andean Geodynamics, Saint-Malo, France*, p. 505-508.
- TAWACKOLI S., RÖSSLING R., LEHMANN B., SCHULTZ F., CLAURE-ZAPATA M. & BALDERRAMA B.** (1999).- Mesozoic magmatism in Bolivia and its significance for the evolution of the Bolivian Orocline. *Extended Abstracts, IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, Germany*, p. 733-740.
- THIERRY J., CLAVEL B., HANTZPERGUE P., NÉRAUDEAU D., RIGOLLET L. & VADET A.** (1997).- Distribution chronologique et géographique des échinides jurassiques en France: essai d'utilisation biostratigraphique. In: E. Cariou & P. Hantzpergue (eds.), *Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen*, Mémoires Elf-Aquitaine, v. 17, p. 253-271.
- VICENTE J.-C.** (1981).- Elementos de la estratigrafía mesozoica sur-Perúana. In: W. Volkheimer & E.A. Musacchio (eds.), *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretáceo de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretáceo, Buenos Aires, v. 1, p. 319-351.
- VICENTE J.-C.** (1989).- Early Late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Perú. In: G.E. Erickson, M.T. Cañas & J.A. Reinemund (Editors), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Houston, v. 11, p. 91-117.
- VICENTE J.-C., BEAUDOIN B., CHÁVEZ A. & LEÓN I.** (1982).- La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretáceo inferior. *V Congreso Latinoamericano de Geología*, v. 1, p. 121-153.
- VIEIRA C. L., IANNUZZI R., DÍAZ-MARTÍNEZ E. & GRADER G.W.** (1999a).- Contribuição ao registro de peccopterídeos da Formação Chutani (Grupo Titicaca, Bolivia) e algumas considerações sobre suas idades e paleoambiente. *Abstracts, XVI Congresso Brasileiro de Paleontologia, Crato*, p.124.
- VIEIRA C. L., IANNUZZI R., DÍAZ-MARTÍNEZ E. & GRADER G.W.** (1999b).- Presence of the morphogenus *Pecopteris* in Late Permian deposits from western Bolivia (Chutani Formation, Titicaca Group). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 71 (4-1), p. 809-810.
- VIVIER G., AUDEBAUD E. & VATIN-PÉRIGNON N.** (1976).- Le magmatisme tardi-hercynien et andin le long d'une transversale sud-péruvienne: bilan géochimique des éléments incompatibles. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris*, p. 396.
- WILSON J.J.** (1963).- Cretaceous stratigraphy of central Andes of Perú. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 47, p. 1-34.
- YUAN X., et al. (22 authors).** (2000).- Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature*, v. 408, p. 958-961.