



GEODINAMICA PLIO-CUATERNARIA EN LOS ANDES CENTRALES : EL ALTIPLANO NORTE DE BOLIVIA

ALAIN LAVENU

ORSTOM, Depart. TOA, UR 111, 213, rue La Fayette 75480 Paris Cedex 10, France

Fonds Documentaire IRD
Cote : B * 25 537 Ex : 1

INTRODUCCION

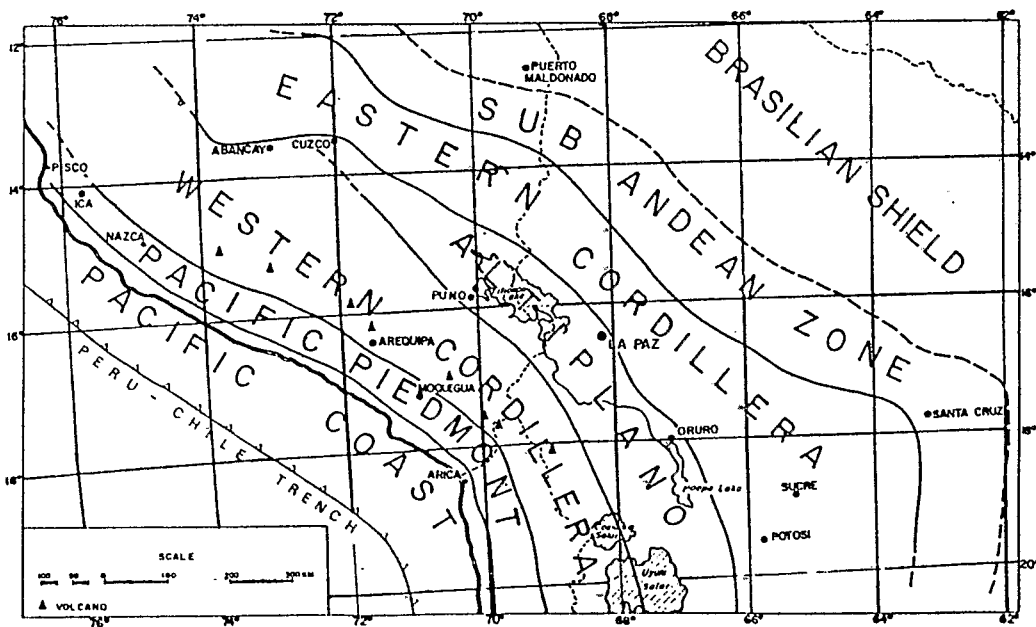
Trabajos geológicos recientes en estratigrafía, paleontología, tectónica y dataciones radiométricas, permiten interpretar nuevamente la evolución geodinámica neógena del norte del Altiplano y de las cuencas intramontañosas de la Cordillera Oriental de Bolivia. Los resultados de estos trabajos precisan la edad de ciertos depósitos sedimentarios o volcánicos, así como la de los eventos tectónicos que les deforman.

ubica durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior y que el régimen tectónico durante este período es compresivo.

Los resultados que exponemos en este artículo conciernen la evolución plio-cuaternalia de esta parte de los Andes bolivianos. Después de la fase de compresión miocena (fase Quechua 3, ≈8 Ma) la cuenca pliocena del Altiplano y las pequeñas cuencas de la Cordillera Oriental se desarrollan primero en régimen extensivo de dirección E-W, luego en régimen compresivo E-W (fase Quechua 4, ≈2 Ma) (Lavenu, 1988). Una reorganización breve de las condiciones geodinámicas desarrolla un régimen de compresión coetáneo N-S de poca intensidad.

Desde Steinmann (1929), la evolución tectónica terciaria de los Andes era clásicamente dividida en dos fases de corta duración: la fase Incaica, de edad Eoceno medio y la fase Quechua, de edad Plioceno. Trabajos recientes muestran un esquema más complejo de esta repartición (Martínez, 1980 ; Lavenu, 1988 ; Sábrier *et al.*, 1988 ; Lavenu & Mercier, 1993). En particular, Sempere *et al.* (1990) señalan que la fase más importante del orógeno andino se

La evolución cuaternaria es diferente: en la Alta Cadena andina, como en el Altiplano, existe una dinámica controlada por un régimen tectónico de extensión, de dirección N-S debido esencialmente a un efecto de alta topografía compensada.



Fonds Documentaire IRD
Cote : B * 25537 Ex : 1

Fig. 1. Esquema de la zonación morfológica de los Andes centrales (según Sábrier *et al.*, 1988)



ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

La disposición morfológica NW-SE de los Andes (Fig. 1) permite diferenciar cuatro zonas: 1) la Cordillera Occidental y su piedemonte, donde fueron reconocidos esencialmente depósitos neogenos volcánicos o volcanodetríticos, 2) el Altiplano, con espesos depósitos sedimentarios fluvio-lacustres, 3) la cuenca de La Paz y del Lago Titicaca, al pié de la Cordillera Oriental también con depósitos fluvio-lacustres y 4) la Cordillera Oriental donde se ubican pequeñas cuencas sedimentarias neógenas.

Las fases tectónicas permiten dividir la evolución sedimentológica en megasecuencias (Lavenu, 1988) (Fig. 2). Entre la fase Quechua 3 (≈ 8 Ma) y la fase Quechua 4 ($\approx 3-2$ Ma) se desarrolla la megasecuencia del Mioceno terminal-Plioceno, seguida a partir de 2 Ma por la megasecuencia del Plio-Cuaternario. Los límites estratigráficos son los dados por Palmer (1983), Berggren *et al.* (1985) y Odín (1990) : el Mioceno termina a 5.3 Ma y el Plioceno a 1.6 Ma.

LA MEGASECUENCIA MIO-PLIOCENA

La Cordillera Occidental y su piedemonte

En la Cordillera Occidental y en su piedemonte oriental, la sedimentación pliocena se encuentra poco desarrollada. Al sur del Río Mauri y al oeste de Curahuara de Carangas, los depósitos fluviales son subhorizontales y alcanzan un espesor de unas

decenas de metros a 100 metros como máximo. Más al oeste, los sedimentos desaparecen y los niveles volcánicos recientes descansan en concordancia aparente sobre las formaciones oligo-miocenas.

Cerca de la frontera con Perú y Chile, entre Berenguela y Charaña, la Formación volcánica Cerke descansa en discordancia angular sobre las formaciones oligo-miocenas Mauri y Abaroa datadas respectivamente entre 25.2 Ma y 10.5 Ma (Evernden *et al.*, 1966; 1977; Lavenu *et al.*, 1989) y entre 17.9 Ma y 13.5 Ma (Lavenu *et al.*, 1989). Una datación radiométrica de 5.7 ± 0.5 Ma (Lavenu *et al.*, 1989) confirma la edad Mioceno terminal-Plioceno inferior del volcanismo Cerke. Esta muestra proviene de un flujo reciente del volcán, el edificio puede ser más antiguo. Sobre los estratos miocenos Abaroa, descansa en discordancia angular un flujo porfírico andesítico con una edad K/Ar de 7.6 ± 0.8 Ma (Lavenu *et al.*, 1989). Podría corresponder a la base de la Formación Cerke.

El tope de la megasecuencia está representado por la ignimbrita Pérez datada entre 2.2 y 3 Ma por Evernden *et al.* (1966) y en 33 0.3 Ma por Lavenu *et al.* (1989) y en 2.815 ± 0.011 Ma, por Marshall *et al.* (1991).

El Altiplano

En el centro del Altiplano norte, entre Curahuara de Carangas y Umala, las facies pliocenas cambian muy rápidamente: se vuelven más finas, pasan a sedimentos fluvio-lacustres a lacustres más arcillosos (formaciones Umala, Remedios, Pomata, Ayo Ayo)

	WESTERN CORDILLERA	ALTIPLANO	Piedmont of EASTERN CORDILLERA	Tectonic Compressive Pulses
QUATERNARY	Lacustrine Deposits			
	CHARAÑA fm	ULLOMA fm. AYO AYO pleist. deposits	Glacial Deposits PURAPURANI fm. 1.6*	
PLIOCENE	PEREZ Ign. 2.2 3.0 3.3*			Q4
	CERKE fm. 5.7*	UMALA fm. POMATA fm. TOBA 76 5.4 5.5 5.9 6.4	CHIJINI tuff 2.8* 3.27** TOPOHOCO fm. TARACO fm. LA PAZ fm. PATAPATANI drift COTA COTA tuff 5.5* CHUA tuff 7.6*	
	7.6*	5.0*		Q3
MIOCENE	8.0 8.2	CRUCERO fm. 9.1 TOTORA fm. 9.7 TURCO fm.		
	10.5 13.5* ABAROA fm.	MAURI fm.	11.7*	
	20.8* 25.2* 25.6			

Fig. 2.- Principales correlaciones estratigráficas en el Altiplano norte. Las edades sin estrellas son de Evernden *et al.* (1966, 1977) con una estrella de Lavenu *et al.* (1989) y con dos estrellas de Clapperton (1979).

El espesor aumenta hacia el centro de la cuenca y en Umala, según Meyer & Murillo (1966), unos 1000 metros. Este espesor puede ser exagerado; la serie está plegada y un espesor de 300 metros parece algo correcto. La megasecuencia empieza tanto por conglomerados, como directamente por depósitos finos, arenosos o arcillosos. En el piedemonte de la Cordillera Oriental está incompleta, debido a una tectónica sinsedimentaria activa. A unos 5 o 10 metros encima de la discordancia, se encuentra un estrato característico en todo el Altiplano: la "Toba 76". Esta toba está datada por Evernden *et al.* (1966 ; 1977) en 5.4, 5.5, 5.9 Ma. Una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 5.348 ± 0.003 Ma confirma esta edad (Marshall *et al.*, 1991). Eso coloca la base de los depósitos sedimentarios de la megasecuencia del Altiplano en el límite Mio-

En la parte oriental del Altiplano, a unos 30 km al NW de Oruro, cerca de Soledad, una estructura volcánica compleja está circundada por depósitos fluviales y lacustres estimados como pliocenos (Deutschen Geologischen Mission in Bolivien, 1972). Una toba interstratificada en estos sedimentos dió una edad K/Ar de 5.2 ± 0.3 Ma (Lavenu *et al.*, 1989) confirmando su pertenencia al Plioceno inferior de la Formación Umala. Siguen varias decenas de metros de sedimentos fluviales, a veces lacustres. Estas capas han dado un número importante de vertebrados fósiles de edad Plioceno inferior y medio (ver bibliografía in Marshall *et al.*, 1991; Marshall & Sempere, 1991). Restos de Edentata (Mylodontidae), Sotungulata (Toxodontidae, Xotodontinae, *Posnanskytherium* sp.) y Liptopterna (Macraucheniiidae, cf. *Promacrauchenia* sp.) permitieron precisar la edad Plioceno inferior a medio de la Formación Remedios (Lavenu, 1984), equivalente de la Formación Umala. En esta acepción, se trata únicamente de la parte inferior de la Formación Remedios (Mapa geológico Corque, 1966) siendo la parte superior el "lacustre Minchín" del Pleistoceno inferior.

En la parte central y oriental de la cuenca, el tope de la megasecuencia está representado por 100 a 200 metros de conglomerados (Huatajata, Taraco, La Paz, Topohoco, Soledad) y en la cuenca de La Paz, como entre Topohoco y Cañaviri, se observa perfectamente el paso progresivo de las facies finas lacustres y diatomíticas a las facies conglomerádicas.

En Ayo Ayo, Villa Remedios y Achacachi, tobas interstratificadas en el tope de la megasecuencia pliocena o por debajo de sedimentos pleistocenos, dieron edades K/Ar respectivamente de 2.8 ± 0.4 , 3.3 ± 0.2 , 3.2 ± 0.2 y 2.8 ± 0.1 Ma (Lavenu *et al.*, 1989) y edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 2.896 ± 0.006 Ma (Marshall *et al.*, 1991) en Ayo Ayo y Villa Remedios, colocando el tope de la megasecuencia del Altiplano en el Plioceno superior.

La cuenca del lago Titicaca y La Paz

Esta cuenca se encuentra al pie occidental de la Cordillera Real, una de las partes más elevadas de la Cordillera Oriental. En la zona de La Paz, por erosión remontante, el Río La Paz permite observar la evolución vertical de los sedimentos pliocenos a lo largo de un corte de unos 700 metros de altura. Entre La Paz y la península de Taraco, un perfil E-W permite observar la evolución lateral de la cuenca.

En el sureste de la cuenca (SSE de la ciudad de La Paz), al pie de la Cordillera no se conoce la base de la megasecuencia mio-pliocena. La serie empieza con sedimentos palustres a lacustres sobre unos 10 metros. Los sedimentos son muy finos, en pequeños bancos arcillo-arenosos o arcillosos. Sobre ellos, descansa un abanico aluvial caracterizado por un estrato creciente y un grano-creciente típicos. La dirección de las paleocorrientes indican una alimentación N-S proviniendo de los relieves de la Cordillera Real. Este abanico aluvial está compuesto de varias secuencias principales de unos 10 a 30 metros de espesor. Las secuencias de base están compuestas de material bastante fino con guijarros de unos centímetros de diámetro. En el tope, predomina el material grueso. Los bancos, macizos, alcanzan un espesor de varios metros y los guijarros tienen un diámetro de 30 a 40 centímetros. El abanico alcanza un espesor de 200 a 300 metros, lo que demuestra una gran movilidad del relieve y la permanencia del abanico durante una gran parte de la sedimentación pliocena. Encima, separados por un pedimento, se encuentran otros 100 metros de conglomerados. La parte basal corresponde a la sedimentación durante el cambio de clima entre el Plioceno y el Cuaternario; la parte superior corresponde a sedimentos glaciales del Cuaternario (Formación Purapurani).

En el centro de la cuenca, la sedimentación se vuelve francamente lacustre. Los bancos arcillosos son pequeños y se encuentra poca arena; las escasas gravas tienen un tamaño inferior a 3 centímetros. En el tope se nota la presencia de arcillas y bancos delgados de lignito.

Al oeste de la cuenca, en la península de Taraco, 200 metros de conglomerados descansan en discordancia angular sobre las rocas oligo-miocenas de la Serranía de Tiwanaku. Los conglomerados son compuestos de cantos gruesos (hasta 20 centímetros de diámetro) con una matriz arcilloso-arenosa, de tipo *debris-flow* y *mud-flow*. Son típicos de un ambiente fluvio-torrencial de abanico aluvial. Una evolución horizontal, de cantos gruesos a cantos más finos indicaría una alimentación de norte a sur. La escasez de cantos de granito sería un argumento según el cual los granitos de la Cordillera Real todavía no estuvieron expuestos a la erosión (Ahlfeld & Branisa, 1960).

En la cuenca de La Paz, en los sedimentos fluviales a lacustres que corresponden a la base del abanico, está intercalada la toba "Cota-Cota" que ha dado una edad K/Ar de 5.5 ± 0.1 a 5.8 ± 0.2 Ma (Lavenu *et al.*, 1989). En el tope de la serie, la Toba Chijini dió edades K/Ar de 3.27 Ma (Clapperton, 1979), 2.8 ± 0.1 Ma (Lavenu *et al.*, 1989) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 2.650 ± 0.012 Ma (Marshall *et al.*, 1991). Eso confirma la contemporaneidad de las formaciones Umala y La Paz. Intercalada dentro de los conglomerados de piedemonte de la Cordillera oriental al norte de La Paz (Valle del Río Kaluyo, en Limanpata) que se encuentran encima de la Formación La Paz, una toba descansa sobre morrenas de la glaciación Patapatani. Dobrovolny (1962) interpreta esta toba como el equivalente de la Toba Chijini. Para Servant (1977) y Ballivián *et al.* (1978) esta toba sería cuaternaria. Una datación K/Ar de 2.8 ± 0.1 Ma (Lavenu *et al.*, 1989) indica una edad pliocena y establece la correspondencia entre esta toba y la Toba Chijini. Eso confirma la existencia de una primera glaciación en el Plioceno terminal.

Más al norte, cerca del lago Titicaca, en Chua, una toba dacítica dió una edad de 7.6 ± 0.7 Ma (Lavenu *et al.*, 1989). Corresponde, en edad, al flujo andesítico de la base de la Formación Cerke en la Cordillera Occidental. Este volcanismo representaría la base de la secuencia mio-pliocena en ambos piedemontes (occidental y oriental) del Altiplano. Entre 8 Ma y 6 Ma aproximadamente, edad del límite entre el tope de los sedimentos miocenos y la base de la megasecuencia mio-pliocena, existe entonces una laguna de depósitos indicando que hubo un equilibrio entre sedimentación y erosión en el Altiplano. Este intervalo de tiempo correspondería a una calma tectónica relativa después de la fase tectónica Q3. En Achacachi, una cinerita riolítica interstratificada en sedimentos fluviales dió una edad K/Ar de 2.8 ± 0.1 Ma (Lavenu *et al.*, 1989). Esta es de la misma edad que la Toba Chijini y la toba de Ayo Ayo. Los conglomerados de la península de Taraco son cortados por superficies de abrasión que corresponden a niveles altos de lagos del Cuaternario antiguo, lo que les daría una edad Plioceno terminal.

La Cordillera Oriental

En la cuenca intracordillerana de Cochabamba-Sacaba, en el Valle de Sacaba, se distinguen dos unidades litoestratigráficas discordantes: una unidad inferior, lacustre, plegada, y una unidad superior, fluvio-lacustre, horizontal. Los sedimentos de la unidad inferior presentan alternancias de arena fina y arcilla de espesor desconocido. Según Ahlfeld (1972) tendría más de 300 metros. Restos de vertebrados como *Plohophorus* sp. (Edentata, Glyptodontidae) determinados por Villarreal (*in* Mancilla, 1979) permiten dar a esta unidad una edad Plioceno inferior a medio. La unidad superior, bien desarrollada en el Valle de Cochabamba, es de edad pleistocena (Graff, 1977; 1982).

Más al sur y al oeste, las pequeñas cuencas de Sucre y de San Isidro presentan sedimentos fluviales y lacustres, plegados, todavía sin fósiles. Podrían pertenecer al Plioceno o al Cuaternario antiguo.

LA MEGASECUENCIA PLIO-CUATERNARIA

Mientras que el Plioceno se caracteriza por depósitos fluviales y lacustres correspondiendo a un ambiente relativamente cálido, el paso al Cuaternario se marca por un cambio climático importante. El clima sufre un brusco enfriamiento y aparecen glaciaciones hacia 3 Ma que se desarrollan durante todo el Cuaternario. Este cambio climático ocasiona modificaciones profundas en el tipo de los depósitos. Los sedimentos cuaternarios presentan facies particulares de altitud: glaciales e interglaciales en las cordilleras y su piedemonte, fluviales hasta torrenciales en el piedemonte y en la altiplanicie, lacustres hasta evaporíticas en el centro de la cuenca. Con ayuda de las superficies de erosión o pedimentos que cortan y separan las diferentes unidades fluvio-lacustres o glaciales, se pudo establecer una cronología relativa de los diferentes eventos sedimentológicos y morfológicos en el norte del Altiplano y de las Cordilleras (Fig. 3).

ALTIPLANO	PIEDEMONTES	C. ORIENTAL	★
Lago TITICACA	t 0	nivel actual	
Lago TAUCA	t 1	terrazas holocenas	
Lago MINCHIN	t 2	terrazas	
Lago BALLIVIAN	t 3/5/3	terrazas	G IV
Lago CABANA	s 4	superficie de ablación	G III/ n°4
Lago MATARO	s 5	superficie de ablación (poligénica)	n°3 G II/ n°2
	s 6	superficie de ablación (poligénica)	G I/ n°1
		GI. CHOQUEYAPU II	
		GI. CHOQUEYAPU I	
		GI. SORATA	
		GI. KALUYO	
		F. PURAI'URANI	
		GI. CALVARIO	
		GI. PATAPATANI	

Fig. 3.— Tabla de correlaciones de los depósitos sedimentarios plio-cuaternarios y los eventos cuaternarios morfológicos en el Altiplano norte y la Cordillera Oriental

La Cordillera Occidental

La megasecuencia plio-cuaternaria empieza por los depósitos lacustres de la Formación Charaña. Según Blanco (1980), tres secuencias principales grano- y estrato-crecientes conforman esta formación. Son secuencias de 20 a 30 metros de espesor cada una. Las dos primeras secuencias están compuestas de sedimentos lacustres diatomíticos con presencia de gravas en la base y calizas en el tope. La última secuencia está esencialmente conformada de gravas y costras calcáreas con figuras sinsedimentarias de crioturación indicando un enfriamiento del clima. En las gravas, se hallaron fósiles de edad Pleistoceno inferior a medio: Edentata (Glyptodontidae, Doedicurinae, *Plaxhoplus* sp.; Mylodontidae, *Glossotherium* sp.), Litopterna (Macraucheniiidae, *Macrauchenia d'ullomensis*) y Artiodactyla (Cervidae, gen. et sp. indet.) (Hoffstetter, *in* Blanco, 1980). La Formación Charaña descansa sobre la ignimbrita Pérez de 2.8 Ma (Marshall *et al.*, 1991) y es anterior al período Bruhnes de 0.8 Ma (Servant-Vildary & Blanco, 1984). El contacto entre la ignimbrita Pérez y la Formación Charaña se hizo por intermedio de una superficie de erosión o pedimento (S₆). Según Blanco (1980) tres pedimentos cortan los depósitos: un pedimento superior A, antiguo, que va de 4060 a 4120 metros de altitud, un pedimento intermedio B encajonado dentro de A a 4025 metros de altitud, un pedimento inferior C a 4000 metros. Cuatro terrazas comprueban el encajonamiento de los ríos: una terraza t₃, pre-Holoceno, con gravas, una terraza t₂ intermedia que no existe en toda la cuenca, una terraza t₁ holocena con turba y la terraza actual t₀.

El Altiplano

Desde principios del Cuaternario, el Altiplano norte ha sido ocupado por lagos que no han tenido siempre la extensión de los lagos actuales (Fig. 4). Los depósitos cuaternarios son posteriores a la superficie de ablación poligénica S_6 cuya evolución es compleja. En el piedemonte occidental, S_6 corresponde directamente a la superficie fracturada y erodada de la toba ignimbrítica Pérez; en el piedemonte oriental es posterior a la toba Chijini plegada. La extensión y los límites de los lagos están directamente ligados a las modificaciones climáticas y a la tectónica. Así, los diferentes depósitos lacustres no están superpuestos, sino encajonados unos dentro de otros. A veces no se observan directamente los sedimentos lacustres sino los equivalentes fluviales de borde de lago o las superficies de ablación que marcan el nivel máximo alcanzado por la capa de agua.

Ayo Ayo (Hoffstetter *et al.*, 1971), llamados por Ahlfeld & Branisa (1960) depósitos del lago "pre-Minchin" corresponderían tanto por la litología como por la posición morfológica al lacustre Mataro. Desde Ayo Ayo hasta La Paz, estos sedimentos descansan por intermedio de una superficie de ablación (S_6) sobre la toba de Ayo Ayo datada en 2.8 Ma. Según Lavenu *et al.* (1984) estos depósitos corresponden a la Formación Purapurani de la cuenca de La Paz, datada en 1.6 Ma (Lavenu *et al.*, 1989).

La unidad Cabana se encajona en la serie precedente, mostrando así que esta nueva capa de agua tenía una superficie y un volumen reducidos con relación a lo anterior. Los depósitos lacustres, que aún poseen indicios fluviales, afloran sobre unos 50 metros de espesor. Esta unidad está limitada por una superficie S_4 , nivel máximo de las aguas Cabana, que se encuentra a una altitud de 3900 metros.

Generalmente, en el piedemonte y en la Cordillera Oriental, las superficies S_5 y S_4 dominan de varias decenas de metros el fondo de los valles de los ríos actuales. En el norte y el centro del Altiplano, la existencia de estas dos superficies, cada una conservando una altitud constante, permite pensar que los lagos, primero Mataro luego Cabana, formaban, cada uno, un solo plano de agua en el Altiplano norte.

Posteriormente, los depósitos lacustres del lago Ballivián (Bowman, 1909), conocidos en el Altiplano norte (Formación Ulloma en Bolivia, Formación Azangaro en el Perú) se encajonan dentro de los depósitos Cabana. Estos depósitos Ulloma son muy fosilíferos y trabajos recientes permiten atribuirles una edad Pleistoceno medio, Ensenadense a Lujanense inferior en la cronología sudamericana (Hoffstetter, 1986; Marshall *et al.*, 1991; Marshall & Salinas, 1991), sea alrededor de 0.5 Ma (Marshall *et al.*, 1984). El tope de los sedimentos del lago Ballivián corresponde a una superficie S_3 situada a 3860 metros de altitud actual. Al pie de los relieves y en las cordilleras, pasan a terrazas aluviales t_3 ampliamente desarrolladas. Estas terrazas se encuentran generalmente a 5 ó 6 metros por encima de los ríos actuales. Alrededor del lago Titicaca, existen algunos índices de una terraza intermedia, a una altitud de 3840 metros, que no parece relacionarse con los niveles anteriores y tampoco a los posteriores. No se conocen terrazas fluviales asociadas y este nivel de abrasión

podría corresponder a un período corto de estabilidad del plano de agua durante la fase general de bajada del lago Ballivián. En el sur del Altiplano, los niveles lacustres de la Formación Escara podrían corresponder a los del lago Ballivián (Servant, 1977). Estos niveles que se encuentran a una altitud actual más baja (3780 metros) demostrarían la existencia, en esta época, de un umbral entre Ulloma y Callapa, ahora entallado por el Río Desaguadero (Servant & Fontes, 1978).

El Pleistoceno superior está marcado, en el centro y el sur del Altiplano, por los depósitos arcillosos o arcilloso-arenosos del lago Minchin. Se desarrollaron varias terrazas de abrasión sobre las

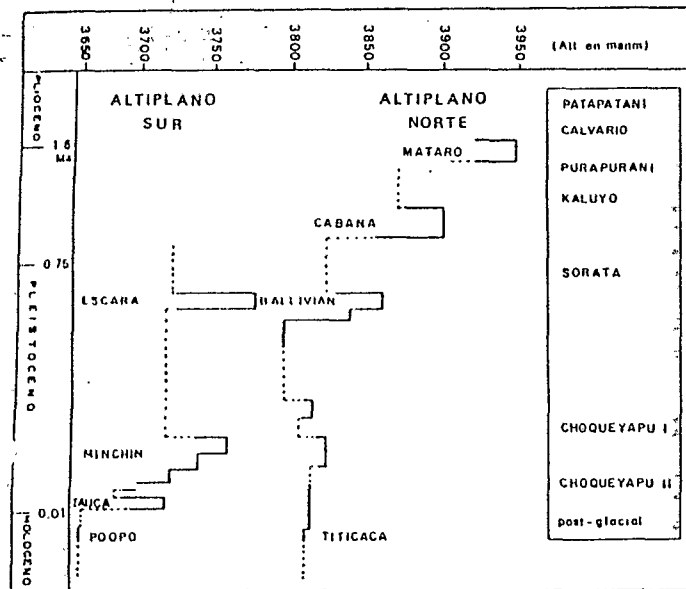


Fig. 4.- Relaciones entre las capas lacustres del Altiplano norte y sur y los eventos glaciales de la Cordillera Oriental

La existencia de los dos niveles lacustres más antiguos (Mataro y Cabana) está claramente demostrada al noroeste del lago Titicaca, tanto en Perú como en Bolivia (Lavenu *et al.*, 1984).

El depósito más antiguo, Mataro, presenta una serie detrítica fluvial con alternancia de bancos arcillo-arenosos de color ocre y de arenas y gravas. La serie, incompleta, aflora sobre aproximadamente 50 metros de espesor. El tope del nivel Mataro corresponde a una superficie de ablación (S_5) que se desarrolla a una altitud actual de 3950 metros alrededor de la paleo-cuenca, argumento morfológico que permite precisar la extensión de este lago. Así, al sur de La Paz, los depósitos fluviales pleistocenos de

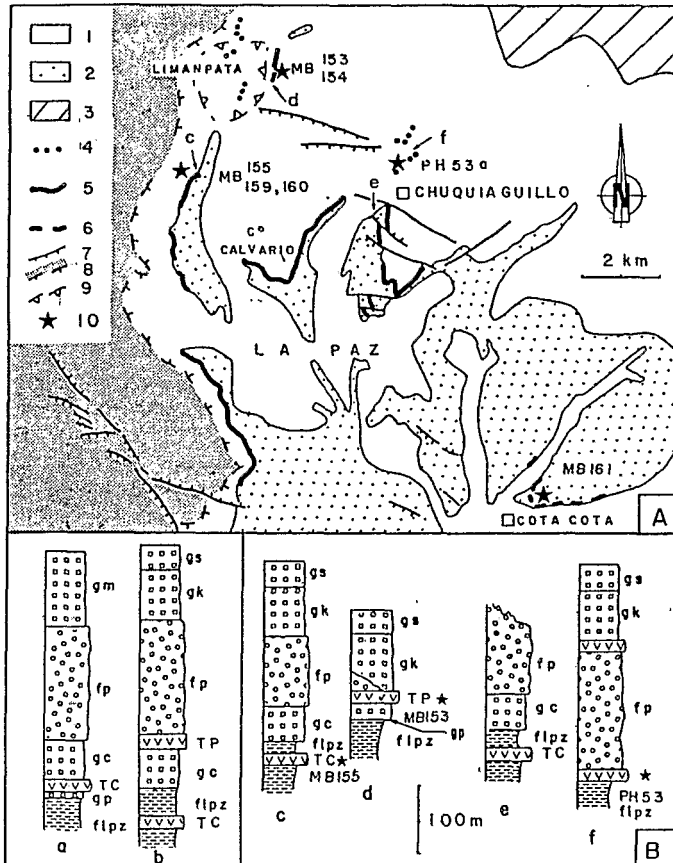


Fig. 5.- Cuenca de La Paz.

A- Mapa esquemático de la cuenca de La Paz:

- 1, aluviones cuaternarios; 2, Formación La Paz; 3, substrato (Cordillera Oriental); 4, toba interglacial datada en 1.6 Ma (Lavenu *et al.*, 1989); 5, toba Chijini o Patapatani;
 - 6, toba Cota Cota; 7, falla normal; 8, borde del Altiplano;
 - 9, deslizamiento de Limanpata; 10, ubicación de las muestras datadas.
- B- Columnas estratigráficas: a, según Dobrovoly (1962); b, según Servant (1977) y Ballivián *et al.* (1978); c, d, e, f, cortes ubicados en el mapa (gs, morrena Sorata; gm, morrena Milluni; gk, morrena Kaluyo; fp, Formación Purapurani; TP, toba Patapatani (= T. Chijini); gc, morrena Calvario; TC, toba Chijini; gp, morrena Patapatani; flpz, Formación La Paz).

cuales se nota la presencia de algas calcáreas. Según Servant & Fontes (1978) estas terrazas se ubican a 3760, 3740, 3720 y 3700 metros de altitud actual. En el norte del Altiplano, alrededor del lago Titicaca, sedimentos lacustres se encajonan en los sedimentos del lago Ballivián. Los límites de este nuevo plano de agua se caracterizan por una superficie de ablación y por terrazas (t_2) situadas a 3825 metros de altitud, entre 10 y 15 metros por encima del nivel actual del lago Titicaca. Este lago es el equivalente del lago Minchin del centro y sur del Altiplano (Servant & Fontes, 1978),

comunicando por un paleo-río Desaguadero. Estas terrazas del Altiplano norte corresponden, río arriba, a terrazas aluviales situadas 3 ó 4 metros por encima de los ríos actuales. Restos fósiles incompletos de vertebrados (*Artiodactyla*, *Camelidae*; *Perissodactyla*, *Equidae*) encontrados al este del lago Poopó permiten atribuir a estos depósitos una edad Lujanense indiferenciado (Lavenu, 1984; Marshall *et al.*, 1991; Marshall & Sempere, 1991). Dataciones de Servant & Fontes (1978), sobre conchas encontradas en una terraza intermedia, de 27500 ± 800 años BP y 26000 ± 600 años BP confirman la edad Pleistoceno superior del lacustre Minchin.

El límite Pleistoceno medio-Holoceno está caracterizado por el desarrollo de depósitos lacustres que ocuparon las depresiones. Se encuentran sobre todo alrededor del lago Poopó y de los salares Uyuni y Coipasa. Los testigos de los más altos conforman terrazas a 3720 metros. Servant (1976) llamó este lago, "Tauca". Dataciones ^{14}C dieron 12360 ± 120 años BP para los depósitos más altos y 10020 ± 160 años BP para los más bajos (Servant & Fontes, 1978). En el norte, alrededor del lago Titicaca, las terrazas de este episodio (t_1) se encuentran cinco metros encima del nivel actual de las aguas, a 3815 metros. El lago Tauca debía tener una superficie de unos 43000 km^2 en el sur del Altiplano (Servant & Fontes, 1978) y unos 9000 km^2 en el norte. Después se redujeron estas capas de agua y actualmente sólo queda el lago Titicaca a 3810 metros de altitud con 8560 km^2 , el lago Poopó (3686 msnm) y los salares (3655 msnm promedio).

La Cordillera Oriental

Encima de los 3800 metros, los sedimentos y la morfología de las cordilleras son característicos de ambiente glacial.

En la zona de La Paz (Fig. 5), donde el corte del Río La Paz permite una buena observación de los depósitos, los trabajos de Troll & Finsterwalder (1935) y de Dobrovoly (1962) permiten distinguir cuatro glaciaciones cuaternarias Patapatani, Calvario, Milluni y Choqueyapu. Servant (1977), Blés & Ballivián (1977), Blés *et al.* (1977) y Ballivián *et al.* (1978) dividen la unidad Milluni en dos glaciaciones separadas: Kaluyo y Sorata. En el piedemonte de la Cordillera Real, Servant (1977), Blés *et al.* (1977) y Ballivián *et al.* (1978) observan que los diferentes episodios glaciales e interglaciales se superponen, salvo los de Sorata y Choqueyapu instalados en fondo de valle. Paleosuelos y superficies de ablación (Servant, 1977; Lavenu, 1988) permiten separar las diferentes glaciaciones. El estudio cartográfico y morfológico de los depósitos glaciales e interglaciales muestra la existencia de dos tipos de glaciaciones: glaciaciones de piedemonte o de *plateau*, como las glaciaciones Patapatani, Calvario, Kaluyo y glaciaciones de valle como las glaciaciones Sorata y Choqueyapu. Según Dobrovoly (1962), la glaciación Patapatani se encuentra por debajo de la toba Chijini. Observaciones de campo (Clapperton, 1979; Lavenu, 1988) confirman esta interpretación y las dataciones radiométricas de la toba Chijini entre 3.27 Ma (Clapperton, 1979) y 2.8 Ma (Lavenu *et al.*, 1989; Marshall *et al.*, 1991) muestran que esta primera glaciación tiene una edad Plioceno

superior y no Cuaternario. Encima de la Formación La Paz se desarrolla una unidad interglacial fluvial, de 10 metros de espesor, compuesta de gravas de 10 a 20 centímetros de diámetro. Los cantos no presentan índice de estrías glaciales. Este episodio fluvial es unalvo, sin embargo, el límite entre la Formación La Paz y estas gravas pre-Calvario está todavía marcado por una superficie de erosión (I para Servant, 1976 ; n°1 para Blés *et al.*, 1977) por debajo de la cual se encuentran testigos de una alteración marcada por la presencia de un paleosuelo rojo, a veces de varios metros de espesor (Ballivián *et al.*, 1978). La glaciación Calvario corresponde a material morrénico de unos 90 metros de espesor, con arcillas gris-azul y gravas hasta 1 metro de diámetro. El tope está compuesto por gravas fluviales o fluvio-glaciales de unos metros de espesor. La Formación interglacial Purapurani descansa, por intermedio de una superficie de erosión (II para Servant, 1976; n°2 para Blés *et al.*, 1977) tanto sobre la Formación Calvario, como directamente sobre la Formación La Paz. En el centro de la cuenca de La Paz, la Formación Purapurani empieza por niveles lacustres con intercalaciones de lignito. Después, en el centro como en el borde oriental de la cuenca, la formación se vuelve conglomerádica con facies de abanico aluvial, y puede alcanzar un espesor de unos 250 metros. En el Río Chuquiaguillo (7 km al NE de La Paz) una toba, en la base de la Formación Purapurani, dió una edad K/Ar de 1.6 ± 0.1 Ma (Lavenu *et al.*, 1989). Esta edad corresponde al límite Plioceno-Pleistoceno. Este resultado implica que la glaciación Calvario se encuentra en el límite Plioceno terminal-Cuaternario antiguo.

La superficie de erosión S_5 (n°3 para Blés *et al.*, 1977) corta el tope de la Formación Purapurani hasta hacerla desaparecer por completo al norte de La Paz, en el Río Kaluyo. Encima de esta superficie se desarrolla la unidad glacial inferior de la Formación Milluni: la glaciación Kaluyo. Corresponde a depósitos de morrena, flujos de lodo con cantos estriados o sedimentos fluvio-glaciales. Podría alcanzar un espesor de 100 a 150 metros (Ballivián *et al.*, 1978).

Después de un episodio de alteración, con formación de paleosuelo rojo, el piedemonte está cortado de nuevo por la superficie de abrasión S_4 (III para Servant, 1976; n°4 para Blés *et al.*, 1977). Esta superficie está disectada por erosión fluvial antes del depósito de las morrenas de la glaciación Sorata que se encuentran tanto sobre el pedimento como en los valles (Ballivián *et al.*, 1978).

Sigue una fase de erosión importante (IV para Servant, 1976) que favorece la elaboración de valles profundos. Estos valles cortan el sistema de superficies de abrasión anteriores. No hay superposición de los depósitos y de las superficies de abrasión, más bien un encajonamiento. Los valles son posteriormente ocupados por las morrenas de la glaciación Choqueyapu con sus dos períodos de avance y receso, Choqueyapu I y Choqueyapu II (Troll & Finsterwalder, 1935; Dobrovolsky, 1962; Maltrait, 1977; Ballivián *et al.*, 1978; Argollo, 1982). Según Argollo, la glaciación Choqueyapu I tendría una edad ^{14}C de $35\ 620 \pm 500$

años BP a más de 40 000 años BP y la glaciación Choqueyapu II, una edad de $17\ 370 \pm 120$ años BP.

En el Altiplano, las superficies de erosión se encajonan como los episodios lacustres, mientras que en el piedemonte las superficies de erosión como los depósitos glaciales e interglaciales se superponen (Servant, 1977 ; Blés *et al.*, 1977), salvo para las dos últimas glaciaciones Sorata y Choqueyapu.

Servant (1976) observa que la glaciación Sorata se encuentra, como el lacustre Ballivián, entre los pedimentos III y IV del Altiplano. Por analogía, este autor considera que la superficie II corresponde al pedimento entre Calvario y Purapurani y que la superficie I corresponde al pedimento entre Calvario y la Formación La Paz. Además, a partir de las dataciones ^{14}C , se establece una relación entre el nivel máximo del lacustre Tauca ($12\ 320 \pm 120$ a BP y $10\ 020 \pm 160$ a BP; Fontes & Servant, 1976) y el último receso importante de la glaciación Choqueyapu (posterior a $17\ 320 \pm 120$ a BP y $16\ 000$ a BP ; Argollo, 1982): a cada receso importante de los glaciares, se puede asociar un máximo lacustre.

Así se puede establecer relaciones más amplias (Fig. 3). El lago Mataro correspondería a la Formación Purapurani, interglacial Calvario/Kaluyo (S_5) ; el lago Cabana correspondería al interglacial Kaluyo/Sorata (S_4) ; el lago Ballivián correspondería al interglacial Sorata/Choqueyapu I (S_3/t_3) ; el lago Minchin correspondería al interglacial Choqueyapu I/Choqueyapu II (t_2) ; el lago Tauca correspondería al post-glacial Choqueyapu II (t_1). Por fin, el lago Titicaca corresponde a la evolución holocena post-glacial (t_0).

Este esquema propuesto para el piedemonte de la Cordillera Oriental no es tan sencillo como el esquema indicado para el Altiplano (Fig. 6). Por ejemplo, existe una indeterminación sobre la posición o existencia de superficies de erosión en todo el Altiplano. Entre el pedimento II y III, Blés *et al.* (1977) observan un pedimento suplementario (n° 3). Entre S_6 y S_5 Lavenu *et al.* (1984) no observan el pedimento II o n°2. Eso puede explicarse, tanto por la desaparición por erosión de la superficie, como probablemente, por el hecho de que las superficies S_6 y S_5 son poligénicas. En efecto, la permanencia de las capas de aguas en zona quieta permitieron que se reutilicen superficies antiguas sin mayor erosión entre ellas mientras

BLANCO 1980 (Charaña)	SERVANT 1977 (Altiplano, La Paz)	BLES <i>et al.</i> 1977 (La Paz)	LAVENU <i>et al.</i> 1984 (Altiplano)
T ₂	t	t	t ₁
	t	t	t ₂
T ₁	IV		t ₃
C	III	n° 4	S ₄
B		n° 3	S ₅
A	II	n° 2	?
SP ?	I	n° 1	S ₆

Fig. 6.- Correlaciones entre las diferentes superficies de ablación entre la Cordillera Occidental (Charaña), el Altiplano y el piedemonte de la Cordillera Oriental (La Paz), según diversos autores.

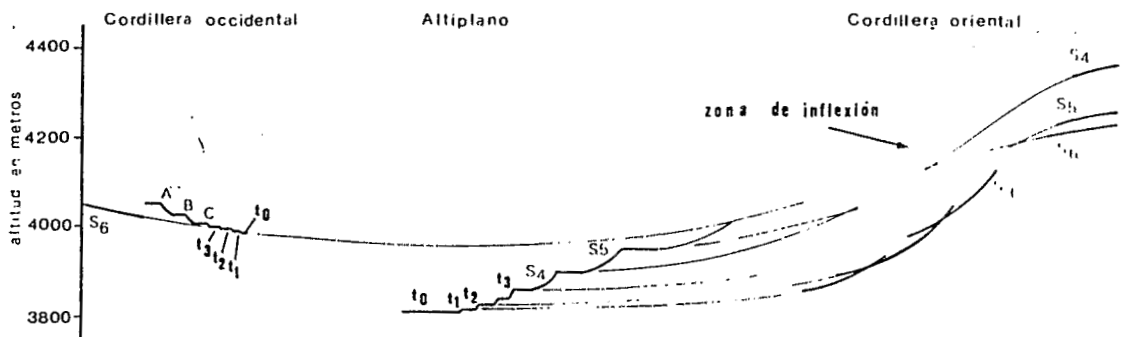


Fig. 7.- Relaciones morfológicas esquemáticas entre las superficies de ablación y las terrazas aluviales entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental en posición actual. No se toman en cuenta las fallas normales cuaternarias en ambos piedemontes (sin escala).

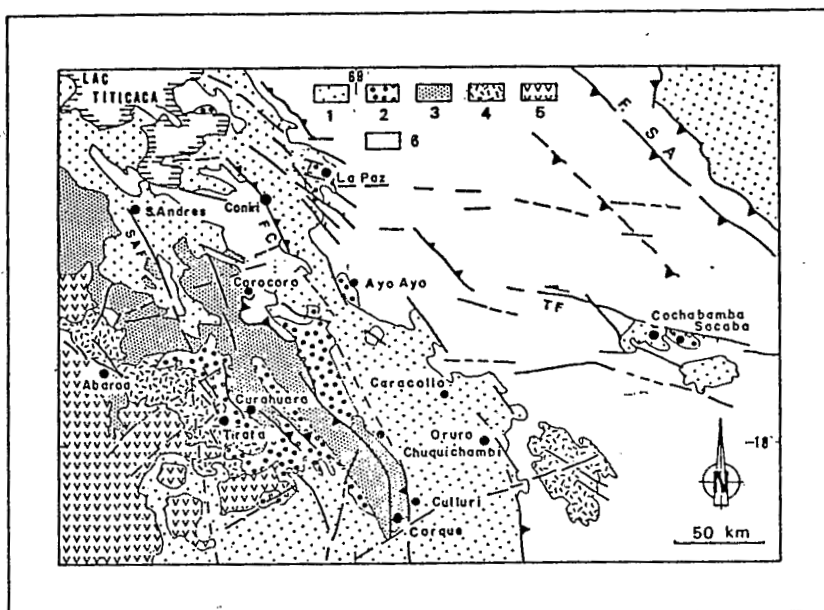


Fig. 8.- Esquema estructural del centro-oeste de Bolivia. 1: Cuaternario; 2: Plioceno; 3: Oligo-Mioceno; 4: volcanismo plioceno; 5: volcanismo cuaternario; 6: rocas pre-Oligoceno. FC: Falla Coniri; SAF: Falla San Andrés; TF: Falla Tunari; FSA: frente subandino

que en el piedemonte, agua arriba, los pedimentos eran más numerosos debido posiblemente a la movilidad del relieve de la Cordillera.

Cabe notar que las superficies S_6 , S_5 y S_4 se superponen en la Cordillera Oriental mientras que se encajonan en el Altiplano. Existe una zona de inflexión de estas superficies en el piedemonte de la Cordillera (Fig.7). A partir de la superficie S_3 , el encajonamiento es general.

El piedemonte oriental de la Cordillera Occidental, el Altiplano y las cuencas intramontañosas de la Cordillera Oriental (Fig. 8) sufren fallas normales agrupadas en dos sistemas. Las fallas de dirección E-W, poco visibles en cartografía, se encuentran a menudo en *echelon*, de dirección N120 a N130°E (cuenca de La Paz, zona de Curahuara de Carangas); afectan al Cuaternario. Las fallas morfológicamente bien marcadas, de dirección N120°E al norte y N-S al sur, limitan la cuenca del Altiplano. Al oeste, el límite estructural entre Altiplano y Cordillera Occidental está nitidamente marcado por la falla San Andrés. Al este, el límite estructural entre Altiplano y Cordillera Oriental está también marcado por una familia de fallas N125°E a N-S.

EL REGIMEN TECTONICO DEL PLIOCENO AL PRESENTE

La parte boliviana de los Andes centrales se encuentra encima de una zona de subducción cuyo buzamiento de la placa subductada alcanza 30°, eso la diferencia de los Andes del Perú central, al norte de 14°S y del Norte Chico de Chile, al sur de 27°S, donde el plano de subducción está cercano a la horizontal, entre 10° y 15° (Barazangi & Isacks, 1976, Stauder, 1975; Sacks, 1977, Grange *et al.*, 1984).

El
con
de a
debi
anal

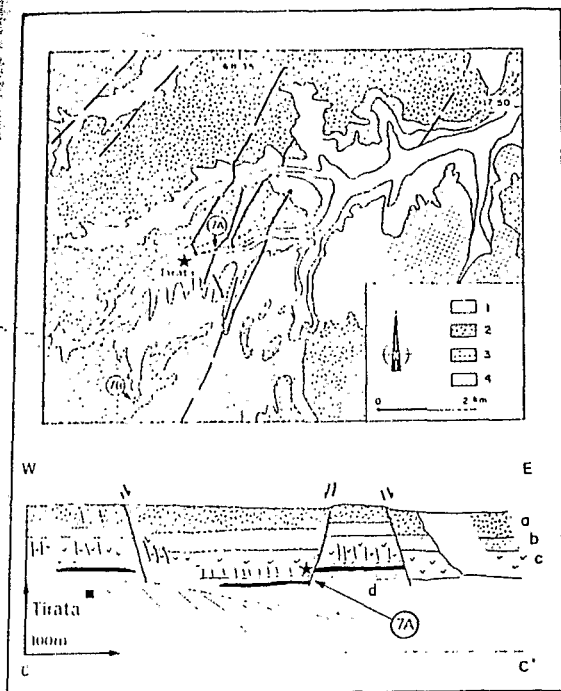


Fig. 9.- Las deformaciones plio-cuaternarias de Tirata (borde occidental del Altiplano) (según Lavenu, 1988).

Mapa : 1- Cuaternario aluvial ; 2- ignimbrita Pérez ; 3- Plioceno ; 4- Mioceno ; Fallas NNE-SSW afectan en su totalidad los afloramientos neogenos.
Corte : a- ignimbrita Pérez ; b- sedimentos pliocenos ; c- "Toba 76", base del Plioceno ; d- sedimentos miocenos.
En el borde oeste del graben, pequeñas fallas normales sin-sedimentarias afectan el Plioceno.

Estructuras compresivas, pliegues y fallas inversas como fallas de rumbo, afectando los depósitos del Oligo-Mioceno y del Plioceno, se observan también en varios lugares del Altiplano. Son la consecuencia de varios eventos tectónicos compresivos (Martínez, 1980; Lavenu, 1988; Sébrier *et al.*, 1988 ; Sempere *et al.*, 1990; Lavenu & Mercier, 1993) y son análogos a los indicados más al sur en la Puna argentina (Allmendinger *et al.*, 1983; Jordan *et al.*, 1983; Isacks *et al.*, 1982). Fallas normales deforman también el Mio-Plioceno y el Cuaternario de estas cuencas. Así, una evolución tectónica y neotectónica compleja, en extensión y compresión caracteriza los Andes altos de Bolivia.

En el Mioceno terminal, hacia 7-8 Ma, durante el evento tectónico compresivo Quechua 3 (Q₃ para Lavenu, 1988 y F₄ para Sébrier *et al.*, 1988) se desarrollan pliegues, fallas inversas y de rumbo, debidas a un acortamiento de dirección NE-SW (Lavenu, 1988). El análisis de la cinemática de las fallas activadas durante esta fase

muestra que la dirección de acortamiento está entre N25° y N45°E. Esta dirección de acortamiento es diferente de la dirección de convergencia E-W de las placas Nazca y Sudamérica admitida para este período (Pardo-Casas & Molnar, 1987). Esta dirección NE-SW puede estar ligada a un efecto de geometría regional debido a la dirección N120°E de la cadena que, en el Perú meridional, tiene una dirección regional de compresión cercana a E-W (Mégard, 1987; Sébrier *et al.*, 1988) o NE-SW (Huaman, 1985). Esta fase tectónica compresiva de edad Mioceno terminal podría ser la expresión paroxismal de un período en compresión afectando la cadena durante todo el Oligo-Mioceno (Labrousse & Soria, 1987 ; Sempere *et al.*, 1990). La cadena adquiere lo esencial de su relieve durante el Oligo-Mioceno (Sébrier *et al.*, 1988) y una parte del espesamiento de la corteza sería el efecto de un acortamiento tectónico.

METODOLOGIA

A partir de una población de fallas, se define su cinemática utilizando estriaciones medidas sobre los planos de fallas. Se supone que el desplazamiento ocurre según la dirección del esfuerzo de cizallamiento resuelto en el plano de falla. En este caso, se puede calcular un tensor de esfuerzo deviatorico principal a partir de un conjunto de fallas estriadas (Carey & Brunier, 1979). En este trabajo hemos utilizado el algoritmo propuesto por Carey (1976, 1979). Para no mezclar diferentes tensores de esfuerzo deviatorico debido a diferentes eventos tectónicos, una separación de estrías tiene que ser efectuada, basada necesariamente sobre datos geológicos, comprobando su cronología y sus relaciones con los eventos tectónicos regionales.

TECTONICA EXTENSIVA EN EL PLIOCENO

Durante el Plioceno, entre 6 y 3 Ma, la Alta Cadena andina de Bolivia sufre un régimen tectónico extensivo con una extensión σ_3 de dirección E-W. Argumentos sedimentológicos y tectónicos demuestran perfectamente esta extensión, principalmente a lo largo de los bordes del Altiplano, en el límite con las cordilleras.

En la región de Tirata, 30 km al oeste de Curahuara de Carangas, grandes fallas plurikilométricas de dirección NNE-SSW afectan las formaciones de edad miocena, pliocena y cuaternaria. El desplazamiento principal, sinsedimentario, está ligado al movimiento en falla normal antes del depósito de la ignimbrita Pérez, estrato también desplazado por las fallas. El movimiento en falla normal resulta de una extensión E-W (Fig. 9).

En la cuenca de La Paz, numerosas fallas normales (como la de Kenko-Llojeta) compatible con esta dirección de extensión E-W, afectan los sedimentos pliocenos (figs. 10 y 14). El estudio sedimentológico del borde SE de la cuenca confirma la existencia de una extensión pliocena sinsedimentaria. Los abanicos aluviales alimentados durante casi todo el Plioceno por los relieves de la Cordillera Real fueron progresivamente cubiertos por las facies fluvio-lacustres del centro de la cuenca. Este fenómeno de superposición de facies proximales por facies distales corresponde a un ensanchamiento de la cuenca en un régimen tectónico en extensión. Eso coincide con la importante acumulación de 700 metros de sedimentos fluvio-lacustres en la cuenca.

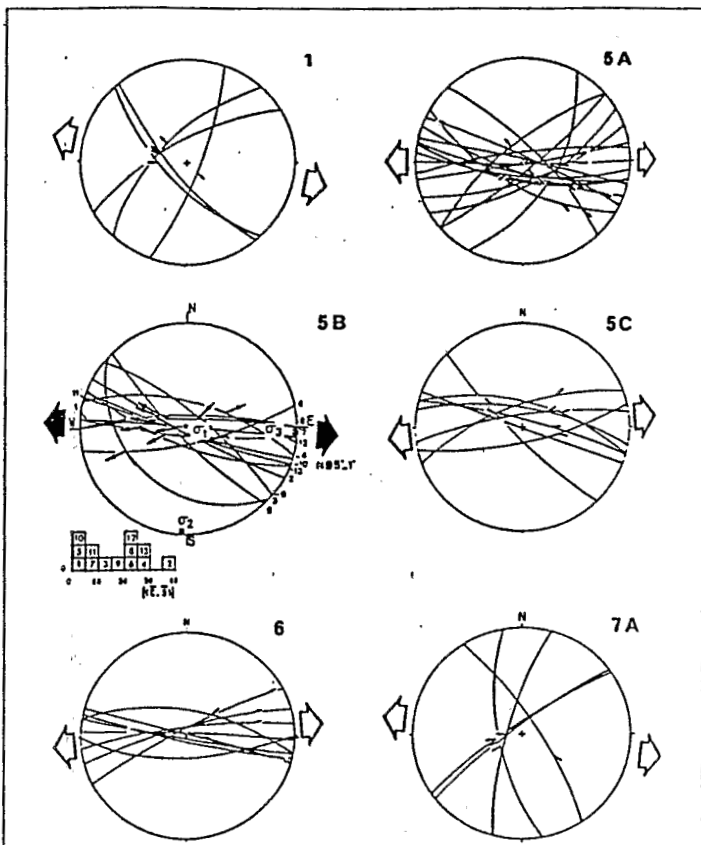


Fig. 10.- Datos de fallas normales y de rumbo-normales en el Altiplano oriental debidas a la extensión pliocena $\sigma_3 = EW$ (según Lavenu & Mercier, 1993). En el diagrama 5B, las flechas vinculadas con las trazas de las fallas, corresponden a las estrias medidas (red de Wulff, hemisferio inferior). Los pequeños segmentos dibujados sobre las trazas de fallas, como los histogramas, indican la desviación entre el vector S medido y el vector T calculado. Los números de datos alrededor del diagrama, corresponden al número indicado en el histograma. Las flechas grandes y negras dan el azimut de la dirección principal de esfuerzo σ_3 calculada; es cercana a EW. En otros diagramas, las direcciones son gráficamente estimadas [sitio 1: Curahuara de Carangas; 5A, 5B, 5C: La Paz; 6: Ayo Ayo; 7A: Tirata].

Unos cien kilómetros al sur de La Paz, entre Ayo Ayo y Viscachani, fallas normales debidas a una extensión de dirección E-W afectan los sedimentos pliocenos (Fig. 11).

En la Cordillera Oriental, los sedimentos pliocenos de la cuenca de Cochabamba-Sacaba sufren también una deformación en extensión de dirección E-W sin que fuera posible darle una edad precisa en relación con el acortamiento que plegó estos sedimentos en el Plioceno terminal.

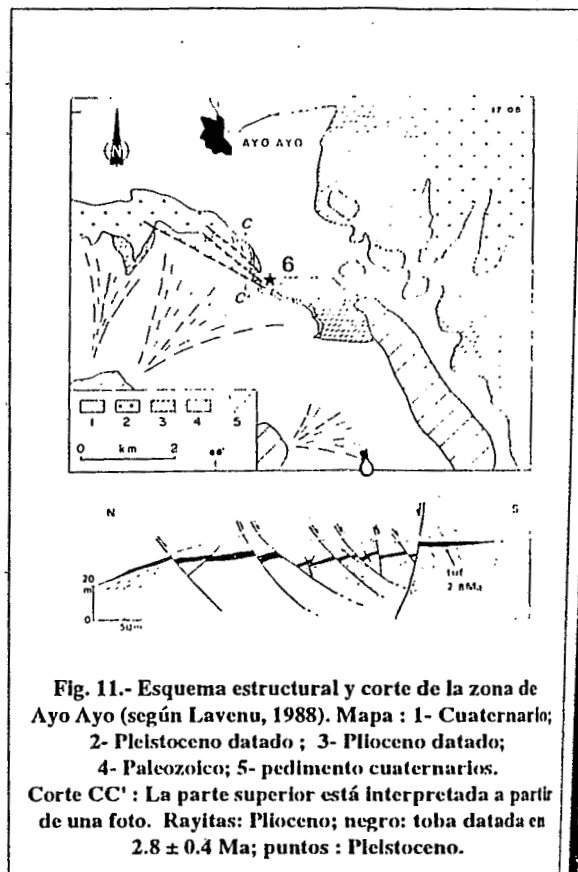


Fig. 11.- Esquema estructural y corte de la zona de Ayo Ayo (según Lavenu, 1988). Mapa: 1- Cuaternario; 2- Plioceno datado; 3- Plioceno no datado; 4- Paleozoico; 5- piedmento cuaternario. Corte CC': La parte superior está interpretada a partir de una foto. Rayitas: Plioceno; negro: toba datada en 2.8 ± 0.4 Ma; puntos: Plioceno.

TECTONICA COMPRESIVA EN EL LIMITE PLIOCENO-CUATERNARIO

En el límite Plioceno terminal-Cuaternario, hacia 3-2 Ma, el evento tectónico compresivo Quechua 4 (Q4 para Lavenu, 1988 y F5 para Sébrier *et al.*, 1988) afecta el Altiplano norte (Fig. 12) y las cuencas de la Cordillera Oriental (Fig. 13). La deformación se caracteriza por la formación de pliegues kilométricos, con gran radio de curvatura, y sobre todo por la reactivación en fallas inversas, o de rumbo-inversas, de fallas antiguas. La compresión σ_1 de dirección N80°E a E-W, muy homogénea, es paralela a la dirección de convergencia de las placas Nazca y Sudamérica en esta época. Se nota un diacronismo en el desarrollo de esta deformación E-W. Es más joven (entre 2.8 Ma y 1.6 Ma) en el piedemonte oriental del Altiplano, en la zona de La Paz, donde la toba Chijini está plegada, mientras que, en Curahuara de Carangas, la ignimbrita Pérez, de la misma edad, está en discordancia sobre el Plioceno plegado. Existe un desplazamiento en el espacio y en el tiempo de la deformación Q₃ de oeste a este.

Además, se observan fallas inversas cuya cinemática es compatible con un acortamiento de dirección N-S. En varios sitios del Altiplano boliviano, la compresión N-S es más joven que la compresión E-W, siendo anterior a 1.6 Ma en la zona de La Paz.

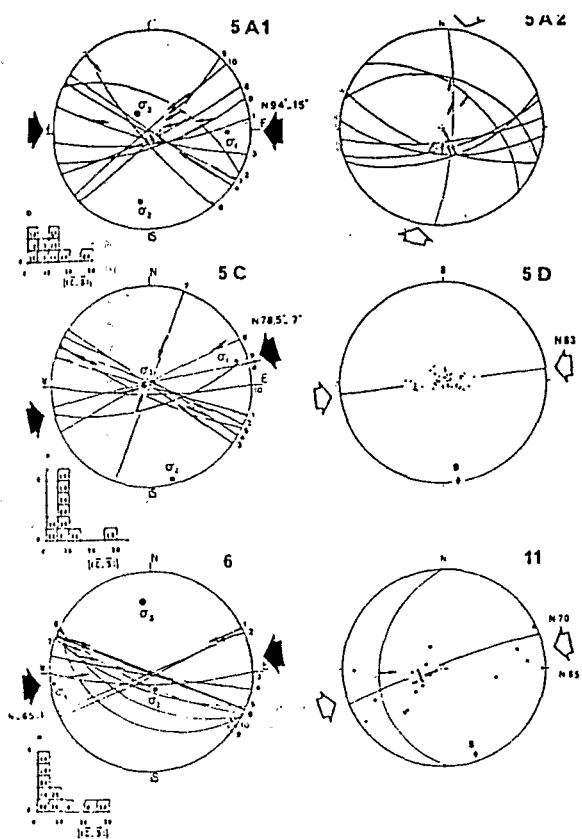


Fig. 12.- Datos del plegamiento y de las fallas inversas y de rumbo-inversas utilizados para el cálculo de las direcciones de compresión $\sigma_1 = EW$ y $\sigma_2 = NS$ del evento tectónico Q_3 en el Altiplano norte (según Lavenu & Mercier, 1993).

Plegues: (red de Schmidt, hemisferio inferior) los puntos representan los polos de estratificación. Se reparten en un círculo mayor cuyo polo (rombo B) indica el eje del pliegue [5D: cuenca de La Paz; 11: Culluri]. Diagramas de fallas: (mismos símbolos que fig. 10; [5A1, 5C, 6: Ayo Ayo; 5A2: La Paz].

No es el caso más al norte, en la región del Cuzco en el Perú donde Cabrera *et al.* (1989) estima que tiene la misma edad que la deformación en compresión E-W del Pleistoceno inferior. Así, a nivel del Altiplano norte, no hay posibilidad de determinar una cronología constante entre los acortamientos E-W y N-S.

TECTONICA EN EXTENSION EN EL CUATERNARIO

Desde el Pleistoceno inferior hasta el Presente, una tectónica en extensión de dirección N-S a N20°E afecta a todas las regiones del

norte de la Sierra boliviana. Las fallas normales, a menudo plurikilométricas, tienen rechazos decimétricos para los movimientos más recientes y hectométricos para los más antiguos. Esas fallas normales tienen una dirección principal promedio WNW-ESE a NW-SE.

En el piedemonte de la Cordillera Oriental, entre La Paz y la frontera con el Perú, se puede evidenciar un primer episodio de extensión pleistoceno anterior a S_6 o S_5 . Entre S_5 y S_4 , la tectónica extensiva N-S es muy importante y provoca rechazos verticales de hasta 400 m a lo largo de fallas E-W a NW-SE (figs. 14; 15; 16). Es en esta época que se crea la fosa del futuro Lago Titicaca (Lavenu, 1991, 1992). Una nueva deformación en extensión N-S afecta la superficie S_4 provocando un nuevo levantamiento de la Cordillera y el encajonamiento de las morrenas Sorata en valles profundos. Las deformaciones en extensión del Pleistoceno superior y del Holoceno no son tan marcadas, sólo con rechazos métricos o decimétricos.

En la Cordillera Oriental, la cuenca plio-cuaternaria de Cochabamba-Sacaba está limitada al norte por la falla Tunari. De importancia regional, tiene una dirección WNW-ESE. Fue muy activa durante el Pleistoceno con una cinemática en falla normal ($\sigma_3 = N41^\circ E$) (Fig. 17).

En el sur de la Cordillera Oriental, la cuenca de Tarija presenta una dinámica diferente con presencia, durante el Cuaternario, de deformaciones tectónicas en compresión y en extensión (Fig. 18). Esta cuenca está rellena por sedimentos del Pleistoceno antiguo a medio (bibliografía en Marshall & Sempere, 1991) datado en 0.7 Ma por McFadden *et al.* (1983). Estos sedimentos sufren una tectónica compresiva débil con escasas fallas de rumbo debida a una compresión σ_1 de dirección N85°E. No se observan grandes fallas normales, pero numerosas microfallas resultan de una extensión principal σ_3 de dirección NNE-SSW (entre N10 y N20°E). Se trata de una solución particular: los cálculos del estado de esfuerzo muestran la existencia de una elipse de esfuerzo de revolución alrededor del eje σ_1 vertical. Así, perpendicularmente a la dirección de σ_3 , σ_2 es también extensivo, sin que se pueda establecer una cronología entre una posible familia de fallas resultado de una extensión N-S y otra de una extensión E-W.

DISCUSION - CONCLUSION

En Bolivia, el estudio de los depósitos pliocenos y pleistocenos de los piedemontes de las cordilleras occidental y oriental como del Altiplano, muestra un cambio radical en la sedimentación, al límite Plioceno-Pleistoceno. La sedimentación pliocena corresponde a depósitos fluviales y fluvio-lacustres, depositados bajo clima cálido y seco, mientras que la sedimentación pleistocena, esencialmente lacustre y conglomerádica corresponde a un clima más húmedo, glacial e interglacial, con glaciaciones importantes en los relieves.

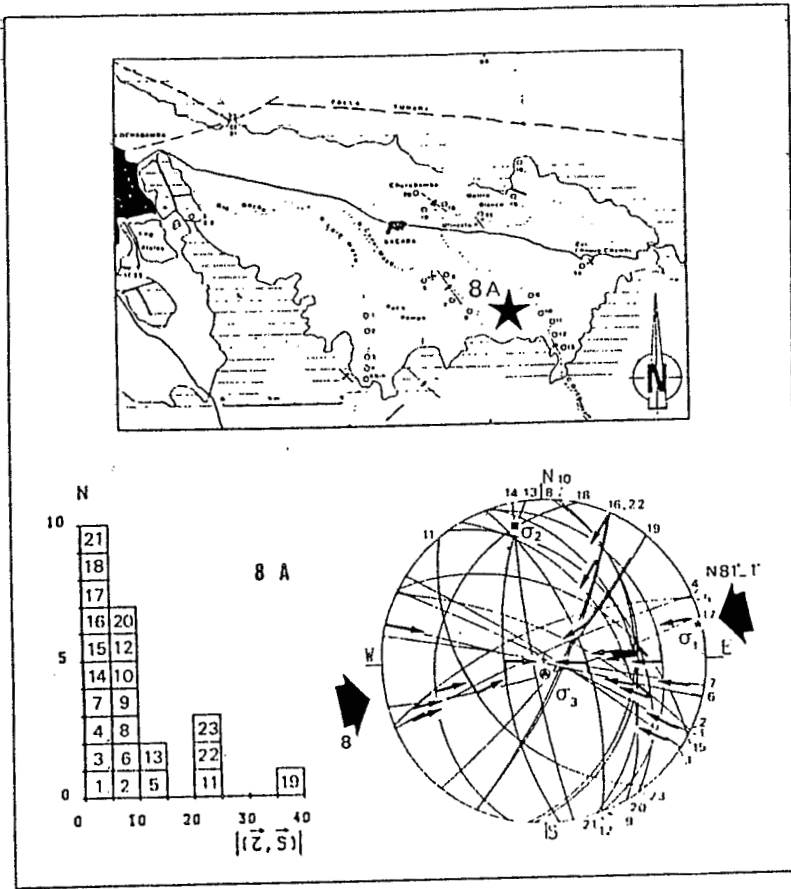


Fig. 13.— Datos de fallas inversas y de rumbo-inversas en la Cordillera Oriental (cuenca de Cochabamba-Sacaba, sitio 8A): compresión $\sigma_1 = E-W$, del Plioceno terminal.

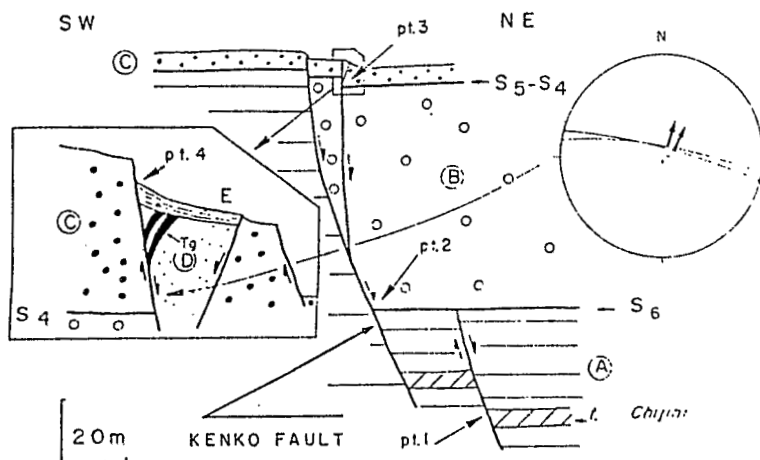


Fig. 14.— Corte de la falla normal de Kenko (sitio 5A, cuenca de La Paz, cf. fig. 12) (según Lavenu 1988).

A: sedimentos pliocenos; B: Formación Purapurani (1.6 ± 0.1 Ma) descansando sobre la superficie de ablación S₄; C: gravas del Altiplano depositadas sobre la superficie de ablación poligénica S₅/S₄; *D: escombros de pendiente en los cuales se observan grietas de extensión (Tg). El análisis de la deformación cuaternaria indica una extensión NS.

Fig. 15

II;

la ub
en e
el re

ante c
so... árido
grandes her
depositos
Pleistoceno,
un cambio
la Cordiller
una pluvios
cantidad, d
Purapurani
sedimentol
clima La fa

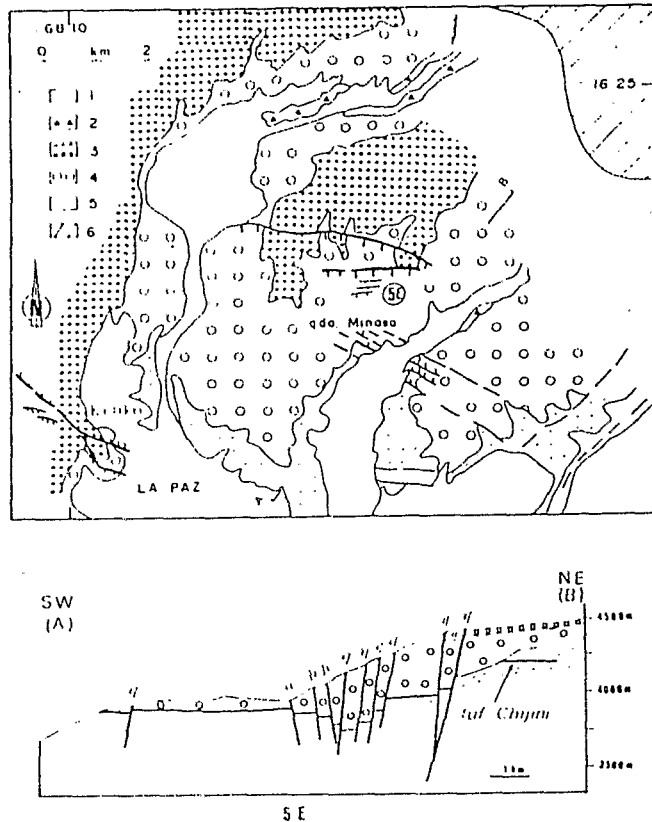


Fig. 15.- Deformación cuaternaria en extensión N-S en la cuenca de La Paz, Quebrada Minasa (sitio 5E) (según Lavenu, 1988).

Mapa: 1-Cuaternario indiferenciado; 2-morrena Choqueyapu II; 3- gravas del Altiplano y morrena Sorata; 4- Cuaternario antiguo; 5- Formación La Paz; 6- Paleozoico.

Corte AB: (mismos símbolos que el mapa) Este corte indica la ubicación de la Toba Chijini del Plioceno superior (2.8 hasta 3.3 Ma) en el borde oriental de la cuenca de La Paz. En la Quebrada Minasa, el rechazo acumulado de esta deformación en extensión alcanza 400 m.

Durante el Plioceno, el ambiente era relativamente cálido, árido a semi árido. Se lo confirman el tipo de sedimentación y la fauna de grandes herbívoros. Ninguna evidencia de glaciación se ve en estos depósitos. Sin embargo, al final del Plioceno y al principio del Pleistoceno, la llegada importante de conglomerados es el indicio de un cambio geodinámico mayor, quizás tectónico (levantamiento de la Cordillera) pero sobre todo climático. Un enfriamiento ocasionó una pluviosidad más importante permitiendo el transporte, en gran cantidad, del material erodado. La existencia de la glaciación Purapurani debajo de la Toba Chijini, como la presencia de figuras sedimentológicas debidas al frío, confirman este enfriamiento del clima. La fauna pliocena endémica desaparece, substituida por una

fauna de origen norte-americano (Hoffstetter *et al.*, 1971 ; Marshall *et al.*, 1983).

El Pleistoceno está caracterizado por un enfriamiento nítido, dando lugar a un sistema de glaciares en las cordilleras y los piedemontes, substituidos, durante los periodos interglaciales por extensiones lacustres en el Altiplano. Fenómenos de crioturbación que afectan los depósitos lacustres del Cuaternario antiguo de Charaña, como también diatomeas (Servant-Vildary & Blanco, 1984), indican un clima árido y frío. Este cambio fundamental del ambiente al límite Plioceno-Pleistoceno ocasiona interacciones bien marcadas entre clima y morfología. En altitud, se desarrolla un modelado glacial. Glaciares de plateau ocupan gran parte de las cordilleras y de los piedemontes durante el Cuaternario antiguo. Les acompaña una gran cantidad de material morrénico. Posteriormente, son seguidos por glaciares de valle con morrenas de valle. Es el modelado en vía de transformación que se conoce actualmente. Hacia abajo, un modelado periglacial ocupa las laderas de las cordilleras donde se observan crioturbación y crioclastía. En el Altiplano y parte de los pedimentos, se desarrolla un modelado fluvial y fluvio-lacustre. Se desarrollan también abanicos aluviales, terrazas fluviales, pedimentos de acumulación o de ablación según los periodos, el régimen climático y la tectónica.

El análisis de los datos tectónicos de campo permite interpretar los cambios del estado de esfuerzos regional en los Andes de Bolivia, desde el Mioceno superior hasta el presente. La interpretación se apoya sobre el resultado de la interacción entre el efecto de las fuerzas de gravedad y de las fuerzas a los límites debido a la alta topografía de los Andes adquirida desde el Mioceno (Mercier *et al.*, 1992).

En los Andes de Bolivia, en el norte del Altiplano y en la Cordillera Oriental, la tectónica en extensión cuaternaria resulta de un estado de esfuerzo con σ_3 de dirección N-S (σ_{yy}), σ_2 de dirección E-W (σ_{xx}) y σ_1 vertical (σ_{zz}). Fué interpretada (Sévrier *et al.*, 1985; 1988) como el resultado de fuerzas de volúmenes debidas a una alta topografía compensada (Dalmayrac & Molnar, 1981; Suárez *et al.*, 1983; Froidevaux & Isacks, 1984; Froidevaux & Ricard, 1987; Mercier *et al.*, 1992). En tal modelo, el esfuerzo horizontal máximo (σ_{Hmax}) tiene una dirección cercana a E-W (σ_{xx}). σ_{Hmax} está casi paralelo a la dirección de convergencia y resulta del empuje de la placa oceánica que se hunde con la placa litosférica continental andina. En las regiones de baja topografía, zona subandina, la tectónica es compresiva: σ_{xx} es σ_1 y σ_{zz} es σ_3 . El estado de esfuerzo es tal como $\sigma_{xx} > \sigma_{yy} > \sigma_{zz}$. En los Andes altos, σ_{zz} aumenta, como consecuencia del peso de la Alta Cadena; σ_{zz} se vuelve σ_1 , σ_{xx} esfuerzo máximo, se vuelve σ_2 , y σ_{yy} se vuelve σ_3 , produciendo una extensión de dirección N-S. En resumen, la dirección del

esfuerzo máximo horizontal está esencialmente controlada por la convergencia. En los Andes Altos, y particularmente en el Altiplano, la extensión parece la consecuencia de masas elevadas isostáticamente. La dirección de extensión se encuentra perpendicular a la convergencia.

La cuenca de Tarija (1900 msnm) es una región ubicada topográficamente entre la zona subandina baja (donde σ_1 es horizontal de dirección E-W y σ_3 vertical) y la Sierra (donde σ_1 es vertical y σ_3 horizontal N-S). El estado de esfuerzo transcurrente (σ_1 horizontal N85°E y σ_2 vertical) es compatible con la ubicación topográfica de la cuenca, si se admite que el esfuerzo vertical σ_{zz} se debe al peso de una topografía compensada isostáticamente. Las deformaciones transcurrentes de la cuenca de Tarija podrían corresponder a un estado de esfuerzo intermedio (σ_2 vertical) entre la baja zona subandina, donde el régimen tectónico es compresivo y E-W, y la alta planicie andina, con un régimen en extensión N-S. Pero la existencia de un régimen tectónico extensivo podría explicarse por un levantamiento que aumenta la topografía y crea una extensión N-S equivalente a lo que se observa en la Sierra. Sin embargo, tal interpretación necesitaría un valor del esfuerzo vertical (σ_1) cercano al valor del esfuerzo horizontal E-W (σ_2); eso no se observa, σ_3 quedando cercano a σ_2 .

En el Altiplano la tectónica extensiva pliocena es muy diferente de la de edad pleistocena. La dirección de extensión es E-W, lo que significa que σ_{xx} es siempre el esfuerzo principal mínimo (σ_{Hmin}). El estado de esfuerzo es: $\sigma_{xx} < \sigma_{yy} < \sigma_{zz}$. En este caso es necesario que el esfuerzo horizontal transmitido a la litosfera continental sea inferior al esfuerzo actuando en el caso precedente.

La tectónica en compresión de edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior es también diferente del régimen tectónico actual. Ningún dato morfológico permite explicar una disminución rápida de la altitud de la Alta Cadena durante este periodo; se necesita admitir que σ_{xx} ha aumentado para tener un estado de esfuerzo en los Andes Altos, parecido al actual en las zonas bajas subandinas donde $\sigma_{xx} > \sigma_{yy} > \sigma_{zz}$. El aumento del esfuerzo transmitido a la litosfera continental andina es la consecuencia de un acoplamiento fuerte entre ambas placas oceánica y continental.

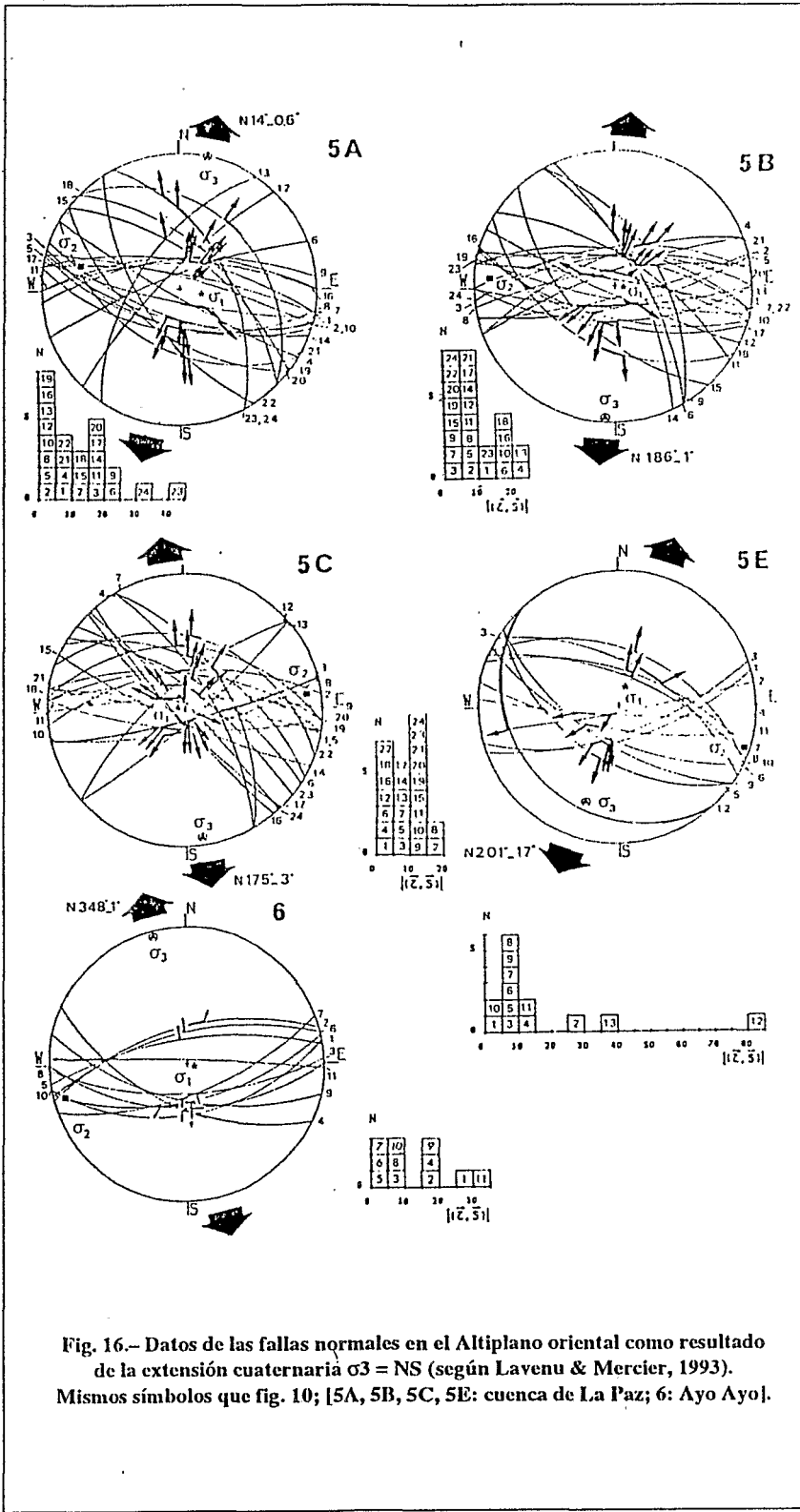


Fig. 16.- Datos de las fallas normales en el Altiplano oriental como resultado de la extensión cuaternaria $\sigma_3 = NS$ (según Lavenu & Mercier, 1993). Mismos símbolos que fig. 10; [5A, 5B, 5C, 5E: cuenca de La Paz; 6: Ayo Ayo].

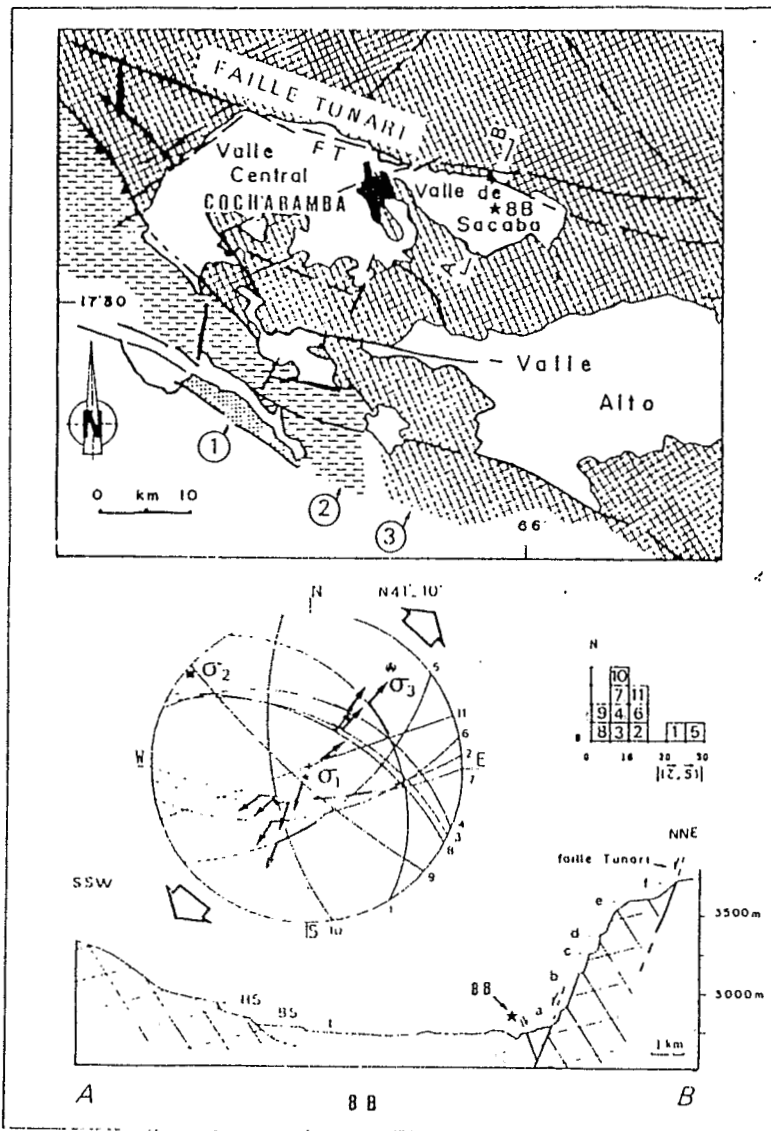


Fig. 17.- Extensión cuaternaria ($\sigma_3 = N41^\circ E$) en la cuenca de Cochabamba-Sacaba (sitio 8B) en la Cordillera Oriental (según Lavenu, 1988).
 Mapa: 1- Neógeno ; 2- Mesozoico ; 3- Paleozoico; en blanco : relleno cuaternario de los Valles.
 Corte AB: indica la multiplicidad de los pedimentos de ablación a lo largo del cuaternario de la Falla Tunari (6 niveles) en relación con el borde sur de la cuenca con sólo 3 pedimentos.
 Diagrama: (mismos símbolos que fig. 10) extensión $\sigma_3 = N41^\circ E$. La Falla Tunari, rasgo estructural mayor de dirección $N100^\circ E$, es responsable de la desviación de σ_3 , NS en la cadena, en esta época.

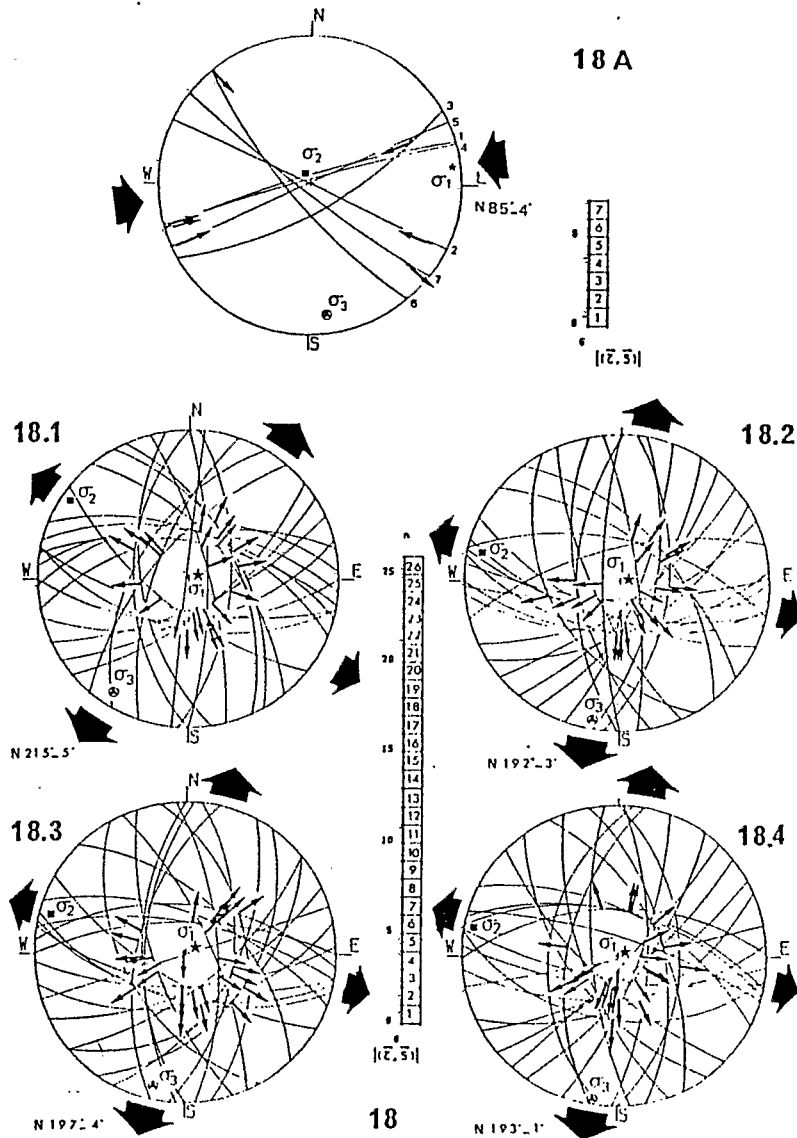


Fig. 18.- La deformación en la cuenca de Tarija (sitio 18) (según Lavenu & Mercier, 1993). Los sedimentos pleistocenos de la cuenca de Tarija sufren deformaciones cuaternarias en compresión $\sigma_1 = N85^\circ E$ (18A) y en extensión $\sigma_3 = NS$ (18-1, 18-2, 18-3, 18-4). La cronología entre compresión y extensión no pudo ser determinada.

REFERENCIAS

- AHLFELD, F.E., 1972. *Geología de Bolivia*. Los Amigos del Libro edit., La Paz, 190 p.
- AHLFELD, F.E. & L.BRANISA, 1960. *Geología de Bolivia*. Instituto Boliviano del Petróleo. Don Bosco edit., La Paz, 245 p.
- ALLMENDINGER, R.W., V.A.RAMOS, T.E.JORDAN, M.PALMA & B.L.ISACKS, 1983. Paleogeography and andean structural geometry, NW Argentina. *Tectonics*, 2: 1-16.
- ARGOLLO, 1982. Evolution du piémont ouest de la Cordillère Royale (Bolivie) au Quaternaire. *Thèse, Univ. Aix-Marseille*, 109 p.
- BALLIVIAN, O., J.L.BLES & M.SERVANT, 1978. Le Plio-Quaternaire de la région de La Paz (Andes orientales, Bolivie). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, X, 1: 101-113.
- BARAZANGI M. & B.L.ISACKS, 1976. Spacial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- BERGGREN W.A., D.V.KENT & J.J.FLYNN, 1985. Cenozoic geochronology. *Geological Society of America Bull.* 96: 1407-1418.
- BLANCO, M., 1980. Evolución plio-cuaternaria de la cuenca de Charaña (Cordillera occidental, Bolivia). *Tesis de grado, UMSA*, La Paz, 60 p.
- BLES J.L., A.ALVAREZ, O.ANZOLEAGA, O.BALLIVIAN, O.BUSTILLOS, H.HOCHSTATTER, A.MALATRAIT & N. OTAZO, 1977. Características de la cuenca de La Paz y alrededores. Plan de desarrollo urbano de la ciudad de La Paz. *HAM La Paz*. Consultoras BRGM-BCEOM-Prudencio Claros y asociados. *Inf. Geol.*, 5: 35 p.
- BLES, J.L. & O.BALLIVIAN, 1977. Cuadro geológico general. Plan de desarrollo urbano de la ciudad de La Paz. *HAM La Paz*. Consultoras BRGM-BCEOM-Prudencio Claros y asociados. *Inf. Geol.*, 2: 18 p.
- BOWMAN, I., 1909. The physiography of the central Andes. *Am. Journ. Sci.*, 4, 28: 373-402.
- CABRERA, J., M.SEBRIER & J.L.MERCIER, 1989. Plio-Quaternary geodynamic evolution of segment of the Andean Peruvian Cordillera located above the change in the subduction geometry: the Cuzco Region. *Tectonophysics*, 190: 331-362.
- CAREY, E., 1976. Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. *Thèse 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay*.
- CAREY, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21, (1): 57-66.
- CAREY, E. & B.BRUNIER, 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci., Paris. D*, 269: 891-894.
- CLAPPERTON, C.M., 1979. Glaciation in Bolivia before 3.27 myr. *Nature*, 277: 375-377.
- DALMAYRAC, B. & P.MOLNAR, 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55: 473-481.
- DEUTSCHEN GEOLOGISCHEN MISSION IN BOLIVIEN, 1972. Geologische Karte von Sicasica (Bolivien). *Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover*.
- DOBROVOLNY, E., 1962. *Geología del valle de La Paz*. Departamento Nacional de Geología, 3 (esp.) 153 p., Bolivie.
- EVERNDEN, J.F., S.KRIZ & C.CHERRONI, 1966. Correlaciones de las formaciones terciarias de la cuenca altiplánica a base de edades absolutas determinadas por el método potasio-argon. *Servicio Geológico de Bolivia*, Hoja informativa N° 1.
- EVERNDEN, J.F., S.KRIZ & C.CHERRONI, 1977. Potassium-argon ages of some bolivian rocks. *Economic Geology*, 72: 1042-1061.
- FONTES, J. C. & M.SERVANT, 1976. Dataciones radiométricas sobre el Cuaternario reciente de Bolivia. *Je Cong. Nac. Geol. Bol.*
- FROIDEVAUX, C. & B.L.ISACKS, 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71: 305-314.
- FROIDEVAUX, C. & Y. RICARD, 1987. Tectonics evolution of high plateaus. *Tectonophysics*, 134, 227-238.
- GRAF-MEIER, K., 1977. Nuevos datos palinológicos del Cuaternario alto de Bolivia. *Bol. Serv. Geol. Bolivia, serie A*, 1, 1: 1-14.
- GRAF-MEIER, K., 1982. Probleme der wasserversorgung von La Paz (Bolivien). *Geographica Helvetica*, 37, 3: 149-158.
- GRANGE, F., P.CUNNINGHAM, J.GAGNEPAIN, D.HATZFELD, P.MOLNAR, L.OCOLA, A.RODRIGUEZ, S.W.STOCK & G.SUAREZ, 1984. The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Peru. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 1: 38-41.
- HOFFSTETTER, R., 1986. High Andean mammalian faunas during the Plio-Pleistocene. in High altitude tropical biogeography, F. Vuilleumier et N. Monasterio eds., 278-245, Oxford Univ. Press inc.
- HOFFSTETTER, R., C.MARTINEZ, J.MUÑOZ-REYES & P.TOMASI, 1971. Le gisement d'Ayo Ayo (Bolivie), une succession stratigraphique Pliocène-Pléistocène datée par des mammifères. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t. 273: 2472-2475.
- HUAMAN, D., 1985. Evolution tectonique cénozoïque et néotectonique du piémont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud-Pérou). *Thèse de 3^e cycle, Univ. Paris-Sud, Orsay*, 220 p.
- ISACKS, B., T.E.JORDAN, R.W.ALLMENDINGER & V.A.RAMOS, 1982. La segmentación tectónica de los Andes centrales y su relación con la geometría de la placa de Nazca subductada. *5^o Congreso Latino-Americano de Geología*, Actas III: 587-606, Buenos Aires.
- JORDAN, T. E., B.L.ISACKS, R.W.ALLMENDINGER, J.A.BREWER & C.J.ANDO, 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America*, 94: 341-361.
- LABROUSSE, B. & E.SORIA, 1987. Nouveaux résultats sur la Formation Coniri entre les villages de Viacha, Corocoro et Tiwanaku (Altiplano nord de Bolivie). *Séminaire "Géodynamique Andes Centrales"*: 61-63, Orstom, Paris.
- LAVENU, A., 1984. Age pliocène de la Formation Remedios dans l'Altiplano bolivien. Caractères de la tectonique pliocène. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 299: 1051-1054.
- LAVENU, A., 1988. Etude tectonique et néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes boliviennes. *Travaux et Documents Microfichés N° 28, ORSTOM*, 420 p., Paris.

- LAVENU, A., 1991. Formación geológica y evolución. in "El Lago Titicaca; síntesis del conocimiento limnológico actual", Dejoux C. y Iltis A., eds. ORSTOM et HISBOL, La Paz, Bolivie : 19-27.
- LAVENU, A., 1992. Formation and geological evolution. in "Lake Titicaca", Dejoux C. and Iltis A. eds. Kluwer Academic Publisher, The Netherlands : 1-13.
- LAVENU, A., M.G. BONHOMME, N. VATIN-PERIGON & P. DEPACHTERE, 1989. Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16° S and 18° S: Stratigraphy and K/Ar geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (1): 35-47.
- LAVENU, A., M. FORNARI & M. SEBRIER, 1984. Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'Altiplano péruvo-bolivien. *Cah. ORSTOM, série Géol.*, XIV, 1 : 103-114.
- LAVENU, A. & J.L. MERCIER, 1993. Evolution du régime tectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes de Bolivie du Miocène supérieur à l'Actuel. *Géodynamique* (en prensa).
- McFADDEN, B.J., O. SILES, P. ZEITLER, N.M. JOHNSON & K.E. CAMPBELL Jr., 1983. Magnetic polarity stratigraphy of the Middle Pleistocene (Ensenadan) Tarija Formation of Southern Bolivia. *Quaternary Research*, 19 : 172-187.
- MALATRAIT, A., 1977. Características geomorfológicas de la cuenca de La Paz y alrededores. Plan de desarrollo urbano de la ciudad de La Paz. HAM La Paz. Consultoras BRGM-BCEOM-Prudencio Claros y asociados. *Inf. Geol.* 6: 69 p.
- MANCILLA, W.L., 1979. Geología del Plio-Cuaternario de la cuenca de Sacaba-Cochabamba. *Tesis de grado, UMSA*, La Paz.
- MARSHALL, L. G., A. BERTA, R. HOFFSTETTER et R. PASCUAL, O.A. REIG O.A., M. BOMBIN & A. MONES, 1984. Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing Quaternary of south America. *Paleovertebrata*, Mém. Extr. : 1-76.
- MARSHALL, L. G., R. HOFFSTETTER & R. PASCUAL, 1983. Mammals and stratigraphy: geochronology of the continental mammal-bearing tertiary of south America. *Paleovertebrata*, Mém. Extr.: 1-93.
- MARSHALL, L.G. & P. SALINAS, 1991. The Lorenzo Sundt collection of Pleistocene mammals from Ulloma, Bolivia in the Museo Nacional de Historia Natural, Santiago, Chile. (in : R. Suárez-Soruco (ed) *Fósiles y Facies de Bolivia*, Vol. I Vertebrados).- *Revista Técnica de YPF*, 12 (3-4) : 685-692.
- MARSHALL, L. G. & T. SEMPERE, 1991. The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. (in : R. Suárez-Soruco (ed) *Fósiles y Facies de Bolivia*, Vol. I Vertebrados).- *Revista Técnica de YPF*, 12 (3-4) : 631-652.
- MARSHALL, L. G., C. SWISHER, A. LAVENU, R. HOFFSTETTER & G. CURTIS, 1991. Geochronology of the mammal-bearing Late Cenozoic on the northern Altiplano, Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 1 : 19.
- MARTINEZ, C., 1980. Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. *Travaux ORSTOM*, N° 19, 352 p.
- MEGARD, F., 1987. Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of andean geology north of the Arica elbow (18°). in Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean basin. J.W.H. Monger & J. Francheteau eds., *Geodynamics Series*, 18 : 71-95, AGU Washington.
- MERCIER, J.L., M. SEBRIER, A. LAVENU, J. CABRI O. BELLIER, J.F. DUMONT & J. MACHARE, 1992. Change the tectonic regime above a subduction zone of andean type Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *Journal of Geophysical Research*, 97 (8) : 11945-11682.
- MEYER, H. & J. MURILLO, 1961. Sobre la geología e provincias Aroma Pacajes y Catangas. *Departamento Nación Geología*, Boletín 1, 47 p., Bolivia.
- ODIN, G.S., CH. ODIN, 1990. Echelle numérique des te géologiques : mise à jour 1990. *Géochronique*, 35 : 1-4.
- PALMER, A.R., 1983. The Decade of North American geology 1983 Geologic time scale. *Geology*, 11 (9) : 503-504.
- PARDO-CASAS, F. & P. MOLNAR, 1987. Relative motion of Nazca (Farallon) and south American plates since late cretaceous time. *Tectonics*, 6 (3) : 233-248.
- SACKS, I. S., 1977. Interrelationships between volcanic seismicity and anelasticity in western South America. *Tectonophysics*, 37 : 131-139.
- SEBRIER, M., J.L. MERCIER, F. MEGARD, G. LAUBACH & E. CAREY-GAILHARDIS, 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Peru. *Tectonics*, 7 : 739-780.
- SEBRIER, M., A. LAVENU, M. FORNARI, J.P. SOULAS, 1991. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and North Chile) from Eocene to Present. *Géodynamique* 3 (1-2) : 85-106.
- SEMPERE, T., G. HERAIL, J. JOLLER & M.G. BONHOMME, 1990. Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis : related basins in Bolivia. *Geology*, 18: 946-949.
- SERVANT, M., 1976. El cuaternario del Altiplano de Bolivia extensiones lacustres y morfogénesis. I Cong. Nac. Geol., Potosí.
- SERVANT, M., 1977. El cuadro estratigráfico del Plio Cuaternario del Altiplano de los Andes tropicales de Bolivia. *Rev. Geoc. UMSA*, I, 1: 23-29.
- SERVANT, M. & J.C. FONTES, 1978. Les lacs quaternaires et hauts plateaux des Andes boliviennes. Premières interprétations paléoclimatiques. *Cah. ORSTOM, série Géol.*, X, 1: 9-23.
- SERVANT-VILDARY, S. & M. BLANCO, 1984. Les diatomés fluvio-lacustres plio-pléistocènes de la formation Charavi (Cordillère occidentale des Andes, Bolivie). *Cah. ORSTOM, Série Géol.*, XIV, 1: 55-102.
- STAUDER, W., 1975. Subduction of the Nazca plate and Peru evidence by focal mechanisms and by seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 80 (8) : 1053-1064.
- STEINMANN, G., 1929. *Geologie von Peru*. Karl Winter Heidelberg, 448 p.
- SUAREZ, G., P. MOLNAR & B.C. BURCHFIELD, 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *J. Geoph. Res.*, 83, B12: 10403-10428.
- TROLL, C. & R. FINSTERWALDER, 1935. Die Kanten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz. *Peterm. Mitteil.* 81 : 393-399, 454-455.