

94



ORSTOM - BOLIVIE
DOCUMENTATION

**EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DEL
PALEOZOICO MEDIO Y SUPERIOR DE LOS
ANDES CENTRALES (14° A 18° S) EN BOLIVIA :
EVIDENCIA DEL DESPLAZAMIENTO LATITUDINAL
DE LA CUENCA DE ANTEPAIS**

PETER E. ISAACSON & ENRIQUE DIAZ MARTINEZ

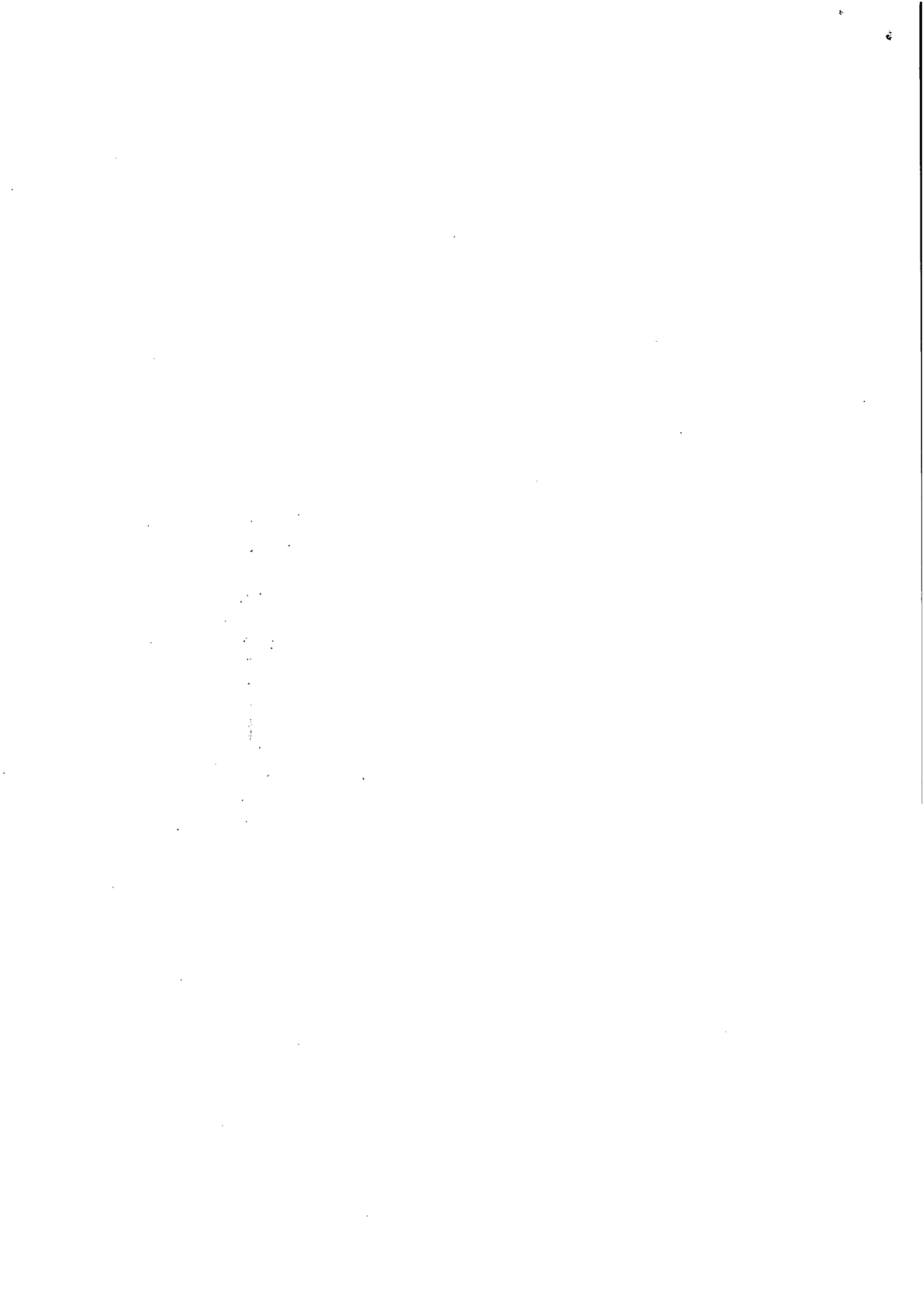
REVISTA TECNICA DE YPFB, 15 (3-4) : 265 - 282, DICIEMBRE 1994
COCHABAMBA, BOLIVIA

Fonds Documentaire IRD



010023210

Fonds Documentaire IRD
Cote : BX 23210 Ex: *requis*



EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA DEL PALEOZOICO MEDIO Y SUPERIOR DE LOS ANDES CENTRALES (14 A 18°S) EN BOLIVIA: EVIDENCIA DEL DESPLAZAMIENTO LATITUDINAL DE UNA CUENCA DE ANTEPAIS.

P. E. ISAACSON* & E. DIAZ MARTINEZ**

*Dept. of Geology, University of Idaho, Moscow, ID 83843, EE.UU.A.

**Convenio YPEB-ORSTOM, Casilla Postal 4875 - Santa Cruz, Bolivia

RESUMEN

El estudio estratigráfico, sedimentológico y paleontológico de la secuencia del Devónico a Pérmico del oeste de Bolivia permite la reconstrucción de la paleogeografía de una parte de los Andes Centrales (14 a 18°S), cuya historia sedimentaria puede dividirse en cuatro fases: (1) Sedimentación siliciclástica en una cuenca marina somera durante la mayor parte del Devónico (Lochkoviano a Frasniano), con un aumento de la sedimentación durante el Emsiano y Eifeliano, y aparentes interrupciones durante el Pragiano y Frasniano (?). La distribución de facies y espesor de sedimentos indican un área fuente situada hacia el oeste. El ambiente tectónico indicado por las areniscas del Devónico superior es de una cuenca intracratónica afectada por un cinturón de plegamiento. La fauna endémica de latitudes altas (>55°S), con algunos taxones característicos de Bolivia, se mezcla con organismos característicos del norte de África y NE de Estados Unidos (megafaunas en el Devónico medio y palinomorfos en el Devónico superior). (2) La sedimentación del Devónico tardío y Carbonífero inferior (Famenniano a Viséano) está caracterizada por depósitos glaciomarininos y de abanicos deltaicos, estos últimos con un área fuente hacia el este. La composición de los clastos es de rocas sedimentarias de las unidades subyacentes y rocas ígneas de arco magmático (granitoides, andesitas y tobas volcánicas). (3) Durante el Carbonífero medio (aproximadamente Serpukhoviano y Bashkiriano) tiene lugar una interrupción en la sedimentación, de edad variable según las zonas, que resulta en la erosión parcial o total de la secuencia del Carbonífero inferior y Devónico subyacente. (4) Durante el Carbonífero superior y hasta el Pérmico medio (Moscoviano a Artinskiano) tiene lugar sedimentación mixta siliciclástico-carbonatada. Las paleocorrientes, espesores y composición de las areniscas indican un área fuente hacia el oeste consistente en un arco magmático y cinturón de plegamiento. Las rocas carbonáticas fueron depositadas en latitudes bajas (<30°S), tal como viene indicado por las estructuras sedimentarias y diagenéticas características de ambiente semiárido y aguas cálidas, que incluyen dolomías penecontemporáneas, estructuras fenestrales y en *teepee*, calcretas, y similitudes de la fauna con la del Pérmico del oeste de Texas.

Interpretamos las variaciones faunísticas y de ambientes sedimentarios como resultado del desplazamiento de esta parte de Gondwana hacia latitudes más bajas, e influenciadas en parte por cambios climáticos y del nivel del mar. La geometría de la cuenca, distribución de isopacas y su ubicación sobre corteza continental indican que la sedimentación tuvo lugar en un ambiente tectónico de antepaís situado entre un arco magmático marginal al oeste y un cratón al este. La posición del batolito de San Nicolás en Perú (datado en 425 y 394-388 Ma) en relación a la cuenca sedimentaria de antepaís sugiere que este plutón habría formado parte del arco magmático originado por subducción de corteza oceánica proto-Pacífica bajo el margen SW de Gondwana (macizo de Arequipa y escudo brasileño). Los depósitos devónicos y carboníferos del SW de Perú constituirían el relleno de cuencas de intra-arco, mientras que faltaría el registro sedimentario de la zona proximal de la cuenca de antepaís, probablemente cubierto bajo el Altiplano y la Cordillera Occidental. La reorganización de la cuenca e intrusión de plutones durante el Carbonífero y Pérmico, así como la tectónica extensional durante el Pérmico superior, indican reajustes e interacciones entre los bordes de placas posiblemente relacionados con desplazamientos transcurrentes y disminución del ángulo de subducción de la placa.

ABSTRACT

The stratigraphic, sedimentologic and biostratigraphic study of the Devonian through Permian sequence of western Bolivia allows to reconstruct the paleogeography of this part of the Central Andes (14-18°S). The sedimentary record of this period is subdivided in 4 phases: (1) Siliciclastic sedimentation in a shallow marine basin during most of the Devonian, with an increased sedimentation rate during Emsian-Eifelian, and apparent interruptions or ralentizations during Pragian and ?Frasnian. Facies distribution and isopachs indicate a source area to the west. The tectonic setting of deposition identified for Upper Devonian sandstones is an intracratonic basin, affected by an active fold-thrust belt, and thus a retroarc foreland basin. High latitude endemic fauna, with a few characteristic taxa for Bolivia, mixed with organisms from N° Africa and NE USA (megafauna in the Mid-Devonian, and palynomorphs in the Late Devonian). (2) Latest Devonian and Early Carboniferous (late Famennian-Viséan) sedimentation is characterized by glacial marine deposits at the base and braid-delta progradation, this latter with an eastern source area. Clast composition mostly reflects recycling from underlying sedimentary units, and dissection of a

magmatic arc igneous rocks. (3) During the Mid-Carboniferous (approx. Serpukhovian-Bashkirian), deposition is interrupted, resulting in partial or total erosion of the underlying Lower Carboniferous and Devonian sequence. (4) Mixed siliciclastic-carbonate sedimentation takes place during Late Carboniferous and Early Permian (Moscovian-Artinskian). Paleocurrents, thickness and composition of sandstones indicate a western source consisting of a magmatic arc and fold-thrust belt. Sedimentary and diagenetic structures in carbonates, as well as West Texas-type fauna, indicate a warm semiarid climate, proper of low latitudes (<30-35°).

Faunal and sedimentary environment variations are interpreted as a result of shifting of this part of Gondwana towards lower latitudes, influenced in part by global climatic and sea-level changes. Sedimentation took place in a foreland tectonic setting, to the east of a marginal magmatic arc and fold-thrust belt along the western edge of Gondwana. The location of the San Nicolás batholith (S'Peru), dated as Silurian and Early Devonian, with relation to this foreland basin suggests these plutons would form part of the magmatic arc originated by subduction of the Proto-Pacific oceanic crust beneath the margin of SW Gondwana (Arequipa Massif and Brazilian shield). Devonian and Carboniferous deposits of SW Peru represent the filling of small intraarc basins. This model suggests that the record of the proximal zone of the foreland basin would be partly eroded and covered by the Western Cordillera and Altiplano Cenozoic deposits. The reorganization of the basin and intrusion of plutons during the Carboniferous and Permian, as well as the extensional regime during the Late Permian and Triassic, suggest readjustments and interaction between plate margins, possibly related with transcurrent movements and a lower angle of subduction of the plate

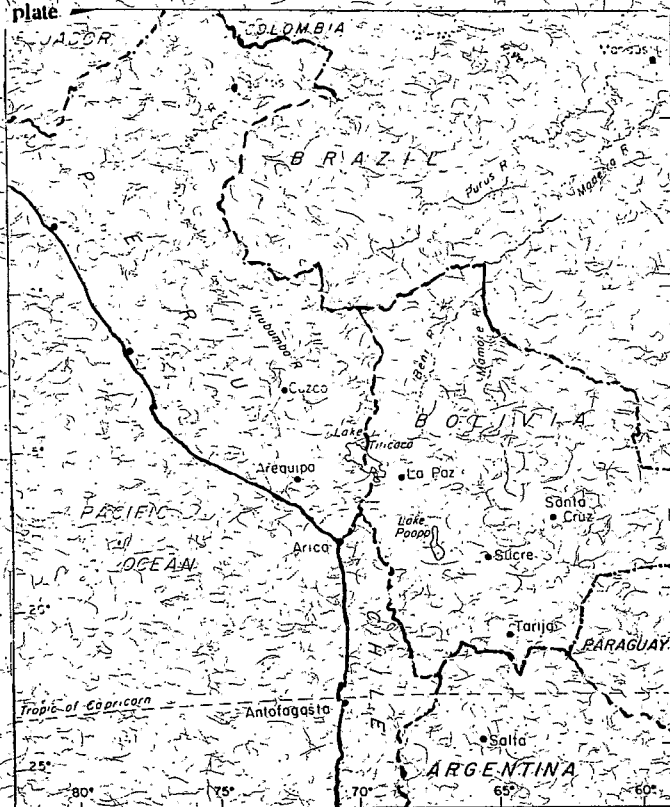


Fig. 1. - Geografía de los Andes Centrales y zonas adyacentes mencionadas en el texto.

INTRODUCCION

Las últimas síntesis de la estratigrafía, bioestratigrafía, tectónica y eventos mágnáticos del Devónico en Bolivia, Perú y norte de Chile (figs. 1, 3, 13 y 15) permiten hacer una reconstrucción de la paleogeografía de esta región durante el Paleozoico medio, y analizar su evolución durante el Paleozoico superior. Los primeros trabajos, como el de Ahlfeld & Branisa (1960), sugerían que la potente secuencia de rocas clásticas del Devónico se depositó en un geosinclinal. Zeil (1979) proponía un margen pasivo durante el Devónico, con orogénias durante el Ordovícico tardío y Carbonífero superior-Permico.

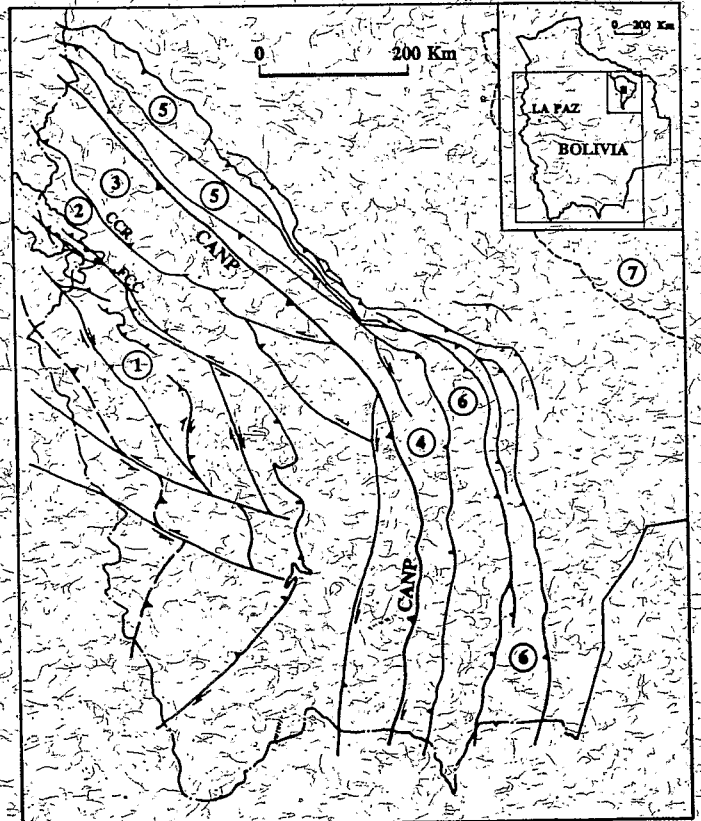


Fig. 2. - Mapa tectónico simplificado de Bolivia indicando los dominios tectonoestratigráficos (modificado de Sempere, 1987, 1990). 1: Altiplano; 2: Faja plegada y corrida de Huarina; 3: Cordillera Real; 4: Tarija-Teoponte; 5: Faja plegada y corrida del Subandino norte; 6: Faja plegada y corrida del Subandino centro y sur; 7: Escudo brasileño. CANP: Cabalgamiento andino principal, CCR: Cabalgamiento de la Cordillera Real, FCC: Frente de cabalgamiento de Coniri.

Para el estudio geológico de los Andes Centrales de Bolivia, Sempere et al. (1988) establecieron una serie de dominios tectonoestratigráficos limitados por zonas de fractura de carácter regional (Fig. 2) que difieren conceptualmente respecto de las

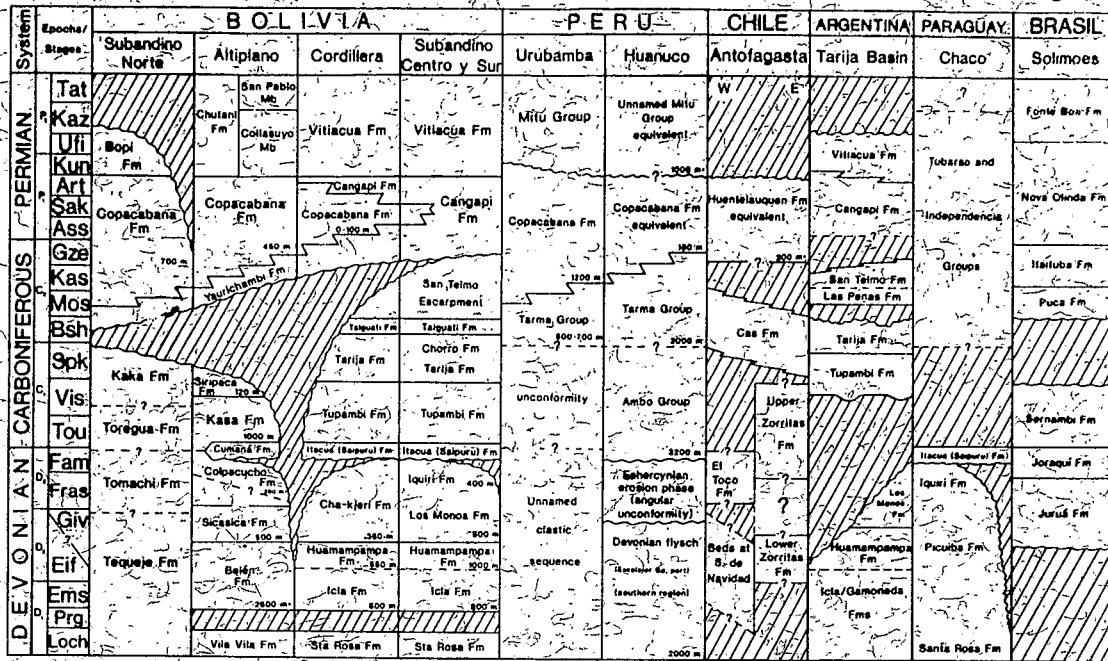


Fig. 3. - Esquema litoestratigráfico simplificado del Devónico, Carbonífero y Pérmico de los Andes Centrales y zonas adyacentes, realizado según datos de Bahlbúrg & Breitkreuz (1991), Dalmayrac *et al.* (1977), Eckel (1959), Isaacson (1977), Isaacson *et al.* (1985), Marocco (1977), Newell *et al.* (1953), Oller & Sempere, en García (1989) & Starck *et al.* (1993).

divisiones de tipo fisiográfico utilizadas anteriormente en la literatura geológica boliviana (Añfeld & Branisa, 1960; Russo, 1966; Rodrigo & Castaños, 1978). Estos dominios muestran acortamientos tectónicos y desplazamientos relativos como resultado de la orogénia andina durante el Cenozoico (Sheffels, 1990), pero no deben ser confundidos con terrenos aloctonos, ya que todos han estado unidos formando parte de Gondwana por lo menos desde el Paleozoico inferior. En relación a estos dominios, los depósitos del Paleozoico medio y superior del Altiplano, que han servido como base primordial para este estudio afloran en el tercio norte de la unidad de Charasani-Ayoma-Atocha, también llamado "faja plegada y corrida de Huarina" (fig. 2). La estructura interna de esta unidad consiste en el apilamiento de rocas del Ordovícico al Triásico inferior en una serie de pliegues y cabalgamientos imbricados y vergentes al sudoeste. Esta unidad limita con el dominio de la Cordillera Real al nordeste por medio del cabalgamiento de la Cordillera Real, y al sudoeste con el dominio del Altiplano por medio del cabalgamiento de Coniri. Aunque parte de la secuencia sedimentaria fue parcialmente erosionada y deformada durante la llamada orogénia hercínica de Dalmayrac *et al.* (1980) y Martínez (1980), la mayor parte del tectonismo tuvo lugar durante las múltiples fases de la deformación andina.

Sempere (1989) propuso que las rocas del Paleozoico de Bolivia son el resultado del relleno complejo de una cuenca de trasarco de dirección NO-SE que abarcaba la mayor parte de los actuales Andes Centrales. El cierre de esta cuenca, junto con su plegamiento y cabalgamiento durante el ciclo orogénico andino (Mesozoico y Cenozoico), resultaron en la construcción de la actual cordillera de

los Andes Centrales. La sobreimposición de esta deformación dificulta el estudio de la historia pre-andina del margen occidental de Gondwana.

ESTRATIGRAFIA

1. Secuencia siliciclástica devónica

En la figura 3 se muestran de forma esquemática las principales unidades litoestratigráficas establecidas para el Devónico de Bolivia y zona central de Sudamérica (basado en datos de Isaacson, 1975, 1977; García, 1989; Sempere, 1990; y Starck *et al.*, 1993). La mayor parte de la potente secuencia siliciclástica es de edad Devónico inferior tardío (Emsiano) y Devónico medio temprano (Bifeliano), aunque recientes hallazgos de ammonoideos (Babin *et al.*, 1991) y palinomorfos (Le Hérisse *et al.*, 1992; Racheboeuf *et al.*, 1992) sugieren que el Givetiano, Frasniano y Fameniano también están bien desarrollados. En la parte superior de la secuencia, escasa en megafósiles, los palinomorfos han permitido datar el límite Fameniano-Tournaisiano (Lobo, 1989; Vavrdová *et al.*, 1991). El Frasniano también está presente en superficie en el Subandino, y en profundidad en la zona oriental de Bolivia y Perú (Barrett y Isaacson, 1988; Isaacson & Sablock, 1990). Las principales litologías en las secuencias del centro y oeste de Bolivia son, en orden de abundancia decreciente, limolita, cuarzoarenita, lutita y argilita (Isaacson & Sablock, 1988). Hacia el sur de Bolivia abundan las areniscas feldespáticas. La distribución de litofacies y sus isopacas indican mayores espesores y tamaños de grano hacia el oeste, que disminuyen progresivamente hacia el este y sur (Isaacson, 1975).

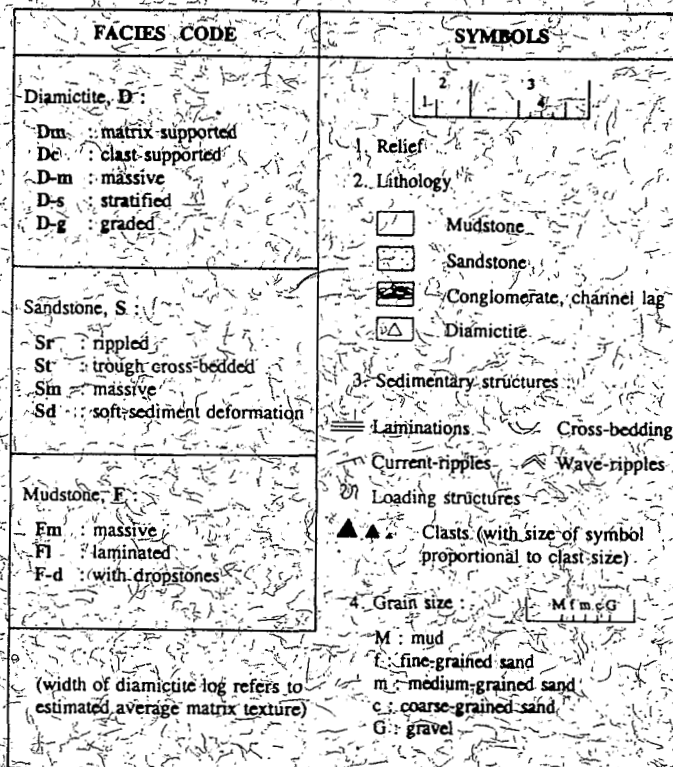
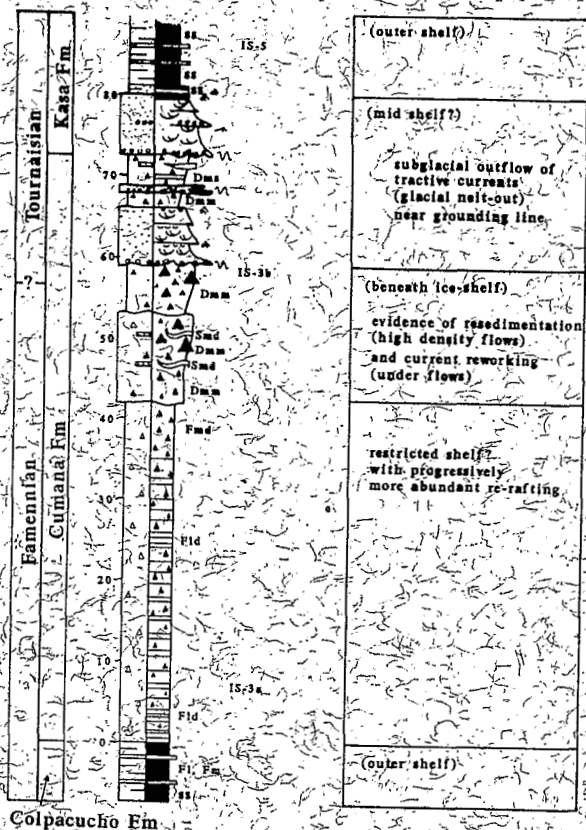


Fig. 5. - Leyenda explicativa de la figura 4.

Fig. 4. - Columna sedimentológica de la Formación Cumana en la Isla del Sol, Límite Faméniano-Tournaisiano según Vavrdová *et al.* (1991, 1993). Leyenda explicativa en la Figura 5.

En el norte de Chile (región del desierto de Atacama) se encuentran conglomerados y litarenitas del Devónico medio y Carbonífero inferior depositados en aguas someras, y que contienen lastos de andesita y diorita (Davidson *et al.*, 1981; Isaacson *et al.*, 1985; Isaacson & Sablock, 1988). Existen además turbiditas del Devónico superior (?) en el norte de Chile con un área fuente al norte y noroeste, probablemente en el macizo de Arequipa (Bahlburg, 1985; Bretkreuz & Bahlburg, 1985; Bahlburg *et al.*, 1986).

Tal como indican las figuras 8 y 9, el área de procedencia de los sedimentos de la secuencia devónica sería el macizo de Arequipa (Isaacson, 1975; Boucot *et al.*, 1980; Laubacher *et al.*, 1982), la Puna del noroeste de Argentina y norte de Chile, y el escudo brasileño (Isaacson & Sablock, 1988). Estas zonas aportaron sedimentos el oeste y centro, sur, y norte y este de Bolivia respectivamente. En el Altiplano de Bolivia, las areniscas poco retrabajadas del Devónico superior indican un ambiente tectónico de cuenca intracratónica afectada por un cinturón de plegamiento.

El macizo de Arequipa está constituido por corteza continental precámbrica (Bellido & Guevara, 1963; Cobbing *et al.*, 1977; Dalmayrac *et al.*, 1980), que Miller (1970) interpretó como parte del llamado "continente Pacífico". El bloque de la Puna está compuesto mayoritariamente de rocas ígneas del Ordovícico superior (Davidson

et al., 1981; Coua *et al.*, 1982; Palma *et al.*, 1987). Ambas áreas de procedencia se discuten más adelante en el texto. El arco magmático de la Puna también influyó en la sedimentación de la zona de Atacama, al norte de Chile, ocasionando la progradación hacia el oeste de depósitos siliciclásticos de aguas someras con un área fuente cercana (Davidson *et al.*, 1981; Isaacson *et al.*, 1985). En cuanto al escudo brasileño, es de composición similar al macizo de Arequipa (Dalmayrac *et al.*, 1980). En el centro de Perú, los depósitos turbidíticos del Paleozoico inferior y medio están afectados por metamorfismo y deformación de edad Devónico superior, cuyos efectos no son evidentes en Bolivia y norte de Chile. En algunos puntos de Perú, parte de la secuencia devónica deformada está parcial o totalmente erosionada bajo una marcada discontinuidad que la separa de los sedimentos del Carbonífero inferior (Mégard, 1973). Las evidencias de orogénesis disminuyen hacia el este y sudeste desde el centro de Perú, de tal forma que entre el Devónico y el Carbonífero de Bolivia sólo existe una ligera angularidad (Laubacher, 1974, 1977; Isaacson, 1975), en algunos casos debida más bien a procesos sedimentarios que a tectonismo y exposición subaérea.

2. Diamictitas de la transición Devónico-Carbonífero

La Formación Cumana del Altiplano de Bolivia (Díaz, 1991) se sitúa en concordancia estratigráfica sobre las lutitas de la Formación Colpacucho (figuras 4 y 5), tal como puede observarse a lo largo de más de 80 kms desde la Isla del Sol a Cumana en el lago Titicaca y en el sinclinal de Calamarca, con un espesor variable en torno a los 100 m (Díaz & Lema, 1991a; Díaz *et al.*, 1993). La base de la

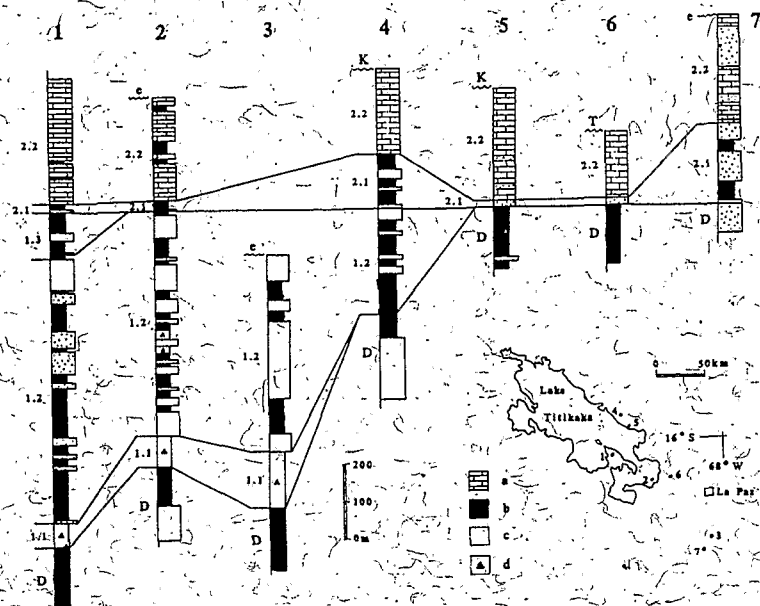


Fig. 6. - Columnas estratigráficas de los depósitos del Carbonífero en el Altiplano de Bolivia. 1: Zona de Copacabana (Hinchaca, Santa Ana, Siripaca-Belén). 2: Cumaná. 3: Calamarca. 4: Carabuco-Mina Matilde. 5: Ancoraimes. 6: Yaurichambi. 7: Colquechaca. Formaciones: D: Devónico. 1.1: Fm. Cumaná (ver también figura 4). 1.2: Fm. Kasa. 1.3: Fm. Siripaca. 2.1: Fm. Yaurichambi. 2.2: Fm. Copacabana (también en parte Pérmica, ver figura 11). Símbolos litológicos: a: calizas (con dolomía, arenisca, etc.). b: lutitas y limolitas (con carbones en el caso de 1.3). c: arenisca (con conglomerado). d: diamictita (con conglomerado y arenisca).

unidad contiene la palinozona PL del Faméniano (Vavrdová *et al.*, 1991, 1993). Los clastos presentes en la diamictita son subangulares a bien redondeados y de todos los tamaños (desde arena a bloques métricos), de cuarzoarenita, granitoides, cuarcita, conglomerado y rocas volcánicas de tipo intermedio (Díaz *et al.*, 1993). La composición variable y presencia de clastos con caras facetadas y estrías sugieren un área fuente heterogénea con glaciares.

La unidad muestra tres asociaciones de litofacies principales (Díaz *et al.*, 1993; ver figura 4). La parte inferior está dominada por lutitas laminadas con clastos y se interpreta como sedimentos de material en suspensión y transportado por icebergs. La parte intermedia, con base erosiva, son diamictitas macizas y soportadas por la matriz, con cuerpos lenticulares de arenisca deformados y bloques de tamaño muy variable, que se interpreta como resultado de deposición subglacial al borde de una masa de hielo parcialmente flotante, con re-sedimentación por procesos de movimientos en masa postdeposicionales (deslizamientos subacués) y retrabajamiento parcial por corrientes submarinas profundas. La parte superior está dominada por areniscas con estratificación cruzada con intercalación de diamictitas masivas, que se interpretan como relleno de canales originados por corrientes tractivas subglaciares próximas al frente de la base del glaciar.

Junto con otras diamictitas de Brasil y Subandino de Bolivia y norte de Argentina, la Formación Cumaná es el primer indicio de la glaciación del Paleozoico superior en Sudamérica. La Formación

Areniscas y Lutitas de Kasa, del Carbonífero inferior (figura 6), muestra la probable continuación de la glaciación en el área fuente durante la mayor parte de este periodo. El principal episodio glacial que afectó a Gondwana durante el Paleozoico superior tuvo lugar desde el Serpukhoviano (Namuriano A) al Sakmariano, precedido de dos episodios menores en el Faméniano y Viseano (Veevers y Powell, 1987). La evidencia para estos dos pequeños episodios procede de depósitos marinos y no marinos de Brasil y NO de África, así como de recientes trabajos en Bolivia (Sempere, 1990; Díaz *et al.*, 1993; Díaz, este volumen).

La base de la Formación Cumaná en la Isla del Sol ha proporcionado abundantes microfósiles, entre los que se incluyen *Retispora lepidophyta* y *Umbellaspheeridium saharicum* (Vavrdová *et al.*, 1991, 1992). La presencia de estos taxones, junto con *Hymenozonotriletes explanatus*, y la ausencia de *Verrucosisporites nitidus*, da una edad Faméniano superior (Fa 2c-d), palinozona PL (*pusillites-lepidophyta*) para la base de la diamictita. El muestreo incompleto realizado en esta localidad no permitió establecer un límite superior para la edad de la diamictita. La datación de la misma secuencia entre Carabuco y Mina Matilde, donde falta la diamictita, indica que aquí se encuentra completa la transición Faméniano-Tournaísiano.

3. Unidades siliciclásticas del Carbonífero inferior (Grupo Ambo).

Los depósitos carboníferos del Altiplano ocupan una cuenca de dirección NO-SE limitada al este y oeste por sistemas montañosos que aportaban los sedimentos, que se incluyen dentro de los grupos Ambo y Titicaca. El Grupo Ambo incluye las formaciones Cumaná, Kasa y Siripaca (figuras 3 y 6), y registra la acumulación de sedimentos desde el Faméniano superior al Viseano (y/o probablemente Serpukhoviano). La parte inferior del Grupo Titicaca, formaciones Yaurichambi y Copacabana, registra la acumulación desde el Kasimoviano al Artinskiano (Sakagami *et al.*, 1986; Sempere, 1987, 1990), aunque en el norte de Bolivia parece empezar en el Bashkiriano (B. Mamet, *com. pers.*).

El Grupo Ambo registra un cambio climático regional e inestabilidad tectónica en el área de procedencia de los sedimentos de la cuenca carbonífera. Estos depósitos, junto con los depósitos glaciares del noroeste de África, cuencas de Solimões, Amazonas y Parnaíba de Brasil, y Subandino de Bolivia y norte de Argentina, representan un importante periodo de glaciación sobre gran parte de Gondwana occidental (Veevers & Powell, 1987). En Bolivia, las cordilleras adyacentes a la cuenca desarrollaron una cubierta de hielo durante el Faméniano, Tournaísiano y parte del Viseano. Los depósitos de abanico deltaico de la Formación Kasa registran el retroceso gradual de los glaciares a las montañas adyacentes. Esta formación muestra además un aumento de la velocidad de sedimentación y de subsidencia probablemente relacionado con la evolución de la cuenca de antepaís. La discontinuidad de carácter local que caracteriza la base de este grupo estaría relacionada en

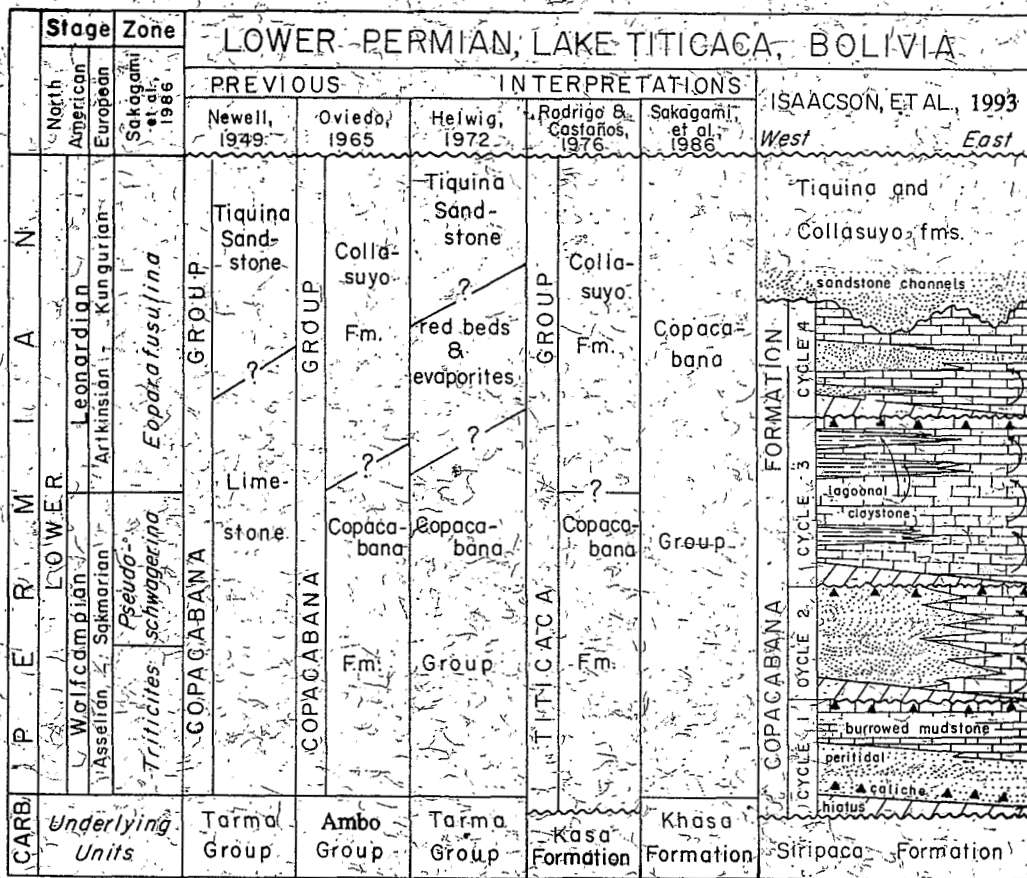


Fig. 7.- Litoestratigrafía, bioestratigrafía y nomenclatura estratigráfica previa de la Formación Copacabana (Carbonífero superior-Pérmico inferior). Los ciclos, hiatos, caliches (indicados con triángulos) y petrología sedimentaria se discuten en Isaacson *et al.* (1993) y en el texto.

parte con los procesos erosivos y deposicionales típicos de ambientes glaciomarinós, en lugar de con emersión y erosión subárea. Aparte del carácter erosivo, de los flujos de gravedad y transportes en masa frecuentes en estos ambientes, es posible la formación de discontinuidades erosivas en ambientes marinos durante períodos glaciales, como resultado de corrientes de densidad en profundidad procedentes de las áreas glaciadas (Johnson, 1974).

No es necesario proponer cambios climáticos, de ambiente tectónico o de área fuente para explicar las diferencias en la composición modal y características texturales entre las finas cuarzoarenitas del miembro inferior de la Formación Kasa y las areniscas feldespáticas de su miembro superior. Está demostrado que la clasificación hidráulica, retrabajamiento por corrientes y procesos de alteración diferencial presentes en las zonas costeras y plataformas siliciclásticas someras pueden originar estas diferencias (Mack, 1984; Dickinson, 1988). El efecto de estos procesos es mayor si va acompañado de retrabajamiento por tormentas y oleaje. Suttner *et al.* (1981) muestran algunos ejemplos interesantes de modificación de la petrofacies por el medio sedimentario comparando depósitos de abanicos aluviales con depósitos de plataforma siliciclástica, caso

muy similar a lo que ocurre con la Formación Kasa.

El ambiente sedimentario y composición modal de las areniscas feldespáticas de grano medio a grueso de la Formación Kasa están fuertemente condicionados por el clima frío y escasa vegetación presentes durante su deposición. La transición de la Formación Kasa a la Formación Siripaca marca un importante cambio en la paleogeografía y paleoclimatología de la cuenca, incluyendo la progresiva desaparición de los glaciares con el aumento de la temperatura, aumento de la cubierta vegetal, y reducción del relieve en el área fuente. Estos cambios tuvieron lugar como resultado del desplazamiento de esta parte de Gondwana hacia latitudes menores (Caputo & Crowell, 1985; Veevers & Powell, 1987; Díaz *et al.*, 1993), aunque durante este mismo período, y a escala global, la tendencia del paleoclima es hacia un enfriamiento general (Veevers & Powell, 1987; Sablock, 1993).

4. Discontinuidad del Carbonífero medio.

La Formación Siripaca representa el final del relleno de la cuenca del Altiplano y de la regresión hacia el norte o noroeste del mar en la cuenca de antepaís. Durante el Serpukhoviano y Bashkiriano tiene lugar un período de erosión subárea y no-deposición en el Altiplano, mientras que la sedimentación continúa en las cuencas adyacentes del Subandino centro y sur (Grupo Machareti) y Subandino norte (formaciones Kaka y Nube) de Bolivia (Sempere, 1990). Como resultado de la regresión hacia el norte, la laguna estratigráfica representada por la discontinuidad aumenta hacia el sur. Esta regresión estaría relacionada con los dos eventos globales de regresión que tuvieron lugar durante el Viseano superior y Serpukhoviano (Saunders & Ramsbottom, 1986) como resultado de la formación de grandes masas glaciares durante el principal episodio glacial en Gondwana (Veevers & Powell, 1987).

5. Sedimentación mixta del Carbonífero superior y Pérmico inferior.

Después de la interrupción en la sedimentación del Carbonífero medio, de diferente duración según las regiones, tuvo lugar una transgresión marina de carácter progresivo desde el norte y noroeste,

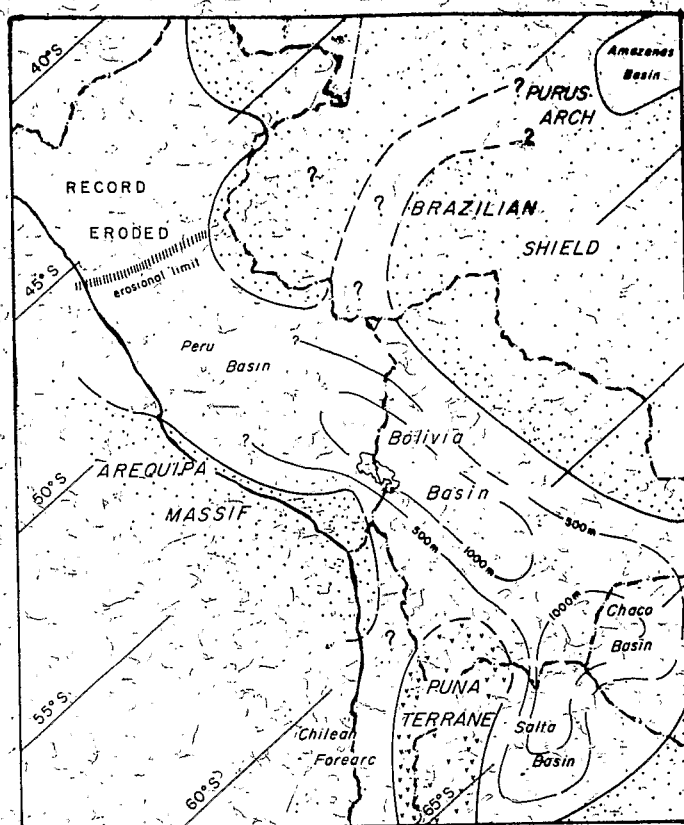


Fig. 8. - Esquema paleogeográfico de los Andes Centrales durante el Devónico inferior tardío (Emsiano). Los elementos estructurales principales responsables de las cuencas de Perú y Bolivia incluyen el arco magmático del Ordovícico superior de la Puna, el macizo de Arequipa (con los batolitos del Devónico inferior) y el escudo brasileño (ver figura 3). Las latitudes están tomadas de Isaacson & Sablock (1990).

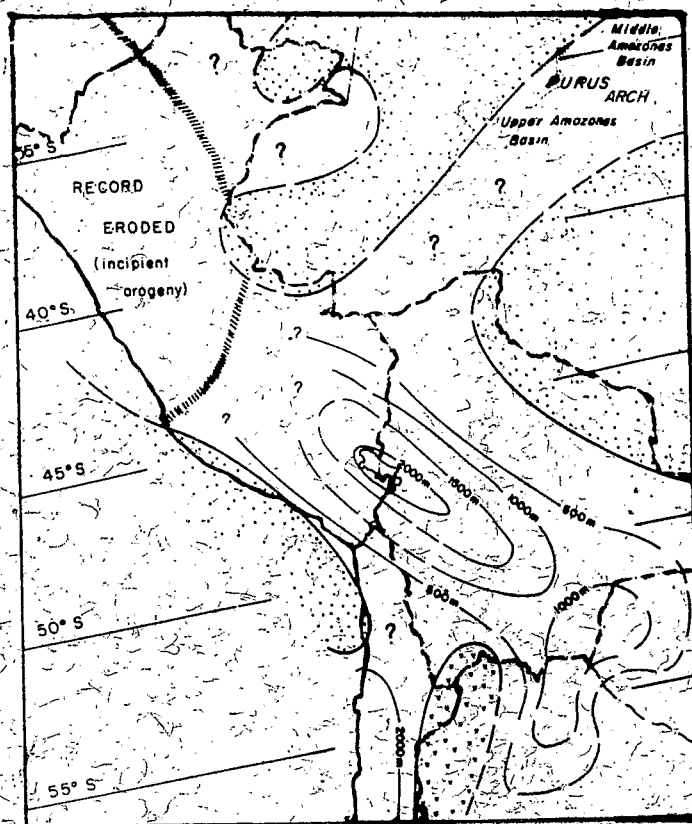


Fig. 9. - Esquema paleogeográfico de los Andes Centrales durante el Devónico medio (Eifeliano-Givetiano), en que tiene lugar la máxima transgresión, subsidencia y sedimentación en la cuenca (modificado de Isaacson & Sablock, 1990)

representada por las formaciones Yaurichambi y Copacabana en el Altiplano (Díaz, 1991). El cambio gradual en los niveles de base locales de los sistemas aluviales produjo un manto de depósitos fluviales, deltaicos y costeros en la base de la transgresión, representado por la Formación Yaurichambi. También tuvo lugar un cambio en la orientación de las paleocorrientes con respecto al Carbonífero inferior, el cual refleja una reorganización general de los sistemas de drenaje de la cuenca (Sempere *et al.*, 1986; Marocco *et al.*, 1987). Los depósitos transgresivos de la Formación Yaurichambi rellenaron la paleotopografía creada durante el Carbonífero medio, resultando en secuencias de espesor variable (mayores en las zonas de Carabuco y Colquencha que en Ancoraimes y la sección tipo). Los paleosuelos en esta formación indican un clima cálido con precipitaciones variables (húmedo a semiárido) durante este periodo de evolución de la cuenca, que después continúa con la deposición de materiales heterolíticos y carbonáticos de la Formación Copacabana.

Tal como muestra la figura 7, la Formación Copacabana está compuesta de arenisca, lutita, caliza, dolomía y otras litologías, con frecuentes cambios laterales de facies. En términos generales se

pueden distinguir dos miembros: uno inferior con los ciclos 1 y 2, dominado por rocas siliclásticas, y otro superior con los ciclos 3 y 4, dominado por rocas carbonáticas (ver la figura 7). La parte superior de la Formación Copacabana pasa gradualmente al Miembro Collasuyo de la Formación Chutani en el Altiplano, o a la Formación Cangapi hacia el sur de Bolivia (Sempere, 1990).

La presencia en las rocas carbonáticas de estructuras sedimentarias características de exposición subaérea, según los criterios de Esteban & Klappa (1983) y Flügel (1982), permite reconocer ciclos eustáticos dentro de la Formación Copacabana. Entre estas se incluyen estructuras fenestrales, estructuras en teepee y caliches. La evolución de estos ciclos está afectada por reajustes tectónicos de la cuenca, de tal forma que los ciclos 1, 2 y 4 muestran un considerable flujo de terrígenos desde el oeste (hacia donde se ubicaría el arco magmático y cinturón de plegamiento) cuya acumulación sobrepasa a la subsidencia y tienden a progradar sobre la cuenca originando ambientes más someros (figura 7). El ciclo 3 contiene argilitas y margas que indican una relativa tranquilidad temporal del área fuente. En conclusión, a pesar del periodo de transgresión global del Pérmico inferior (Vail *et al.*, 1977), la cuenca de los Andes Centrales

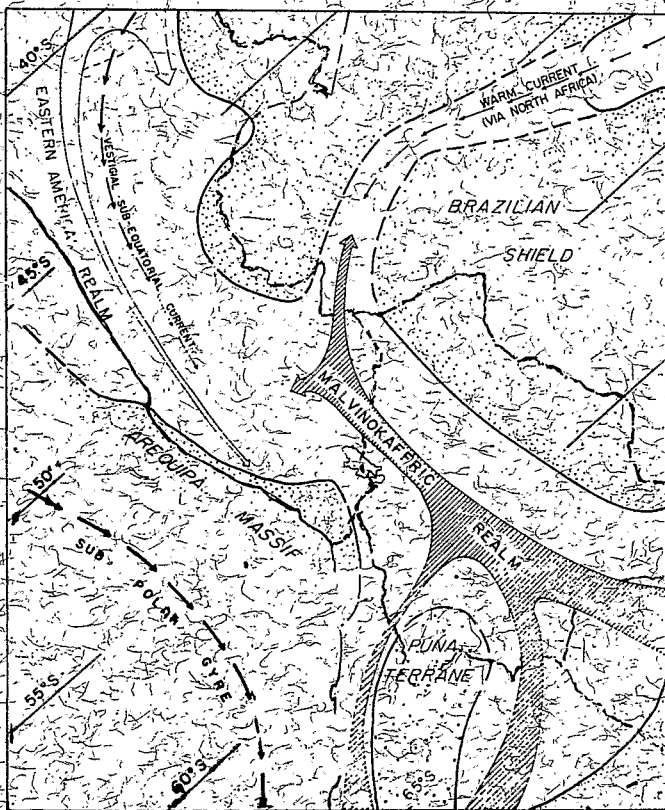


Fig. 10. - Esquema paleogeográfico de los Andes Centrales durante el Emsiano. Las corrientes frías de latitudes altas mantuvieron la baja diversidad de la fauna malvinokáfrica. Las corrientes cálidas residuales procedentes de Colombia e interior de Norteamérica originaron la fauna de la provincia oriental de América (Eastern American Realm) en supuestas cuencas de intrarco en el sur de Perú. La conexión con las cuencas del Amazonas fue efímera (modificado de Isaacson & Sablock, 1990).

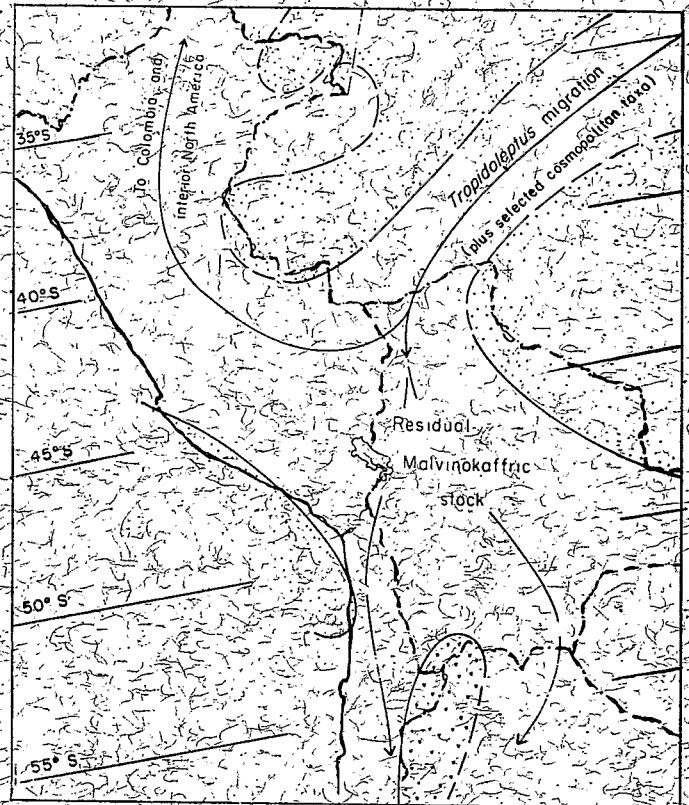


Fig. 11. - Esquema paleogeográfico de los Andes Centrales durante el Devónico medio. Las bajas latitudes (ver figura 15) y la transgresión marina permitieron la entrada de *Tropidoleptus* y otros taxones desde el norte de África. La fauna malvinokáfrica residual se mantuvo con una baja diversidad en Bolivia y regiones adyacentes (modificado de Isaacson & Sablock, 1990).

de Bolivia se mantuvo durante el Carbonífero superior y Pérmico inferior como una cuenca intracratónica somera, sin grandes variaciones del nivel del mar, y afectada por un prógeno de subducción hacia el oeste.

PALEOBIOGEOGRAFÍA

El estudio del significado paleobiogeográfico de las faunas y floras devónicas a pérmicas de los Andes Centrales está muy influenciado por la considerable variabilidad de la abundancia, frecuencia y tipo de organismos que se recuperan. El Devónico, por mucho tiempo considerado como "clásico" desde los estudios de d'Orbigny (1842), y con una inusual abundancia y diversidad de fauna, ha sido considerado como parte de una provincia paleobiogeográfica "austral" de aguas frías (Clarke, 1913). El Carbonífero inferior es bastante escaso en fauna, mientras que la rica fauna del Carbonífero superior y Pérmico ha sido objeto de múltiples estudios, incluidos los de Dunbar & Newell (1946) y Newell *et al.* (1953), que la relacionaron con la fauna del oeste de Texas.

1. Paleobiogeografía del Devónico.

La paleobiogeografía del Devónico de los Andes Centrales está influenciada por dos factores principales: el emplazamiento paleogeográfico de la región y su elevada posición latitudinal y bajas temperaturas durante el Devónico inferior (figura 8), con influencia de corrientes algo más cálidas durante el Devónico medio (figura 9). La fauna endémica malvinokáfrica (Richter & Richter, 1942) del Sur de Sudamérica, Antártida y Sur de África han sido siempre atribuidas a un ambiente de agua fría (figura 10), con enlaces evolutivos con los organismos de la provincia del Norte de la cuenca de los Apalaches, en los Estados Unidos (Boucot, 1971; Isaacson, 1977). Los braquiópodos del Devónico inferior de la provincia de América Oriental en el interior del sur del Perú (Boucot *et al.*, 1980) entraron en la región siguiendo corrientes cálidas desde el norte, cuyas rutas de migración podrían haber estado restringidas por la geometría de cuencas de intrarco y trasarco (figura 14). En una posición más alta de la secuencia se encuentra una fauna de mucha menor diversidad que tentativamente identificamos como "post-Malvinokáfrica" (figura 11), que incluye el género de braquiópodos

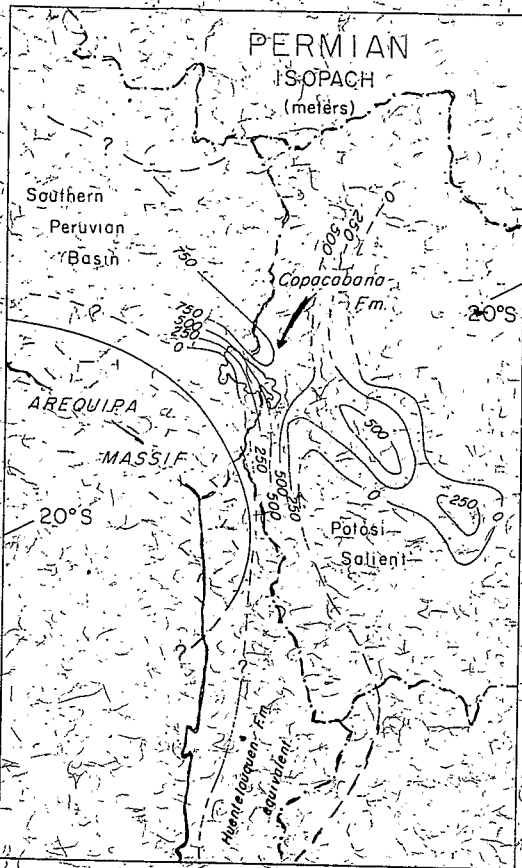


Fig. 12. - Esquema paleogeográfico para las cuencas pérmicas de Perú, Bolivia y norte de Chile (modificado de Rodrigo & Castaños, 1978; Rivano & Sepúlveda, 1983; Marocco, 1977). Isopacas en metros. La información de sondeos en el norte de Bolivia es incompleta. La posición latitudinal está tomada de Veevers (1984). El macizo de Arequipa se reactiva durante el Pérmico como fuente de sedimentos (Neyell *et al.*, 1953; Isaacson *et al.*, 1993).

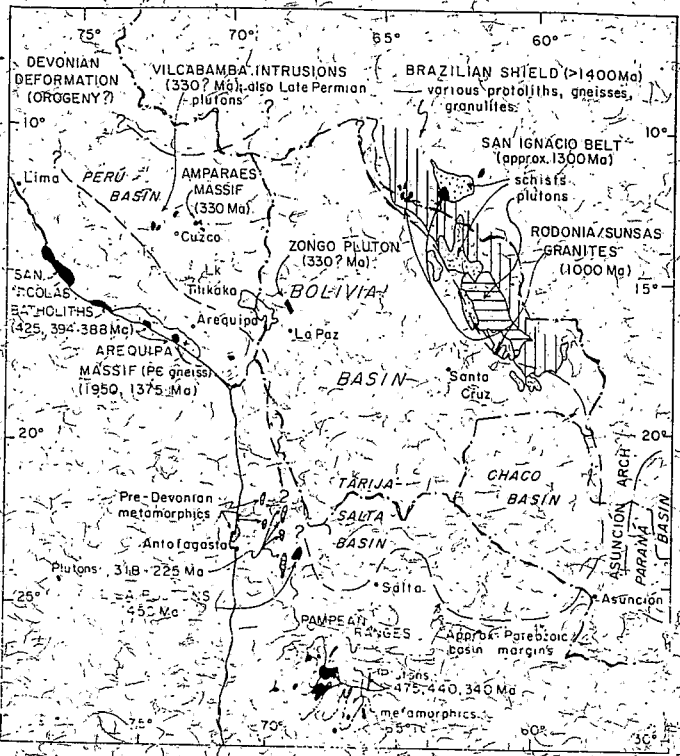


Fig. 13. - Resumen de los datos disponibles sobre los eventos igneos y metamórficos del Precámbrico, Ordovícico, Devónico, Carbonífero y Pérmico inferior que afectaron a la evolución paleogeográfica de las cuencas paleozoicas de los Andes Centrales. Datos tomados de Shackleton *et al.* (1979) y Mukasa & Henry (1990) para los batolitos de San Nicolás y macizo de Arequipa; de Carlier *et al.* (1982) para las intrusiones de Vilcabamba y Zongo; de Lithland *et al.* (1985) para el escudo brasileño, cinturón de San Ignacio y afloramientos de Rodonia/Sunsas; de Rapela *et al.* (1982) para las intrusiones y metamorfismo de las Cordilleras Pampeanas; y de Boric *et al.* (1990) para el norte de Chile.

"circum-atlánticos", *Tropidoleptus* (Isaacson & Perry, 1977) y otros taxones. *Globithyris* (o *Rhipidothyris*), sobre *Tropidoleptus* en la secuencia devónica (Isaacson, 1974), podrían proceder de Libia, donde ambos taxones están presentes en la Formación Idrí, de edad Givetiano (Haylicek & Rohlich, 1987). Esta fauna del Devónico medio no alcanza la diversidad de la fauna *Hamilton* y otra fauna givetiana de Nueva York y norte de África.

La provincialidad faunística presente durante el Devónico inferior y medio estuvo probablemente influenciada por la formación de una extensa cuenca en Perú, Chile y Bolivia. La elevada posición latitudinal de esta región permitió que la fauna malvinokáfrica de agua fría colonizara gran parte de Sudamérica. La penetración de fauna malvinokáfrica a las latitudes más bajas (por ejemplo *Australocoelia*, según Megard, 1973) corresponde a grandes rasgos con una corriente subpolar paralela al margen occidental de Sudamérica hasta aproximadamente los 40°S (figura 10).

Durante el Devónico medio, el movimiento hacia el norte de Gondwana occidental, unido con una transgresión marina,

introdujeron la fauna de aguas cálidas de la provincia de América Oriental más hacia el Sur, hasta Bolivia. Además, ciertos taxones de braquiópodos llegaron desde el norte de África. Isaacson & Perry (1977) sugieren que *Tropidoleptus* llegó a Bolivia por la cuenca del Amazonas. Otros taxones, como *Globithyris* o *Rhipidothyris*, podrían haber aprovechado este brazo de mar, aunque en Bolivia no se encuentran todos los taxones del Norte de África.

2. Paleobiogeografía del Carbonífero.

A pesar de la escasa presencia de megafauna marina en el Carbonífero de Bolivia, Isaacson *et al.* (1985) citan braquiópodos del Carbonífero inferior (Tournaisiano) del norte de Chile (figura 15). Dutro & Isaacson (1993) muestran cómo esta asociación está caracterizada por varias familias de braquiópodos con conchas gruesas y grandes, aunque generalmente es de baja diversidad. Estas "grandes conchas" se encuentran también en Perú central, noroeste de Argentina, este de México (Oaxaca y Tamaulipas), Apalaches orientales, este de Virginia Occidental, Libia, Irán y sudeste de Australia, sugiriendo que la presencia de esta fauna en el norte de Chile representa una fauna relativamente cosmopolita (y por lo tanto

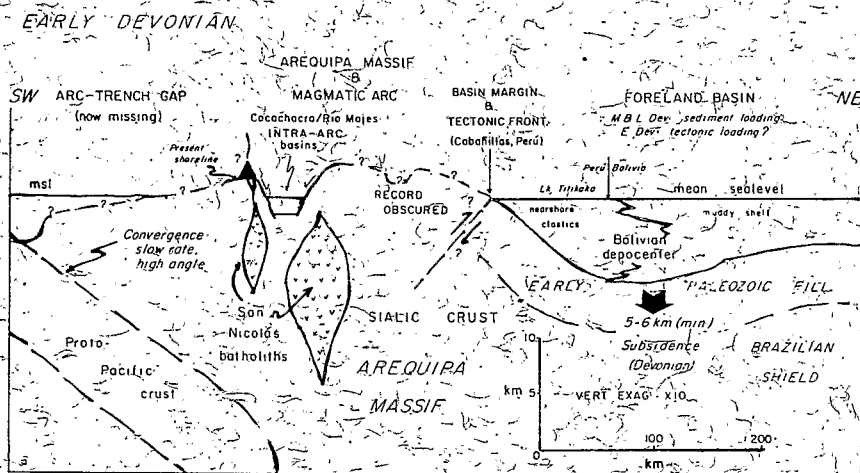


Fig. 14. - Modelo simplificado de sección estructural del margen occidental de Gondwana durante el Devónico inferior, incluyendo los batolitos de San Nicolás (Mukasa & Henry, 1990). El apilamiento cortical (subducción de tipo B) en el flanco oriental del arco magmático favoreció la acentuación de la subsidencia para la sedimentación de la potente secuencia Devónica, cuyo peso coadyuvó a la continuación de la subsidencia.

más bien controlada por las facies). En cuanto a la fauna del Carbonífero superior, Newell *et al.* (1953) discuten el significado de la fauna procedente de Perú, también de carácter cosmopolita, aunque con una diversidad algo menor comparada con las faunas coetáneas de Norte América.

3- Paleobiogeografía del Pérmico.

Siguiendo el trabajo de Dunbar & Newell (1946) sobre los fusulinidos de la Formación Copacabana, esta unidad había sido considerada como de edad Wolfcampiano en su mayor parte. El detallado estudio bioestratigráfico de fusulinidos y conodontos realizado por Sakagami *et al.* (1986) y Suárez *et al.* (1987) confirmó para las rocas carbonáticas del norte y oeste de Bolivia una edad Virgiliano (Carbonífero superior) a Leonardiano inferior (Pérmico). Trabajos más recientes (B. Mamet, com. pers.) sugieren que gran parte de la secuencia carbonática es más antigua (Morrowan), sobre todo hacia el norte del país. Aunque de menor importancia en la región del Altiplano, existen discontinuidades en la sedimentación entre los depósitos virgilianos y subyacentes, así como entre el Leonardiano y Guadalupiano (Miembro Collasuyo, figura 3). Anteriormente hemos mencionado la presencia de discontinuidades y paraconformidades menores dentro de los estratos del Wolfcampiano en la zona del lago Titikaka. La discontinuidad erosiva del Carbonífero medio se hace más pronunciada y visible hacia el sur y hacia el este (Barth, 1972; Azcuy *et al.*, 1982).

La micro y megafauna de la Formación Copacabana es considerada afín a la del oeste de Texas (Dunbar & Newell, 1946). Basándose en los fusulinidos presentes, Newell *et al.* (1953) describieron una fauna peruana de distribución restringida, aunque la mayor parte de los taxones se encuentran simultáneamente en Norteamérica (y otras localidades cosmopolitas) y en los Andes de Sudamérica. Wilson (1990) presenta una correlación bien

documentada de taxones de corales rugosos de Bolivia, Perú, Guatemala y sudoeste de Estados Unidos. Estas localidades forman la provincia de Ciataxonidos de Hill (1981), que es bastante diferente de la cercana provincia de Duraminidos, en el oeste y noroeste de Estados Unidos. Teniendo en cuenta las separaciones biogeográficas presentes dentro de Norte América, es de considerable interés la presencia de una única provincia para parte de Norteamérica y Sudamérica, lo cual demuestra la estrecha conexión paleogeográfica existente entre los dos subcontinentes.

Ross (1973) definió un unidad biogeográfica incluyendo parte de los Andes y sur de Norteamérica, extendiéndose desde México y Marruecos hasta el sur de Santiago de Chile. En el mismo trabajo, relaciona la provincia de fusulinidos del sur de Norteamérica del Carbonífero superior y Pérmico inferior con una provincia biogeográfica similar para los corales rugosos y cefalópodos amonoides. Gobbett (1973) identificó importantes conexiones con las formas del Tethis; así como taxones ampliamente cosmopolitas. Boucot & Gray (1979) describieron una corriente marina cálida meridional de circulación superficial que afectaba de igual forma la costa de Gondwana en Sudamérica y el sur de Estados Unidos, mientras que una corriente septentrional afectaba al oeste de Norteamérica, permitiendo que diferentes faunas existieran a poca distancia paleogeográfica una de otra.

PALEOGEOGRAFÍA

Paleogeografía del Devónico

Las actuales reconstrucciones paleogeográficas del margen continental occidental de Gondwana en Perú y Chile (figuras 8 y 9) demuestran que la sedimentación en este margen estaba influenciada al menos por dos áreas fuente diferentes. La primera, el macizo de Arequipa, aportó un gran volumen de sedimentos a las cuencas de Perú y Bolivia (Isaacson, 1975; Zeil, 1979; Dalmayrac *et al.*, 1980). La segunda, que consiste en un arco magmático del Ordovícico superior en el noroeste de Argentina (Coira *et al.*, 1982; Mpodzis & Forsythe, 1983; Palma *et al.*, 1987), influyó en la sedimentación en el norte de Chile y en Bolivia. El análisis preliminar de la paleogeografía del Devónico y Carbonífero inferior de esta complicada región sugiere que el macizo de Arequipa (o por lo menos la zona de antearco, como sugiere la figura 14) se extendía más allá de la actual costa occidental de Sudamérica y que tenía una conexión hacia el sur con el norte de Chile (Isaacson, 1975; Isaacson & Sablock, 1988; Isaacson & Sablock, 1990). La cuenca de Bolivia se encuentra entre el norte de Chile y el centro del Perú, en la que la epirogenésis y orogénesis del margen continental han contribuido como un factor dominante en las variaciones regionales del nivel del mar y la presencia de discontinuidades (a veces con marcada

angularidad) entre el Devónico y el Carbonífero. Durante el Devónico superior y Carbonífero inferior la cuenca del sur de Perú se levantó como resultado de la compresión entre el macizo de Arequipa y el escudo brasileño, acompañado de la intrusión de los batolitos de San Nicolás en el Devónico inferior (Mukasa & Henry, 1990; ver más abajo). Los ejes de los pliegues en Perú indican que las fuerzas compresivas actuaban en dirección SO-NE (Megard, 1973; Dalmayrac *et al.*, 1980). La *mélange* de la costa de Chañaral del norte de Chile indica compresión (Bell, 1987). Algunas evidencias indican que la subducción se inició en el norte (Perú) y se propagó hacia el sur (Bahlburg *et al.*, 1986). En el centro de Chile esta convergencia probablemente originó la colisión de varios arcos isla y microcontinentes, según Bell (1987) y Ramos *et al.* (1986).

En cuanto a la paleogeografía, estos sucesos restringieron los brazos de mar abiertos anteriormente a lo largo del este de Perú, oeste de Bolivia y norte de Chile y Argentina durante el Devónico. Por lo tanto, la glaciación del Devónico superior en Bolivia (Díaz *et al.*, 1993) y a lo largo de la cuenca superior del Amazonas (Rocha Campos, 1983; de Melo, 1988) habrían ocurrido sobre zonas orogénicas de considerable altitud como el centro y oeste de Perú o el sur de Bolivia y norte de Argentina. Sin embargo, hubo entradas de mar adyacentes a estas montañas, con sedimentación de lutitas negras en la región del Alto Amazonas (Hüniken *et al.*, 1988).

Paleogeografía del Carbonífero

La identificación de la probable fuente de los clastos de las diamictitas de la Formación Cumaná es de gran importancia para la reconstrucción de la cuenca carbonífera. La cuenca de trasarco del Paleozoico de los Andes Centrales (Sempere, 1989), de dirección NO-SE y limitada al oeste por el macizo de Arequipa (Isaacson, 1975) con un arco paleozoico sobrepuesto (Mukasa & Henry, 1990), y al este por el escudo brasileño fue parcialmente interrumpida por un "cinturón eohercínico" del Fameniense al Viseano (Dalmayrac *et al.*, 1980; Sempere, 1989, 1990). El estudio de la procedencia de los granitoides en la diamictita facilitaría la determinación de las montañas con glaciares. El tamaño de estos clastos (de hasta más de 2 metros de diámetro en la Quebrada de Chamacani) y escaso metamorfismo podrían haber conservado la composición geoquímica e isotópica en el núcleo de los clastos. Sin embargo, por el momento no hay estudios acerca de este problema, lo cual deja tres áreas de procedencia potenciales: a) el cinturón eohercínico que limitaría la cuenca hacia el este (Sempere, 1987); b) el arco magmático del Paleozoico inferior de la Puna hacia el sur (Coira *et al.*, 1982; Allmendinger *et al.*, 1983); o c) el macizo de Arequipa hacia el oeste. El ambiente de plataforma marina relativamente profunda de las unidades directamente bajo y sobre la Formación Cumaná implican un mayor índice de acumulación en las zonas proximales de la cuenca cercanas a la costa (Powell, 1988). La ausencia de las correspondientes facies proximales y espesores apropiados en las secciones del Carbonífero al este de la cuenca favorecerían la idea de un área fuente para las diamictitas situada hacia el oeste o hacia el sur. La datación isotópica y geoquímica de estos bloques graníticos aportaría datos interesantes sobre su procedencia y la paleogeografía de la cuenca.

Basándonos en una reciente revisión de la litoestratigrafía del sistema Carbonífero en el Altiplano de Bolivia (Díaz, 1991) proponemos el siguiente esquema de evolución paleogeográfica y paleoclimática para el Carbonífero. La sedimentación empezó con depósitos glaciomarininos (Formación Cumaná) durante el Fameniense superior, que constituye la base de una compleja secuencia estrato y granocreciente como resultado de progradación costera (Grupo Ambo). Esta secuencia incluye depósitos de plataforma siliciclástica somera dominada por el oleaje y las tormentas (miembro inferior de la Formación Kasa). La intercalación de estos depósitos marinos con otros depósitos de llanuras aluviales de canales entrelazados (*braided*) registra la progradación de un complejo de deltas dominado por la acción fluvial y el oleaje (miembro superior de la Formación Kasa), probablemente como resultado de actividad tectónica y glaciación en las montañas colindantes. La unidad suprayacente marca un cambio importante en el estilo fluvial, de canales trenzados en la Formación Kasa a canales meandriiformes en la Formación Siripaca. Esta última unidad se acumuló en una llanura deltaica dominada por la acción fluvial que registra el relleno de la cuenca bajo condiciones de menor aporte de sedimentos y menor pendiente deposicional. La Formación Siripaca concluye la sedimentación del Grupo Ambo, seguida de un periodo erosivo que llega a borrar el registro del Carbonífero inferior y Devónico superior en algunas áreas. Durante el Kasimoviano tiene lugar una transgresión marina desde el norte acompañada de la migración lateral de los depósitos aluviales y costeros en el Altiplano (Formación Yaurichambi). A continuación tiene lugar la formación de una rampa carbonatada somera que se mantuvo hasta el Pérmico (Formación Copacabana).

La evolución de la cuenca de Bolivia registra importantes cambios climáticos relacionados con el desplazamiento de esta parte de Gondwana hacia latitudes más bajas, al mismo tiempo que tienen lugar cambios climáticos y eustáticos globales (la principal glaciación de Gondwana) y tectónica regional (la llamada deformación eohercínica). La interacción entre estos factores originó las variaciones en la sedimentación del Carbonífero en el Altiplano.

Las diamictitas de la Formación Cumaná apoyan la idea del episodio glacial del Devónico superior en Sudamérica, descrito por Caputo (1985), Caputo & Crowell (1985), y Veevers & Powell (1987). De la secuencia de facies y escaso espesor de esta unidad se puede inferir un único avance y retroceso sobre la cuenca de glaciación de tipo alpino. Estudios recientes de ambientes glaciomarininos modernos y antiguos permiten la diferenciación entre estilos de deposición polar, subpolar y templada (Crowell, 1988; Matsch & Ojakangas, 1988; Brodzikowsky & Van Loon, 1991). Los clastos redondeados, abundantes clastos caídos (*dropstones*), frecuentes clastos estriados, aportes de sedimento en suspensión y flujos en masa, y depósitos de aguas de deshielo subglaciares, en conjunto indican una masa de hielo de base húmeda en un ambiente glaciación templado. A pesar de la escasez de depósitos transportados por icebergs en el modelo actual de sedimentación en glaciares de tipo templado del golfo de Alaska (Molnia, 1983, 1988), los modelos teóricos de sedimentación por icebergs en ambientes glaciares templados llevan asociada una alta tasa de sedimentación (Dowdeswell, 1988). Este ambiente templado coincide con las reconstrucciones paleogeográficas de Gondwana para el Devónico

superior, con el Altiplano situado a unos 55-65° de latitud (Isaacson & Sablock, 1989, 1990).

Paleogeografía del Pérmico

La presencia de un clima cálido en el norte y oeste de Bolivia (formaciones Yaurichambi y Copacabana), al mismo tiempo que las cuencas de Argentina y sur de Bolivia registran influencia glacial en la sedimentación (Hambrey & Farland, 1981), puede explicarse por el elevado gradiente latitudinal de temperaturas que tiene lugar durante los episodios de glaciación, originando zonas ecuatoriales más cálidas y estrechas (Raymond *et al.*, 1989, 1990; Sablock, 1993).

La figura 12 muestra una propuesta de configuración de la cuenca de Bolivia y norte de Chile para el Pérmico inferior. La información de isopacas procede de nuestro propio estudio y del trabajo de Rodrigo & Castaños (1978). Información más reciente de YPFB sugiere sin embargo que el Pérmico se extiende bajo el Subandino norte, con un posible alto paleogeográfico separando las unidades expuestas en el lago Titicaca de las áreas hacia el norte y nordeste. B. Mamet (com. pers. 1993) ha identificado foraminíferos del *Morrowano* en los pozos de Pando X-1 y Manuripi X-1, en el departamento de Pando, proporcionando evidencia de que los carbonatos y evaporitas aparecen ya en la base del Carbonífero superior.

De acuerdo con recientes estudios en el norte de Chile (Hervé *et al.*, 1981; Rivano & Sepulveda, 1983), parece que existió una conexión marina entre esta región y el norte de Bolivia, al menos temporalmente. A partir de la distribución de afloramientos pérmicos, también parece haber existido un alto paleogeográfico (alto o saliente de Potosí, figura 12) separando la cuenca principal de Bolivia de la del norte de Chile. Newell *et al.* (1953) describieron una orogénesis pérmica en la región como causa principal del levantamiento de la Cordillera Occidental. La mezcla de terrígenos vulcanogénicos con carbonatos en el norte de Chile (Niemeyer *et al.*, 1985) confirmaría esta idea. Newell *et al.* (1953) sugieren además que la orogenia formó una cordillera a lo largo de la costa occidental de Sudamérica, posiblemente relacionada con otros eventos orogénicos tardíos descritos por Dalmayrac *et al.* (1980), aunque la descripción de la sedimentación relacionada con ellos (Miembro Collasuyo y unidades equivalentes) no es el objeto de este estudio.

El Pérmico inferior fue un periodo de escasa actividad tectónica, según el margen septentrional de Gondwana, situado próximo al Ecuador en esa época (Scotese & McKerrow, 1988), completaba la colisión con Laurussia (Ziegler, 1989). Asumiendo que haya tenido lugar poco acortamiento en las latitudes entre el norte de Gondwana y Bolivia, que entonces se situaría entre 20-25° Sur (Veevers, 1984), la región del centro de Chile habría estado situada entonces entre 40-45° Sur. La datación de los episodios glaciales carboníferos en el norte y oeste de Bolivia indica que todos los avances de los glaciares tuvieron lugar antes del Carbonífero superior. Crowell (1978) sugiere que la actividad glacial en Gondwana (cuenca de Paraná e Islas Malvinas) terminó durante el Carbonífero tardío. El continuo desplazamiento de Gondwana hacia el norte y latitudes más bajas,

que tuvo lugar con la formación inicial de Pangea, contribuyó a la desaparición de la glaciación en esta zona.

La transgresión global que terminó durante el Pérmico inferior probablemente no fuera un evento de importancia significativa (Vail *et al.*, 1977). El pico transgresivo es el más pequeño del Paleozoico, y uno de los más pequeños del Fanerozoico (Tardy *et al.*, 1989). El Pérmico inferior, por lo tanto, puede considerarse como el principio de un largo periodo con tendencia al calentamiento global, que aparentemente se mantuvo hasta el Eoceno.

BASAMENTOS IGNEOS Y METAMÓRFICOS QUE LIMITAN LA CUENCA

La figura 13 resume los afloramientos de rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico, Ordovícico, Carbonífero y Pérmico inferior que se encuentran en Perú, Bolivia y norte de Argentina y Chile. Los complejos precámbricos están formados por diversas litologías y durante diferentes eventos, y fueron posteriormente levantados en diferentes épocas durante la evolución de la cuenca, aportando sedimento a la cuenca de los Andes Centrales. A continuación se presenta una breve descripción de los afloramientos de rocas ígneas y metamórficas que limitan los ambientes sedimentarios de la cuenca.

Macizo de Arequipa

La zona del macizo de Arequipa está definida por tres eventos separados. La fase Marcona incluye metamorfismo de grado bajo en facies de esquistos verdes. La deposición de estos sedimentos tuvo lugar entre 440 y 390 Ma. La intrusión del batolito de San Nicolás tuvo lugar alrededor de 390 Ma (Mukasa & Henry, 1990). Según Shackleton *et al.* (1979), se pueden reconocer varios episodios ígneos diferentes en el macizo de Arequipa. La fase Atico incluye metamorfismo en facies de granulitas, así como granito rosa, pegmatitas, apatitas, doleritas, gabros y dioritas. Se observa una fase de deformación en torno a los 450 Ma y pérdida de plomo durante la orogenia del Precámbrico superior (metamorfismo y epirogénesis en torno a los 600 Ma). La fase Mollendo incluye rocas metamórficas del tipo de gneiss con silimanita y esquistos con estauroilita y andalucita. La zona de deformación de Ocona es una zona de fractura de gran escala que representa el margen nordeste de un cinturón orogénico. La edad de las granulitas de Mollendo se obtuvo a partir de Rb-Sr de la roca total (Cobbing *et al.*, 1977) y de los gráficos de correlación U-Pb. Los gneises cercanos a Arequipa dan una edad de 991 ± 52 Ma por el método de Rb-Sr. Los circones en las granulitas dan una edad de 1100 ± 50 Ma por el método de U-Pb (Dalmayrac, 1977).

Oriente de Perú y escudo brasileño

En Perú se observan tres ciclos orogénicos principales (Carrier *et al.*, 1982): precámbrico, hercínico y andino. El magmatismo precámbrico en la región de Huanuco consiste en serpentinitas ultramáficas y máficas, metagabros, metadioritas, metatonalitas sintectónicas y cuerpos intrusivos graníticos y dioríticos posttectónicos. Las formaciones precámbricas en la Cordillera Oriental incluyen dos grandes afloramientos en el centro de Perú,

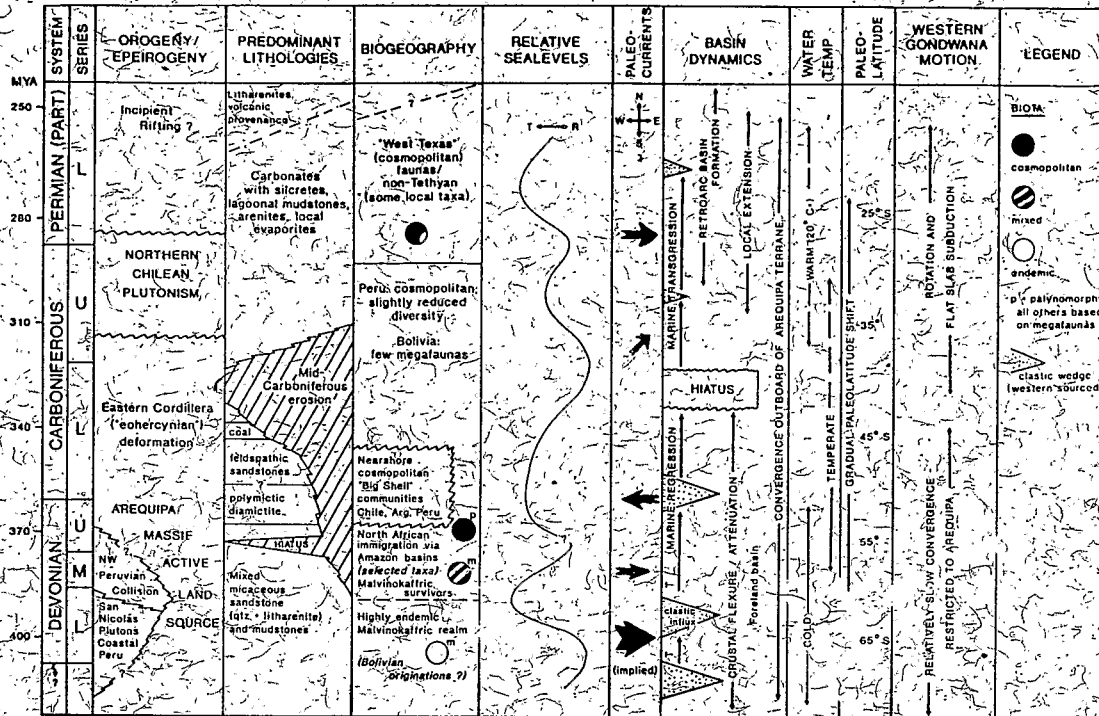


Fig. 15. - Resumen esquemático de la estratigrafía, plutonismo, biogeografía, nivel relativo del mar, paleolatitud y dinámica de la cuenca de los Andes Centrales en Bolivia durante el Paleozoico superior (Devónico a Pérmico inferior).

entre 6 y 13°S. Las granulitas de la región de Huanuco se han datado en 600 +/- 50 Ma usando U-Pb de zircones. El magmatismo dentro del cinturón orogénico precámbrico incluye intrusiones ácidas y básicas sinsedimentarias, complejos básicos y ultrabásicos, ortogneises e intrusiones posttectónicas. No existen datos geoquímicos para los ortogneises, pero se cree que son de edad Precámbrico superior a Cámbrico. También faltan datos sobre las relaciones existentes entre las intrusiones posttectónicas y el Paleozoico inferior. Parte de ellas son precarboníferas, dado el contacto discordante bajo el Grupo Ambo al sur de Chullay.

Los eventos precámbricos en el escudo brasileño al este de Bolivia (figura 13) han sido descritos por Litherland *et al.* (1985), e incluyen gneises, granulitas y otros protolitos (>1400 Ma), los esquistos y plutones de San Ignacio (aproximadamente 1300 Ma), y los granitos de Rondonia/Sunsas (1000 Ma). El aspecto más significativo de las estructuras precámbricas del escudo brasileño en Bolivia es su paralelismo respecto a los cinturones precámbricos en la costa occidental andina (Litherland *et al.*, 1985).

Orogeno pampeano en Argentina

El ciclo pampeano ha sido descrito como equivalente del ciclo brasiliano (Rapela *et al.*, 1982), y tuvo lugar antes de 570 Ma según la edad de plutones postcinemáticos. Los granitoides en la parte norte de las cordilleras pampeanas se pueden dividir en tres tipos principales: (a) pre y sincinemáticos, (b) cinemáticos/tardíos, y (c) postcinemáticos. El granito de Cafayate, en la sierra de Quilmes, el mayor cuerpo de granitoide (tonalita a granito) en la zona, se

interpreta como emplazado hace 475 Ma. La granodiorita de Cuchiyaco es un pequeño plutón en la parte oriental de la sierra de Quilmes que muestra evidencia geoquímica de equilibrio o cristalización en un ambiente geodinámico tranquilo. El granito de Cerro Amarillo es un granitoide posttectónico. La edad K-Ar indica que la mayoría de las unidades fueron intruidas en el Paleozoico durante un periodo de unos 300 Ma. Los bajos índices de Sr en varios de los grupos de granitoides indican que el magma original se derivó de la parte superior del manto, acompañado de fusión parcial de las rocas del basamento. La principal característica del basamento en las cordilleras pampeanas es que no hay indicación, a partir de datos Rb-Sr, de que existiera algún control de dirección este-oeste en el emplazamiento de los granitoides. Se han detectado cuatro picos en la actividad ígnea: (a) cuerpos pre y sincinemáticos anteriores a 500 Ma; (b) cuerpos cinemáticos tardíos en torno a 475 Ma, y (c y d) cuerpos postcinemáticos en torno a 440 Ma y 340 Ma.

Norte de Chile

La presencia de rocas precámbricas no está bien documentada en el norte de Chile. Existen esquistos cuarítico-micáceos intruidos por granitos ordovícicos en torno a 450 Ma, y que por lo tanto datan al protolito como preordovícico. La sedimentación ordovícica y vulcanismo coetáneo terminaron con la fase de deformación oclóyica y el plutonismo granítico sincinemático asociado (Boric *et al.*, 1990). Además, hay un plutonismo significativo en el norte de Chile de edad 318-225 Ma, que marca los eventos hercínicos (Boric *et al.*, 1990).

MODELO GEODINAMICO

La figura 14 presenta de forma esquemática una sección de los Andes Centrales en dirección SO-NE para el Devónico inferior. Muchos aspectos de este modelo requieren todavía información más detallada incluyendo la bioestratigrafía, distribución de ambientes sedimentarios y análisis de cuenca. Los batólitos de San Nicolás (Mukasa & Henry, 1990), son una respuesta a la subducción, con creación de un arco magmático que afectó al macizo de Arequipa y posiblemente continuaba hacia el sur en Chile. El levantamiento orogénico del macizo de Arequipa produjo un área fuente occidental que contribuyó a las litofacies de grano grueso de la cuenca de antepaís adyacente (Andes Centrales). En la estructura actual de lo que queda del orógeno falta la cuenca de antearco, siendo discutible su localización actual, que podría ser: a) subducida por erosión tectónica en periodos de subducción más activa durante el mesozoico y cenozoico, o b) transportada a otra región como parte de un terreno alóctono separado por rifting. No es objeto de este trabajo el especular sobre el destino de esta parte del macizo de Arequipa.

Una pequeña y efímera cuenca de intraarco se formó dentro del arco magmático (Boucöt *et al.*, 1980) con sedimentos vulcanogénicos del Devónico inferior y faunas no endémicas. El aislamiento de esta cuenca, respecto a la fauna malvinokáfrica de la cuenca de antepaís, resultó de las limitaciones del ambiente de intraarco. Aunque se ha avanzado poco en cuanto al análisis de la evolución devónica de la cuenca de antepaís, existe evidencia de una subsidencia rápida que habría estado inducida inicialmente por la tectónica asociada al arco magmático, lo que viene avalado por la profundización de la cuenca hacia el Devónico medio. El apilamiento cortical asociado al cinturón de plegamiento de la zona de antepaís y la transgresión marina asociada, permitieron la acumulación de una potente secuencia siliciclástica, con área fuente hacia el oeste en el cinturón de plegamiento y hacia el este en el escudo brasileño.

Es difícil de discernir la actividad de la cuenca durante el Devónico superior y hasta el Carbonífero medio, aunque durante el Carbonífero superior y Pérmico parece continuar la subsidencia en la cuenca de antepaís. Durante este último período, el arco magmático sobre el macizo de Arequipa volvió a constituir el área fuente para las litofacies de grano grueso en el Altiplano (figuras 7 y 12). Un nuevo período de actividad magmática, que culminó con plutonismo y vulcanismo en gran parte de la región durante el Pérmico superior, indica una renovada actividad de la subducción. Aparentemente, esta subducción se aceleró durante el Mesozoico (James, 1971).

CONCLUSIONES

Se resumen en este trabajo la estratigrafía, litofacies y paleogeografía del Devónico, Carbonífero y Pérmico de Bolivia (figura 15). La sedimentación del Devónico estuvo influenciada por un área fuente occidental y considerable subsidencia en la cuenca de Bolivia, aunque los detalles de la evolución de ambientes sedimentarios y estratigrafía secuencial para el Devónico todavía deben ser estudiados con más detalle. Los depósitos del Devónico están dominados por unidades siliciclásticas que contienen fauna

malvinokáfrica altamente endémica en la parte inferior y mezcla de faunas endémicas y cosmopolitas en la parte media. También se han identificado en la secuencia microfósiles del Devónico superior, aunque no se ha determinado si toda la secuencia está presente, ya que contiene muy pocos megafósiles de utilidad bioestratigráfica. Hay evidencia de que con la transgresión del Devónico superior entraron en Bolivia faunas del norte de África y de Norteamérica, a medida que la región pasaba progresivamente a latitudes más bajas (figura 15).

La presencia de una unidad glaciomarina del Devónico superior (Fameniano) indica una región montañosa próxima a la cuenca y cubierta por glaciares que en algún momento llegaron a entrar en la cuenca. El análisis de procedencia de los clastos en la diamictita aportaría datos sobre el área fuente de estos glaciares. Las unidades del Carbonífero inferior reflejan una influencia continuada de los glaciares en los ambientes fluviales y costeros de tipo siliciclástico. La unidad con carbonés con la que termina la secuencia del Carbonífero inferior indica el paso de la región a latitudes menores.

Después de un hiato en la sedimentación en el Carbonífero medio con erosión variable de las unidades paleozoicas subyacentes, los carbonatos del Carbonífero superior y Pérmico inferior indican la instalación de una rampa carbonatada somera con evidencia de exposición subaérea bajo clima semiárido y terrígenos procedentes del oeste intercalados entre los depósitos. Varias estructuras sedimentarias primarias y asociaciones faunísticas indican un ambiente de baja latitud de al menos 20-25° S (figura 15).

Hacemos hincapié en la presencia de un arco magmático y cinturón de plegamiento sobre el macizo de Arequipa como área fuente para la mayor parte del sistema Devónico, sobre todo en el Altiplano de Bolivia, y que habría sido levantado dos veces durante el Paleozoico. También es evidente la presencia de otras dos fases de actividad magmática y orogénica durante el Paleozoico. Los mecanismos para todos estos procesos tendrían su origen en la formación de un arco magmático durante el Devónico inferior y, con apilamiento tectónico y deformación compresiva asociados al margen de una cuenca de antepaís adyacente en la zona de trasarco.

AGRADECIMIENTOS

La National Geographic Society y el Petroleum Research Fund de la American Chemical Society aportaron fondos económicos para la toma de datos y campañas de campo que dieron como resultado este trabajo. Agradecemos al Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL) y a Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (YPFB) su apoyo logístico, a los Ings. J. C. Lema, R. García, A. Dalenz, D. Merino y L. Barrios y al Dr. R. Suárez Soruco por las fructíferas discusiones mantenidas con ellos.

REFERENCIAS

AHLFED, L. & L. BRANISA, 1960. *Geología de Bolivia*. Instituto Boliviano del Petróleo, Ed. Don Bosco, La Paz.

- ALLMENDINGER, R.W., V.A. RAMOS, T.E. JORDAN, M. PALMA & B.L. ISACKS, 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina: *Tectonics*, 2 (1) : 1-16.
- AZCUY, C.L., G. LAFFITE & L.A. RÓDRIGO, 1982. El límite Carbónico-Permiano en la Cuenca Tarija-Titicaca: *Actas, III Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Corrientes : 39-44.
- BABIN, C., P.R. RACHEBOEUF, A. LE HERISSE & M. SUAREZ RIGLOS, 1991. Données Nouvelles sur les Goniatites du Dévonien de Bolivie: *Geobios*, 24 (6) : 719-724.
- BAHLBURG, H., 1985. Sedimentological aspects of the El Toco Formation (Paleozoic, Coastal Cordillera) NW of Quillagua, northern Chile: *Actas, Congreso Geológico Chileno*, 1 : 17-28.
- BAHLBURG, H., C. BREITKREUZ & W. ZEIL, 1986. Paläozoische Sedimente Nordchiles: *Berliner geowissenschaftliche Abhandlung (A)*, 66 : 147-168.
- BARRETT, S.F. & P.E. ISAACSON, 1988. Devonian Paleogeography of South America, in N.J. McMillan, A.F. Embry and D.J. Glass, eds., *Devonian of the World*: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 14, I : 655-667.
- BARRIOS, L. & G. BECCAR, 1988. Estratigrafía de detalle del área Altiplano y Cordillera Oriental: Informe Interno, Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, Santa Cruz.
- BARTH, W., 1972. Das Permokarbon bei Zudañez (Bolivien) und eine Übersicht des Jungpaläozoikums im zentralen Teil der Andes: *Geologisches Rundschau*, 61 (1) : 249-270.
- BELL, C.M., 1987. The origin of the upper Paleozoic Chañaral Melange of Northern Chile: *Journal of the Geological Society of London*, 144 : 599-610.
- BEELIDO, E. & C. GUEVARA, 1963. Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesi: Lima, Comisión Carta Geológica Nacional de Perú, Boletín No. 5, 92 p.
- BORIĆ, R., F. DÍAZ & V. MAKSAEV, 1990. Geología y Yacimientos Metalíferos de la Región de Antofagasta: *Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile*, Boletín No. 40, 246 p.
- BOUCOT, A.J., 1971. Malvinokaffric Devonian marine community distribution - and implications for Gondwana: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43 : 23-49.
- BOUCOT, A.J. & J. GRAY, 1979. Epilogue: A Paleozoic Pangaea?, in J. Gray and A.J. Boucot, eds., *Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment*: Oregon State University Press, Corvallis : 465-482.
- BOUCOT, A.J., P.E. ISAACSON & G. LAUBACHER, 1980. An Early Devonian, Eastern American faunule from the coast of southern Peru: *Journal of Paleontology*, 54 : 359-365.
- BREITKREUZ, C. & H. BAHLBURG, 1985. Paleozoic flysch series in the Coastal Cordillera of Northern Chile: *Geologische Rundschau*, 74 : 565-572.
- BRODZIKOWSKY, K. & A.J. VAN LOON, 1991. *Glacigenic sediments*: Developments in Sedimentology, No. 49. Elsevier, Amsterdam, 674 p.
- CAPUTO, M. V., 1985. Late Devonian glaciation in South America: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51 : 291-317.
- CAPUTO, M. V. & J. C. CROWELL, 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic era: *Geological Society of America Bulletin*, 96 : 1020-1036.
- CARLIER, G., G. GRANDIN, G. LAUBACHER, R. MAROCCO & F. MEGARD, 1982. Present Knowledge of the Magmatic Evolution of the Eastern Cordillera of Peru: *Earth-Science Reviews*, 18 : 253-283.
- CLARKE, J. M., 1913. Fosséis Devonianos do Paraná: *Monographs, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, I, 353 p.
- COBBING, E. J., J.M. OZARD & N.J. SNELLING, 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of Peru: *Geological Society of America Bulletin*, 88 : 241-246.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS & V. RAMOS, 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile: *Earth Science Reviews*, 18 : 303-332.
- CROWELL, J.C., 1978. Gondwanan Glaciation, Cyclothem, Continental Positioning, and Climatic Change: *American Journal of Science*, 278 : 1345-1372.
- DALMAYRAC, B., 1977. Geologie des Andes Peruvienes, Geologie de la Cordillere Orientale de la Region de Huanuco: sa Place dans une Transversale des Andes du Pérou Central (9°S, 10°30'S): These, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 123 p.
- DALMAYRAC, B., G. LAUBACHER, R. MAROCCO, C. MARTINEZ & P. TOMASI, 1980. La chaîne hercynienne d'Amérique du sud: structure et évolution d'un orogène intracratonique: *Geologische Rundschau*, 69 : 1-21.
- DAVIDSON, J., C. MPODOZIS & S. RIVANO, 1981. El Paleozoico de Sierra de Almeida, al oeste de Monturaqui, alta cordillera de Antofagasta, Chile: *Revista Geológica de Chile*, No. 12 : 3-23.
- DE MELO, J.H.G., 1988. The Malvinokaffric Realm in the Devonian of Brazil, in N.J. McMillan, A.F. Embry, and D.J. Glass, eds., *Devonian of the World*: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 14, I : 669-703.
- DÍAZ, E., 1991. Litoestratigrafía del Carbonífero del Altiplano de Bolivia: *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 12 (2) : 295-302.
- DÍAZ, E. & J.C. LEMA, 1991a. Diamictitas glaciomarinas en el Carbonífero del Altiplano norte de Bolivia: Sedimentología e interpretación de ambientes sedimentarios: *Actas, 6° Congreso Geológico de Chile*, Viña del Mar, I : 268-271.
- DÍAZ, E. & J.C. LEMA, 1991b. Revisión litoestratigráfica del Carbonífero del Altiplano norte de Bolivia: *Actas, 6° Congreso Geológico de Chile*, Viña del Mar, I : 574-578.
- DÍAZ, E., P.E. ISAACSON & P.E. SABLOCK, 1993a. Late Paleozoic latitudinal shift of Gondwana: stratigraphic, sedimentologic, and biogeographic evidence from Bolivia: *Documents des Laboratoires Géologiques de Lyon*, 125 : 119-138.
- DÍAZ, E., P.E. ISAACSON, K.L. CHRISTENSEN, M. VAVRDOVA & A.B. ANTELO PEREZ, 1993b. Significance of late Devonian (Famennian) glacial-marine diamictite, northern Altiplano, Bolivia: *XII International Congress on the Carboniferous and Permian*, Buenos Aires, Comptes Rendus, 1 : 293-304.
- DICKINSON, W. R., 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins, in K. L. Kleinspehn, and C. Paola, eds., *New Perspectives in Basin Analysis*: Springer-Verlag, New York : 3-25.
- D'ORBIGNY, A., 1842. *Voyages dans l'Amérique meridionale 1826-1833*: 3 (4) Paleontologie, 188 p.

- DOWDESWELL, J. A., 1988. A model for iceberg sedimentation in varying glaciological and oceanographic settings: *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs*, 20 (7): A84.
- DUNBAR, C. O. & N. D. NEWELL, 1946. Marine Early Permian of the central Andes and its fusuline faunas: *American Journal of Science*, 244: 377-402, 457-491.
- DUTRO, J. T. & P. E. ISAACSON, 1993. Paleogeographic significance of circum-Gondwana Lower Carboniferous "big-shell" brachiopod associations: *XII International Congress on Carboniferous-Permian, Buenos Aires*, Comptes Rendus, en prensa.
- ECKEL, E. B., 1959. Geology and Mineral Resources of Paraguay - a Reconnaissance: *U.S. Geological Survey, Professional Paper 327*, 110 p.
- ESTEBAN, M. & C. F. KLAPPA, 1983. Subaerial Exposure Environment, in P. A. Scholle, D. G. Bebout, and C. H. Moore, eds., Carbonate Depositional Environments: *AAPG Memoir 33*, p. 1-54.
- FLÜGEL, E., 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*: Springer-Verlag, Berlin, 633 p.
- GARCÍA, R., 1989. Estratigrafía de detalle de la Formación Copacabana y Mesozoico Inicial. Formaciones Sayari y Ravelo del Área Oeste de Cochabamba: Tesis de Grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 89 p.
- GOBBETT, D. J., 1973. Permian Fusulinacea, in A. Hallam, ed., *Atlas of Palaeobiogeography*: Elsevier, Amsterdam, 151-158.
- HAMBREY, M. & W. HARLAND, 1981. *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, Cambridge, 1044 p.
- HAVLICEK, V. & P. RÖHLICH, 1987. Devonian (and Carboniferous) brachiopods from the northern flank of the Murzuq Basin (Libya): *Stömnik geologicky yed, Paleontology*, 28: 117-177.
- HELWIG, J., 1972. Stratigraphy, sedimentation, paleogeography, and paleoclimates of Carboniferous ("Gondwana") and Permian of Bolivia: *AAPG Bulletin*, 56: 1008-1033.
- HERVE, F., J. DAVIDSON, E. GODOY, C. MPODOZIS & V. COVACEVICH, 1981. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework: *Anais, Academia Brasileira das Ciências*, 53 (2): 361-373.
- HILL, D., 1981. Rugosa and Tabulata: *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part F, Coelenterata, Supplement 1, 2 volumes. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, 762 p.
- HÜNICKEN, M. A., J. H. G. DE MELO & V. B. LEMOS, 1988. Devonian conodonts from the Upper Amazon Basin, north-western Brazil, in N. J. McMillan, A. F. Embry, and D. J. Glass, eds., *Devonian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 14, III: 479-483.
- ISAACSON, P. E., 1974. First South American occurrence of *Globithyris*: its ecological and age significance in the Malvinokaffric Realm: *Journal of Paleontology*, 48: 778-784.
- ISAACSON, P. E., 1975. Evidence for a western extracontinental land source during the Devonian Period in the central Andes: *Geological Society America Bulletin*, 86: 39-46.
- ISAACSON, P. E., 1977. Devonian Stratigraphy and Brachiopod Paleontology of Bolivia. Part A: Orthida and Strophomenida: *Palaeontographica*, Abteilung A, 155: 133-192.
- ISAACSON, P. E., K. L. CANTER & P. E. SABLOCK, 1993. Late Paleozoic Copacabana Formation in N.W. Bolivia: Paleogeographic significance of carbonates with siliciclastics: *XII International Congress on the Carboniferous and Permian*, Buenos Aires, Comptes Rendus, 2: 261-268.
- ISAACSON, P. E., J. DAVIDSON & J. L. FISHER, 1985. Devonian and Carboniferous Stratigraphy of the Sierra de Almeida Northern Chile, Preliminary Results: *Revista Geologica de Chile*, No. 25-26: 113-121.
- ISAACSON, P. E. & D. G. PERRY, 1977. Biogeography and Morphological Conservatism of *Tropidoleptus* (Brachiopoda, Orthida) during the Devonian: *Journal of Paleontology*, 51: 1108-1122.
- ISAACSON, P. E. & P. E. SABLOCK, 1988. Devonian System in Bolivia, Peru, and Northern Chile, in N. J. McMillan, A. F. Embry, and D. J. Glass, eds., *Devonian of the World*: *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 14*, I: 719-728.
- ISAACSON, P. E. & P. E. SABLOCK, 1989. Andean Devonian depositional, paleobiogeographic, and orogenic systems: a function of Gondwana's shifts relative to North America?: *Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with programs*, 21 (6): A 204.
- ISAACSON, P. E. & P. E. SABLOCK, 1990. Devonian palaeogeography and palaeobiogeography of the Central Andes, in W. S. McKerrow & C. R. Scotese, eds., *Palaeozoic palaeogeography and palaeobiogeography*: *Geological Society of London Memoir*, 12: 429-433.
- JAMES, D. E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, 82: 3325-3346.
- JOHNSON, D. A., 1974. Deep Pacific circulation: intensification during the Early Cenozoic: *Marine Geology*, 17: 71-78.
- LAUBACHER, G., 1974. Le Paléozoïque Inferieur de la Cordillere Orientale du SE du Perou: *Cahiers Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, serie Geologie*, Paris, VI: 29-40.
- LAUBACHER, G., 1977. Geologie des Andes Peruvienes: Geologie de l'Altiplano et de la Cordillere Orientale au nord et nord-ouest du Lac Titicaca (Perou): These, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 117 p.
- LAUBACHER, G., A. J. BOUCOT & J. GRAY, 1982. Additions to Silurian stratigraphy, lithofacies, biogeography and paleontology of Bolivia and southern Peru: *Journal of Paleontology*, 56: 1138-1170.
- LE HERISSE, A., F. PARIS & P. R. RACHEBOEUF, 1992. Marine Palynomorphs from the Devonian of Bolivia: Le Dévonien de Bolivie: Le Cadre Stratigraphique Revu et les Corrélatons Intercontinentales: Résumés, Paléontologie et Stratigraphie d'Amérique Latine, Table Ronde Européenne, Lyon, p. 32.
- LITHERLAND, M., B. A. KLINCK, E. A. O'CONNOR & P. E. J. PITFIELD, 1985. Andean-trending mobile belts in the Brazilian Shield: *Nature*, 314: 345-348.
- LOBO, J., 1989. El Limite Devónico-Carbonífero en el Subandino Sur de Bolivia: *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 10 (3-4): 213-217.
- MACK, G. H., 1984. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition: *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (1): 212-220.

- MAROCCO, R., 1977. Geologie des Andes Peruvienes, un Segment E.W. de la Chaine des Andes Peruvienes: la Deflexion d'Abancay - Etude Geologique de la Cordillere Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel (Sud du Perou 12°30'S a 14°00'S): These, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 141 p.
- MAROCCO, R., T.SEMPERE, D.MERINO, J.OLLER, M.PEREZ & E.SORIA, 1987. Le-Permo-Carbonifere du Lac Titicaca (nord-de la Bolivie): un exemple d'inversion de polarité dans un bassin: Séminaire "Géodynamique des Andes Centrales," *Résumés des Communications, ORSTOM*, Paris, p. 48-51.
- MATSCH, C.L. & R.W.OJAKANGAS, 1988. Comparisons in depositional style of polar and temperate glacial ice: Late-Paleozoic Whitteout-Conglomerate (West Antarctica) and Late Proterozoic Mineral-Forks Tillite (Utah): *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs*, 20 (7): A133.
- MEGARD, F., 1973. Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Perou central: These, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 77 p.
- MILLER, H., 1970. Das Problem des hypothetischen "Pazifischen Kontinentes", gesehen von der chilenischen Pazifikkuste: *Geologische Rundschau*, 59: 927-938.
- MOLNIA, B.F., 1983. *Glacial-marine sedimentation*. Plenum Press, New York, 844 p.
- MOLNIA, B.F., 1988. Comparison of glacial-marine depositional environments of polar Antarctica and the temperate Gulf of Alaska: *Geological Society of America Meeting, Abstracts with Programs*, 20 (7): A84.
- MPODOZIS, G. & R.FORSYTHE, 1983. Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral Pacific floor in southern South America: *Palaéogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 41: 103-124.
- MUKASA, S.B. & D.J.HENRY, 1990. The San Nicolás batholith of coastal Peru: early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism? *Journal of Geological Society of London*, 147: 27-39.
- NEWELL, N.D., J.CHRONIC & T.G.ROBERTS, 1953. Upper Paleozoic of Peru: *Geological Society of America Memoir* 58, 272 p.
- NIEMEYER, H., F.FURZUA, F.G.ACENOLAZA & C.R.GONZALEZ, 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la region de Antofagasta: *IV Congreso Geológico Chileno*, 1: 410-435.
- PALMA, M.A., P.O.PARICA & V.A.RAMOS, 1987. El Granitico Archibarca: su edad y significado tectónico, Provincia de Catamarca: *Revista, Asociación Geológica Argentina*, 41: 414-419.
- PITCHER, W.S., 1984. Phanerozoic plutonism in the Peruvian Andes. (en: R.S.Harmon & B.A.Barreiro (eds.), "Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints": 152-167 Shiva Publ. Ltd.)
- POWELL, R.D., 1988. Sediment accumulation rates as second order controls of glacial fluctuations of tidewater fronts: *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs*, 20 (7): A85.
- RACHEBOEUF, P.R., A.LE HERISSE, C.BABIN, F.GUILLOCHEAU & M.TRUYOLS MASSONI, 1992. Le Dévonienne de Bolivie: Le Cadre Stratigraphique Revu a la Corrélation Intercontinentales: Résumés, Paléontologie et Stratigraphie d'Amérique Latine, *Table Ronde Européenne*, Lyon, p. 42.
- RAMOS, V.A., T.E.JORDAN, R.W.ALLMENDINGER, C.MPODOZIS, S.M.KAY, J.M.CORTES & M.A.PALMA, 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes: *Tectonics*, 5: 855-880.
- RAPELA, C.W., L.M.HEAMAN & R.H.MCNUTT, 1982. Rb-Sr Geochronology of Granitoid Rocks from the Pampean Ranges, Argentina: *Journal of Geology*, 90: 574-582.
- RAYMOND, A., P.H.KELLEY & C.B.LUTKEN, 1989. Polar glaciers and life at the equator: The history of Dinantian and Namurian (Carboniferous) climate: *Geology*, 17: 408-411.
- RAYMOND, A., P.H.KELLEY & C.B.LUTKEN, 1990. Dead by degrees: Articulate brachiopods, paleoclimate and the mid-Carboniferous extinction event: *Palaos*, 5: 111-123.
- RICHTER, R. & E.RICHTER, 1942. Die Trilobiten der Weismes-Schichten am Hohen Venn, mit Bemerkungen über die Malvinocaffrische Provinz: *Senckenbergiana*, 25: 156-179.
- RIVANÓ, S. & P.SEPULVEDA, 1983. Hallazgo de Foraminíferos del Carbonífero Superior en la Formación Huentelauquen: *Revista Geológica de Chile*, No. 19-20: 25-35.
- ROCHA CAMPOS, A. C., 1983. North Andean Area, in: C. Martínez Díaz, ed., *The Carboniferous of the World: v. II. Instituto Geológico y Minero de España*: 180-200.
- RODRIGO, L. A. & A.CASTAÑOS, 1978. Síntesis estratigráfica de Bolivia (1): Paleozoico: *Academia Nacional de las Ciencias de Bolivia*, La Paz, 146 pp.
- ROSS, C. A., 1973. Carboniferous Formaniferida, in: A. Hallam, ed., *Atlas of Palaeobiogeography*: Elsevier, Amsterdam: 127-132.
- RUSSO, A., 1966. Algunas consideraciones fisiográficas del territorio boliviano: *Boletín del Instituto Boliviano del Petróleo*, 6 (2): 7-25.
- SABLOCK, P. E., 1993. A warm to cold paleoclimate climate change in Gondwana (Devonian through Carboniferous): a consequence of coupled continental shift and overlap: *XII International Congress on Carboniferous-Permian*, Buenos Aires, *Comptes Rendus*, 1: 355-367.
- SAKAGAMI, S., J.YANAGIDA, T.ISHIBASHI, T.KAWABE, T.KASE, K.NAGAI, T.SUGIYAMA, R.CARRASCO, A.ESCOBAR & C.RANGEL, 1986. Biostratigraphic study of Paleozoic and Mesozoic groups in Central Andes - An interim report (2): *Dept. Earth Sciences, Fac. of Science, Chiba University*, 83 p.
- SAUNDERS, W.B. & W.H.C.RAMSBOTTOM, 1986. The mid-Carboniferous eustatic event: *Geology*, 14: 208-212.
- SCOTSESE, C. R. & W.S.MCKERROW, 1990. Revised world maps and introduction, in: W. S. McKerrrow & C. R. SCOTSESE, eds., *Paleozoic Palaeogeography and Biogeography: Geological Society of London Memoir*, 12: 1-21.
- SEMPERE, T., 1987. Caracteres geodinámicos generales del Paleozoico superior de Bolivia: *4th Annual Meeting, IGCP no. 211 "Late Paleozoic of South America"*, Santa Cruz: 9-19.
- SEMPERE, T., 1989. Paleozoic evolution of the Central Andes (10-26o): *28th International Geological Congress, Abstracts*. Washington D.C., 3: 73.

- SEMPERE, T., 1990. Cuadros estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas. *ORSTOM*, 20, 26 p.
- SEMPERE, T., R. MAROCCO, D. MERINO, J. OLLER, M. PEREZ & E. SORIA, 1986. Los caracteres geodinámicos generales de la sedimentación permio-carbónica al sur del Lago Titicaca. *8° Congreso Geológico de Bolivia*, La Paz: 44.
- SEMPERE, T., G. HERAIL & J. OLLER, 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del proclino boliviano. *5° Congreso Geológico Chileno y Resúmenes expandidos*, 1: 127-142.
- SHACKLETON, R. M., A. C. RIES, M. P. COWARD & P. R. COBBOLD, 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. *Journal of Geological Society of London*, 136: 195-214.
- SHEFFELS, B. M., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, 18:812-825.
- STARCK, D., E. GALLARDO & A. SCHULZ, 1993. The pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija basin. *XII International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy and Geology*, Buenos Aires. *Comptes Rendus*, 2: 373-384.
- SUAREZ, M., M. A. HUNICKEN & D. MERINO, 1987. Conodont biostratigraphy of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of Bolivia, in R. L. Austin, ed., *Conodonts: Investigative Techniques and Applications*. British Micropalaeontological Society (Ellis Horwood Publishers, Chichester): 317-325.
- SUTTNER, L. J., A. BASU & G. H. MACK, 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51 (4): 1235-1246.
- TARDY, E., R. N'KOUNKOU & J. PROBST, 1989. The Global Water Cycle and Continental Erosion, during Phanerozoic Time (570 my). *American Journal of Science*, 289: 455-483.
- VAIL, P. R., R. M. MITCHUM & S. THOMPSON, 1977. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level, in C. E. Payton, ed., *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26, 515 p.
- VAVRDOVA, M., P. E. ISAACSON, E. DIAZ MARTINEZ & J. BEK, 1991. Palinología del Límite Devónico-Carbonífero en torno al Lago Titikaka, Bolivia: Resultados Preliminares. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 12 (2): 303-313.
- VAVRDOVA, M., P. E. ISAACSON, E. DIAZ & J. BEK, 1993. Devonian-Carboniferous boundary at Lake Titicaca, Bolivia, preliminary palynological results. *XII International Congress on Carboniferous-Permian*, Buenos Aires, *Comptes Rendus*, 1: 187-199.
- VEEVERS, J. J., 1984. *Phanerozoic Earth History of Australia*. Clarendon Press, Oxford, 418 p.
- VEEVERS, J. J. & C. M. C. POWELL, 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences, in Euroamerica. *Geological Society America Bulletin*, 98: 475-487.
- WILSON, E. C., 1990. Permian corals of Bolivia. *Journal of Paleontology*, 64 (1): 60-78.
- ZEGLER, P. A., 1989. *Evolution of Laurussia: a study in Late Paleozoic plate tectonics*. Kluwer Academic Publishers, 102 p.
- ZEIL, W., 1979. *The Andes - a geological review*. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 260 p.

Nota: Este trabajo es una versión preliminar presentada en el "1er. Simposio Intenacional sobre Cuencas Fanerozoicas del Gondwana Sudoccidental", en Santa Cruz en 1992. Una versión corregida y traducida al inglés será publicada en las Memorias de la AAPG (vol. 62: 231-249) en 1995.