# LA CUENCA SUBSIDENTE CENOZOICA NORALTIPLANICA Y SUS RELACIONES CON UNA SUBDUCCION-TRANSCURRENTE CONTINENTAL

CLAUDE MARTINEZ 1.2, CATHERINE DORBATH 1.3 & ALAIN LAVENU 1.4

<sup>1)</sup> Institut Francais de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), 213 avenue La Fayette, 75840 París.
<sup>2)</sup> Lab. Géologie des Bassins, USTL, place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.
<sup>3)</sup> Ecole et Observatoire de Physique du Globe, 5 rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France.

4) Lab. Géodynamique et Modélisation des Bassins sédimentaires, Université de pau et des Pays de l'Adour, avenue de l'Université,

64000 Pau, France.

Palabras-claves - Andes de Bolivia, subducción continental, acortamiento crustal, compresión sinsedimentaria, subsidencia cenozoica. Resumen - Un perfil "lithoscope", realizado recién a través del tramo septentrional de los Andes de Bolivia de dirección NW-SE, proporciona ahora una buena información acerca de la estructura litosférica bajo el Altiplano y la Cordillera Oriental. Aunado a los conocimientos geológicos actuales, permite intentar una interpretación geodinámica de la Cuenca noraltiplánica. Las características de la Cuenca cenozoica noraltiplánica - compresiva, con fuerte subsidencia y superpuesta a una raíz muy gruesa - se explican haciendo intervenir un plegamiento de la corteza altiplánica por efecto del acortamiento E-W con el cual el Macizo precámbrico de Arequipa se acerca del Escudo brasílero. En un proceso compresivo continuo a lo largo del Oligo-Mioceno, el Escudo brasilero se hunde debajo de los Andes. Sin embargo, esta subducción continental hacia el oeste se encuentra confrontada con la presencia de una paleosutura vertical, NW-SE : la zona de fallas de la Cordillera Real (CRFZ) situada en el borde occidental de la Cordillera Oriental. La orientación NW-SE de esta zona mayor de fracturas impone un movimiento oblicuo a la subducción continental, y todo el dominio ubicado al noroeste del "Codo de Santa Cruz" se halla desplazado con una componente de desgarre-sinistral. En el tramo NW-SE de los Andes bolivianos, la subducción continental tiene el caractér de subducción-transcurrente. Dada la naturaleza subvertical de la CRFZ, el contacto entre el Escudo brasilero y el bloque altiplánico funge como tope contra el cual choca la corteza del bloque altiplánico, más caliente y, probablemente, más dúctil. La deformación de éste, la cual provoca a la vez un acortamiento crustal y un levantamiento por reajuste isostático, se realiza medíante un plegamiento progresivo de la litosfera (lithospheric buckling). Así la Cuenca noraltiplánica se desarrolla por hundimiento de su piso (footwall flexure) asociado a una convergencia de sus bordes que se traduce con la propagación sinsedimentaria de sistemas de fallas inversas y de cabalgamientos : la Falla de San Andrés (SAFZ), al oeste, y el cabalgamiento de Corocoro-Andamarca, al este.

Le Bassin subsident cénozoïque de l'Altiplano nord-bolivien et ses relations avec une subduction continentale oblique

Mots-clés. - Andes de Bolivie, subduction continentale, raccourcissement crustal, compression synsédimentaire, subsidence cénozoïque. Résumé. - Grâce à un profil lithoscope, réalisé récemment à travers la branche septentrionale, NW-SE, des Andes de Bolivie, nous avons maintenant une bonne connaissance de la structure lithosphérique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale. Ajoutée aux connaissances géologiques actuelles, cette connaissance nous permet de proposer une interprétation géodynamique du Bassin nord-altiplanique. Les caractéristiques du Bassin cénozoïque nord-altiplanique - compressif, fortement subsident et superposé à une racine extrêmement épaisse- peuvent s'expliquer en faisant intervenir un plissement de la croûte lithosphérique sous l'effet du serrage est-ouest qui rapproche le Bouclier d'Arequipa du Bouclier brésilien. Dans un processus de raccourcissement continu tout au long de l'Oligo-Miocene, le souscharriage vers l'ouest du Bouclier brésilien est contrarié par l'existence d'une paléosuture verticale: la zone de failles de la Cordillera Real (CRFZ) située sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale. Du fait de l'orientation nord ouest-sud est de ce segment de la chaîne andine, la subduction continentale a un caractère décrochant senestre dans tout le domaine situé au nord du "Coude de Santa Cruz". De nature subverticale, le contact entre le craton brésilien et le bloc altiplanique occidental joue le rôle d'un butoir contre lequel se heurte la croûte du bloc altiplanique, plus chaude et donc probablement plus ductile. La déformation en compression de celui-ci, qui provoque à la fois un serrage crustal et un soulèvement par réajustement isostatique, est caractérisée par un plissement progressif de la lithosphère altiplanique (lithospheric buckling). Le Bassin nord-altiplanique se développe ainsi par enfoncement de son plancher (footwall flexure), associé à un rapprochement synsédimentaire de ses bordures au moyen de failles inverses et de chevauchements convergents : la faille de San Andrés, à l'ouest, le chevauchement de Corocoro-Andamarca, à l'est.

MEMORIAS DEL XII CONGRESO GEOLOGICO DE BOLIVIA - TARIJA, BOLIVIA: 3 - 28.



The Cenozoic subsiding basin of the North-bolivian Altiplano and its relationships with oblique continentan subduction

Key words.- Bolivian Andes, continental subduction, crustal shortening, synsedimentary compression, cenozoic subsidence.

Abstract. - Thanks to recent a "lithoscope" profile across the SE-trending, northern segment of the Bolivian Andes, we now have a fairly good knowledge of the lithospheric structure of the Altiplano and the Oriental Cordillera, In association with current geological knowledge the results of this profile allows to propose a geodynamic interpretation of the North-Altiplano Basin. The features of the Cenozoic North Altiplano basin (compression, highly subsiding and overlyng an extremely thick root) can be accounted for by buckling of the lithospheric crust due to east-west convergence of the Arequipa and Brazilian shields. During the shortening processes that took place throughout Oligocene and Miocene, westward underthrusting of the Brazilian shield is disturbed by a vertical paloesuture: the Cordillera real Fault Zone (CRFZ) localized on the western margin of the Oriental Cordillera. Due to the north west-south east orientation of this Andean belt segment, continental subduction involves a component of left-lateral strike-slip in the area north of the Santa Cruz "dog-leg". The sub-vertical tectonic contact between the Brazil shield and the Altiplano block acts as a back-stop against which pushes the hotter, therefore more ductile continental crust of the Altiplano block. Compressional deformation of the Altiplano block induces both crustal shortening nad an isostatic uplift. This deformation is characterized by progressive folding of the Altiplano block lithosphere (buckling). The North Altiplano Basin is therefore the result of basement subsidence (footwall flexure) associated with synsedimentary convergence of its margins through convergent reverse faults and thrusts: the San Andes Fault in the west and Corocoro-Andamarca thrust in the east.



Fig. 1.- Ubicación de la Cuenca subsidente noraltiplánica en el Altiplano de Bolivia.

and the second second

## INTRODUCCION

Situados entre las cordilleras Oriental y Occidental de los Andes centrales, el Altiplano del sur del Perú, de Bolivia y del Nortechileno, tal como la Puna del Noroeste argentino (Fig. 1), suscitan un gran interés por alcanzar una altura promedío de 3600-4000 m. snm, en el contexto de un orogeno cordillerano relacionado con una subducción de tipo B (oceano-continente). Dentro de esta unidad morfoestructural, de 300 km de ancho y de 1500 km de largo, la Cuenca noraltiplánica de Bolivia (de 17° a 19° de latitud sur) se caracteriza por su gran subsidencia durante el Cenozoico (hasta 1 mm por año durante el Oligo-Mioceno) y con un espesor máximo de 18 a 20 km (por lo menos 10 km de espesor real). Esta cuenca no tiene equivalente en el resto del Altiplano en donde las demás cuencas cenozoicas son fragmentadas y con menor subsidencia (3 a 4 km en las cuencas de Los Lípez por ejemplo, Baby *et al.*, 1990).

Aún recientemente (Audebaud et al., 1976; Mégard, 1978, 1984, 1987; Noble et al., 1979, 1984, 1985; Martinez, 1980; Coira et al., 1982; e.g. Mégard et al., 1984; Lavenu & Marocco, 1984; Marocco, 1984; Lavenu, 1986; Sébrier, 1987; Sébrier et al., 1988, Laubacher et al., 1988; Jaillard & Santander, 1992), las cuencas intramontañosas de los Andes centrales y, más precisamente, las cuencas altiplánicas se interpretaban en un contexto tectónico esencialmente distensivo, resultando de una sucesión de largos períodos de distensión con subsidencia, sedimentación y magmátismo, separados por breves episodios compresivos que se ubicaban sucesivamente a : 42 Ma (fase NE-SW), 28-26 Ma (NNE-SSW), 17-15 Ma y 10 Ma (E-W), 7 Ma y 2 Ma (E-W y N-S) (Sébrier, 1986, 1987; Sébrier et al., 1988). Se admitía, además, que algunas de estas fases de compresión eran contemporáneas de períodos con una velocidad de convergencia más alta (Mégard, 1973) y que las variaciones en las direcciones del acortamiento podía relacionarse con las diversas direcciones de convergencia entre la placa de Nazca y la placa sur-americana (Mégard, 1973; Lavenu, 1986).

Dentro de esta hipotésis y haciendo actuar fuerzas antagónicas (la fuerza en los límites y la fuerza relacionada con la gravedad), Sébrier (1987) y Sébrier *et al.* (1988) desarrollan la idea que el regimén de esfuerzos, entre los picos de deformación compresiva, era *distensivo en el Altiplano* y en las cuencas de retro-arco mientras se mantenía en compresión en la Zona subandina.

Sin embargo, sabemos, actualmente, que las cuencas altiplánicas evolucionaron, esencialmente, en contexto compresivo durante el Neogeno : sea en el transcurso de períodos sucesivos de deformaciones progresivas (fase Quechua 0 a fase Quechua 4) más o menos duraderas (Mégard et al., 1983), sea con una crisis mayor que abarcaría desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno medio (de los 25 Ma a los 15 Ma : Sheffels et al., 1986; Sheffels, 1990; Isacks, 1988) (o de los 28-26 Ma a los 18-15 Ma : Baby et al., 1990; Sempéré et al., 1990a; Sempéré, 1991), o sea en un continuum de compresión desde el Oligoceno hasta fines del Mioceno (de 29 Ma a 5 Ma) (Marocco & Delfaud, 1990; Martinez & Seguret, 1990; Marocco, 1991).

Con la hipotésis de una compresión globalmente continua, las diversas fases tectónicas identificadas (Quechua 0, Q1, Q2,... etc) representan eventos paroxísticos en el acortamiento, en relación con las variaciones en la velocidad de convergencia la cual pasa de 5 a 20 cm/año en los últimos 70 Ma (Pardo-Casas & Molnar, 1987). Se puede explicar además que, en relación con las condiciones locales como, por ejemplo, la presencia de zonas de discontinuidad tal como las grandes fracturas crustales, las deformaciones compresivas de menor intensidad pueden expresarse muy limitadas en el espacio como en el tiempo y presentar un díacronismo a lo largo de los Andes centrales (Dalmayrac & Mattauer, 1980)<sup>1</sup>.

# I. HISTORICO DE LOS DIVERSOS MODELOS DE ESTRUCTURACION DE LOS ANDES CENTRALES PROPUESTOS ANTERIORMENTE

Cual que sea la hipotésis - sucesión de fases compresivas o deformación permanente y continua - la consecuencia la más immediata es el **importante acortamiento crustal E-W** sufrido por los Andes centrales durante el Cenozoico (e.g., Dalmayrac *et al.*, 1980; Martinez, 1980; Jordan *et al.*, 1983 a y b; Chinn & Isacks, 1983; Allmendiger *et al.*, 1983; Suarez *et al.*, 1983; Mégard, 1984; Lyon Caen *et al.*, 1985; Sheffels *et al.*, 1986; Lavenu, 1986; Sébrier, 1986; Scheffels, 1990; Isacks, 1988; Roeder, 1988; Sempéré *et al.*, 1988, 1989, 1990a). Varios modelos fueron encarados que presentan las diversas modalidades posibles del hundimiento del Escudo brasilero debajo de los Andes centrales :

#### 1) Imbricaciones crustales

En un modelo presentado por Suarez *et al.* (1983) y válido para los Andes del Perú (de  $10^{\circ}$  a  $12^{\circ}$  de lat. S), un sistema de imbricaciones crustales, vergentes hacia el Escudo brasilero, es relacionado con la aparición "en secuencia" de fallas crustales sucesivas y de pronunciada inclinación hacia el oeste. Dichas fallas aparecen cada vez más externas (Fig.2) y, por lo tanto, la deformación es progresiva del oeste hacia el este y se propaga hacia el antepais andino oriental.



Fig. 2.- Interpretación de Suarez et al. (1983) : Secuencia de cortes transversales a través de los Andes peruanos.

# 2) Hundimiento limitado de la litosfera "amazónica" por debajo de la Cordillera Oriental, y aporte magmático bajo la Cordillera Occidental y el Altiplano

Después de James (1971) y de Lavenu (1986), Sébrier (1986 y 1987) considera que la Cordillera Occidental y el Altiplano surperuanos son, actualmente, compensados isostáticamente por una raíz crustal muy gruesa, aumentada mayormente con aportes de origen magmático. Por su parte, la Cordillera Oriental no está compensada y mantiene su altura por medio de una raíz que resulta del hundimiento de la litosfera continental "amazónica" bajo la Cordillera Oriental, a la cual se añade la compresión creada por esta limitada subducción continental.

<sup>&</sup>lt;sup>1)</sup> Es así, por ejemplo, que para el sur del Perú, Ellison et al. (1989) proponen fases sucesivas situadas en : 40 Ma ?, 30-32 Ma, 22-23 Ma, 15 Ma y 7-8 Ma.

#### 3) Duplicación crustal generalizada

Un modelo, caracterizado por una subducción muy importante del Escudo brasilero bajo los Andes, ha sido presentado ultimamente (Jordan *et al.*, 1983a; Lyon-Caen *et al.*, 1985; Jordan & Allmendinger, 1986; Isacks, 1988; Roeder, 1988; Sempéré *et al.*, 1988, 1989 y 1990 a y b; Baby *et al.*, 1990, Herquel *et al.*, 1991). En este modelo de "thin-skin underthrusting", el hundimiento de la litosfera amazónica hacia el oeste alcanza el orden de los 200 o 300 km y se realiza, sea a lo largo de un plano levemente inclinado (el "Transcrustal thrust", o TCT, de Roeder, 1988), o sea a través de varias unidades superpuestas (Isacks *et al.*, 1986). Penetrando ampliamente por debajo de la corteza de los Andes ("crust of hanging wall"), la litosfera continental del Escudo brasilero ("crust of footwall") duplicaría así el espesor de los Andes centrales. Con esta interpretación, se explica el importante aumento de espesor crustal deducido de los datos sísmicos (hasta 75 km de espesor debajo del Altiplano : James, 1971; Ocola *et al.*, 1971; Ocola & Meyer, 1972; Valez, 1982) y, también, de los datos gravimétricos (65 km debajo de la "Cordillera Occidental" de los Andes del Perú : Fukao *et al.*, 1989, y 68 km debajo del Altiplano occidental de Bolivia : Telleria & Lejsek, 1990).

Roeder (1988) y, luego, Sempéré et al. (1990a) aplican este modelo de redoblamiento de la corteza, al tramo NW-SE del "Oroclino andino" (al noroeste del Codo de Santa Cruz); relacionan las evoluciones de las cuencas altiplánica y subandina, sincrónicas y ubicadas en ambos lados de un sistema de volcamientos divergentes y centrados sobre la Cordillera Oriental (Fig. 3).



Fig. 3.- Perfil transversal de los Andes del norte de Bolivia, interpretado por Röeder (1988) (Fig. A) y por Sempere *et al.* (1990) (Fig. B). En la interpretación de Röeder, el espesor crustal se explica con una duplicación de la corteza mediante una falla crustal (TCT), de gran rechazo, vergente hacia el Escudo brasilero y cuya traza en superficie la forma el "Main Andean Thrust" (MAT). A, Sedimentos fanerozoicos de la Cordillera Oriental y Altiplano; B, Corteza del antepais andino, bloque inferior del TCT; C, Corteza del bloque superior del TCT, Corteza continental precámbrica; D, Corteza de edad Triásico a Paleógeno, acrecionada y deformada en el lado interno de la fosa de Perú y Chile; E, Cuña de acreción del Neógeno; F, Volumen libre, posiblemente ocupado por magmas del Neógeno al Reciente; M, Moho.

En el perfil B: Trama ondulada, rocas preordovícicas; FCC, Frente de Cabalgamiento de Coniri; CCR, Cabalgamiento de la Cordillera Real; CANP, Cabalgamiento Andino Principal; 1, Altiplano; 2, Faja Plegada y Corrida de Huarina; 3, Cordillera Oriental y 4, Subandino Norte y Llanura adyacente. Hacia el noreste, la Cuenca subandina septentrional evoluciona en posición de antepais, al frente de una fractura mayor ("Main Andean Thrust", MAT de Roeder, 1988; o "CANP" de Sempéré *et al.*, 1990) la cual corresponde a la traza en superficie del cabalgamiento crustal principal ("Transcrustal Thrust"o TCT). Mediante esta falla, la Cordillera de los Andes *s.l.* cabalga sobre el antepais subandino con una geometría parecida a la de los Apalaches o de las Montañas Rocallosas. En este modelo, el Escudo brasilero se hunde bajo los Andes con un ángulo muy leve, 10°-11°, y llega así hasta por debajo de la corteza altiplánica.

En el lado occidental de la Cordillera Oriental, la Cuenca noraltiplánica se interpreta como otra cuenca de antepais, relacionada con la falla de Coniri. Ésta constituye el límite occidental de una franja de terrenos paleozoicos que bordea la Cordillera Oriental ("Huarina Fold-Thrust belt" de Sempéré et al., 1990 a et b) y que ha sido interpretada como un retrocabalgamiento (backthrust), de vergencia SW, asociado al corrimiento mayor (TCT) de vergencia noreste.

Hacia el oeste del Altiplano boliviano, Sempéré et al. (1990 a) infieren, además, la existencia de otro retrocabalgamiento vergente hacia el oeste. Una gran fractura ("Intra-Andean Boundary Fault" o FLIA, Fig.10 y Fig. 12) se ubicaría sobre una falla de dirección NNW-SSE, que parece coincidir con la zona de falla de Abaroa. Limitado hacia el este por la FLIA, el dominio tectonoestratigráfico occidental se hunde hacia el este. En esta interpretación, el gran espesor de la corteza debajo del Altiplano Occidental se relaciona con el acortamiento y este cabalgamiento.

La interpretación de la geometría de los Andes con un gran cabalgamiento crustal dirigido hacia el Escudo brasilero, es muy parecida a las "subducciones de tipo A" de Bally (1981) o a las "subducciones continentales" de las cadenas terciarias de Asia (Mattauer, 1975, 1983, 1986 a y b) o, también, a las subducciones continentales, de edad mesozoica, de la Cordillera norte-americana (Mattauer & Collot, 1986). Este modelo ha sido adoptado para el norte del Perú (Bourgois & Janjou, 1981; Janjou, Bourgois, Mégard *et al.*, 1981; Pardo, 1982; Mégard, 1984, Dorbath *et al.*, 1991) y para el sur de Bolivia-Noroeste argentino en donde la amplitud de la subducción hacia el oeste del Escudo alcanzaría los 150 km a 300 km, según los diversos autores (Jordan *et al.*, 1983 a; Lyon-Caen *et al.*, 1985; Isacks, 1988).

## Discusión :

El modelo de duplicación de la corteza parece solucionar el problema del gran espesor de corteza debajo del Altiplano y explicar las vergencias opuestas de la Cordillera Oriental, rasgos característicos mayores del sector septentrional de los Andes de Bolivia. Sin embargo, no fueron tomados en cuenta, en este modelo, ni la fuerte subsidencia oligo-miocena de la Cuenca noraltiplánica boliviana, ni, tampoco, que los sectores los más subsidentes son los que más se elevaron durante el Cenozoico.

Por otro lado, recalcamos que la explicación de la subsidencia de la Cuenca noraltiplánica con un mecanismo distensivo necesita imaginar un importante adelgazamiento de la corteza, fenómeno incompatible con el gran espesor de la raíz debajo del Altiplano norboliviano. Dicha raíz no puede explicarse totalmente con las diversas soluciones anteriormente postuladas :

1- Acreción de material subductado en la base de la corteza (Rutland, 1971);

2- Aportes magmáticos (Dewey & Bird, 1970; James, 1971, Sébrier, 1987);

3- Acortamiento "puro" (Uyeda & Kanamori, 1979; Sempéré et al., 1990a);

o con la mezcla de dos mecanismos : 4- magmátismo y acreción crustal (Kono et al., 1989) o 5- magmátismo y tectónica (Sébrier et al., 1985).

## **II. LOS DATOS GEOFISICOS ACTUALES**

A partir de un perfil tomográfico a través del tramo noroccidental del "Oroclino boliviano", basado en datos sísmicos recién adquiridos (Dorbath *et al.*, 1993 a y b; Dorbath & Granet, s.p.) y tomando en cuenta la historia geológica de este sector de los Andes de Bolivia, se puede presentar un modelo geodinámico que intenta explicar, a la vez, el aumento de espesor de la corteza y la gran subsidencia de la Cuenca noraltiplánica. El dispositivo geométrico presentado es muy específico del sector septentrional de los Andes de Bolivia, con orientación NW-SE. Difiere del dispositivo que se puede imaginar para el tramo NS del "Oroclino" (al sur del Codo de Santa Cruz) y, por supuesto, no explica las cuencas situadas en el sector meridional del Altiplano boliviano y en la Puna argentina.

## 1) El espesor de la corteza continental

La corteza continental alcanza su máximo de espesor (60-70 km) debajo del Altiplano Occidental y decrece hacia el este, hasta los cincuentas kilométros (50-55 km) debajo de la Cordillera Oriental (James, 1971; Fukao *et al.*, 1989).

Estos datos son confirmados en los últimos resultados (Dorbath & Granet, 1994) proporcionados por el estudio de sísmica realizado a lo largo de un perfil de 320 km, transversal a la Cordillera desde el Altiplano norboliviano (Cerro Sajama : 6768 m. snm, al suroeste) hasta las Sierras subandinas (Santa Ana del Alto Beni : 400 m. snm, al noreste).

La inversión de los datos sísmicos locales, procedentes del plano de Wadatti-Benioff, muestra que la profundidad del Moho, definida por la linea de isovelocidad 7,5 km/s de las ondas P, alcanza más de 65 km debajo del Altiplano norboliviano y decrece de una decena de kilométros debajo de la Cordillera Oriental (Fig. 4).



00

Fig. 4.– Ubicación de la discontinuidad de Mohorovicic, marcada por la linea de isovelocidad 7,5 km/s de las ondas P. El perfil vertical, SW-NE, a través de los Andes norbolivianos (perfil Sajama-Santa Ana), ha sido establecido a partir de sismos locales procedentes del plano de Wadatti-Benioff (Dorbath y Granet, pre-print).

### 2) La estructura a escala crustal

Los resultados de la inversión de los tiempos de llegada de los sismos locales (Dorbath & Granet, 1994) confirman, además, los resultados proporcionados por los datos telesísmicos (Dorbath *et al.*, 1993) (Fig.5) : 1°) evidencian que la subsidencia de la Cuenca noraltiplánica de Bolivia puede alcanzar los 20 km y 2°) marcan la estrecha relación entre la zonación de la velocidad de las ondas sísmicas y las estructuras geológicas y tectónicas que separan una serie de fracturas mayores (Falla de San-Andrés : SAFZ; Falla de Coniri-Laurani- Eucalyptus : CLFZ; Falla de la Cordillera Real : CRFZ).

Actualmente, disponemos de una buena imagen de la <sup>-1.23</sup> \* estructura de la corteza continental debajo del tramo septentrional de los Andes bolivianos. Y, desde el límite con la Zona subandina, al noreste, hasta el Altiplano occidental, al suroeste, se observa nítidamente (Fig. 5 y 6) la yuxtaposición de dos dominios :





Fig. 5.- Estructura de la litosfera a lo largo del perfil Sajama-Santa Ana: Perfiles tomográficos basados a) en datos telesísmicos (Dorbath *et al.*, 1993 a y b) y b) en los datos proporcionados por sismos locales (Dorbath *et al.*, 1993 a y b, y Dorbath & Granet, pre-print)

### a) El dominio nororiental

Se superpone a la *Cordillera Oriental* en la cual el Paleozoico inferior está representado por unos 5 km de Ordovícico y que coincide con una anomalía de alta velocidad de propagación de las ondas P.

Esta zona de alta velocidad se prolonga en el Escudo brasílero, hacia el noreste; mientras, en su límite suroccidental, choca con la CRFZ al nivel de la cual el Escudo se hunde, subductando hasta una profundidad de 120 km (Fig. 5). El contacto es sub-vertical hasta 35 km; luego, entra en el manto con un ángulo más leve, pasando por debajo del borde occidental del Altiplano.

Fig. 6.- Representación en carta de las variaciones de velocidad de las ondas sísmicas P a lo largo del perfil Sajama-Santa Ana (Dorbath y Granet, pre-print). Las principales líneas de fracturas que estructuran los Andes septentrionales de Bolivia, son representadas.

### b) El dominio suroccidental

A partir de la CRFZ, las características geofísicas cambian hacia el suroeste :

- En el flanco occidental de la Cordillera Oriental y en su piedemonte, afloran más de 10 km de terrenos siluro-devónicos encima de los cuales reposan en discordancia afloramientos discontinuos de Permo-Carbonífero, algunos remanentes de Cretácico y unas pequeñas cuencas de Oligo-Mioceno y de Plioceno. Este dominio coincide con la "Huarina Fold-Thrust Belt" de Sempéré *et al.* (1990a) y se extiende desde la CRFZ hasta la zona de fallas Coniri-Laurani-Eucalyptus (CLFZ). Colinda con la zona de anomalía de alta velocidad de la Cordillera Oriental, ya mencionada, y corresponde a un sector con anomalías de velocidad más baja que el anterior.

- En el centro del Altiplano, la Cuenca noraltiplánica está delimitada por la CLFZ, al este, y por la zona de fractura de San Andrés (SAFZ), al oeste. Se superpone a una anomalía de más baja velocidad de las ondas sísmicas, marcada hasta unos 40 km de profundidad. El espesor considerable de la serie sedimentaria (hasta 20 km) puede explicarse facilmente, admitiendo la presencia del Paleozoico y, a veces, del Mesozoico por debajo de 12 a 15 km de Cenozoico.

Dorbath & Granet (1994) recalcan que la ausencia de una anomalía de baja velocidad debajo de la corteza del Altiplano es contraria a la hipotésis de una acreción magmática, sea en la base de la corteza (Dewey & Bird, 1970) o sea en el manto superior (Froidevaux & Isacks, 1984), con la cual se explicaba el aumento de espesor de la corteza. Por el contrario, este hecho favorece la hipotésis de la existencia de un sustrato litosférico debajo de la Cuenca noraltiplánica hasta más allá de 60 km de profundidad.

- El sector occidental del Altiplano, al oeste de la SAFZ, es una zona de más alta velocidad. Entre las zonas de fallas de Abaroa y de San Andrés, se admite ahora (Lehmann, 1978; Martinez, 1980) que el Precámbrico se encuentra a unos 3 km de profundidad debajo del Terciario y constituye la prolongación oriental del Macizo de Arequipa (corresponde al "Macizo Altiplánico" de Lohmann, 1970).

En resumen, una anomalía de alta velocidad penetra hasta una gran profundidad (120 km) debajo de la Cordillera Oriental. Hacia el noreste, esta anomalía caracteriza una corteza continental quién, por su naturaleza y edad, corresponde al craton precámbrico brasilero con el cual se conecta.

Por el contrario, las anomalías de velocidades más lentas son limitadas a la corteza y caracterizan el Altiplano, coincidiendo con los importantes espesores de sedimentos de la Cuenca altiplánica. El cambio de estructura se realiza medíante un contacto sub-vertical en la corteza superior el cual se relaciona, en superficie, con la zona de fallas de la Cordillera Real (CRFZ). Este dispositivo ha sido interpretado (Dorbath *et al.*, 1993) como una subducción hacia el oeste de la zona de anomalía de alta velocidad (subducción de tipo A).

Esta interpretación de una subducción continental del Escudo brasilero con una geometría subvertical difiere de la presentada por Roeder (1988) y, luego, por Sempéré *et al.* (1990 a). Para ellos y en este mismo transecto, el hundimiento del Escudo debajo de la Cordillera de los Andes ("thin-skin underthrusting") está caracterizado por un angulo de buzamiento muy leve a partir del MAT (o CANP) y por un rechazo del cabalgamiento crustal hacia el noreste que pasa los 200 km.

La orientación NW-SE del tramo septentrional del Oroclino boliviano sugiere que una componente de desgarre-sinistral actua a lo largo de la CRFZ. Así, se trata más de una subduccióntranscurrente que de una subducción continental s.s. Con esta geometría de desgarre se explica, no sólo los relieves actuales de la Cordillera Real, ubicados en las cercanías de la CRFZ, sino que el largo e importante levantamiento y la fuerte erosión (hasta el Ordovícico inferior) sufrido por el Paleozoico se ubican en el tramo más estrecho de la Cordillera Oriental de Bolivia.

Sin embargo, la subducción subvertical del Escudo brasilero no puede ser el directo responsable del engrosamiento crustal debajo del Altiplano. Como tampoco no lo es la acreción magmática, tenemos que considerar otra hipotésis.

### **III. EL ALTIPLANO EN EL CONTEXTO GEOLOGICO**

# 1. Los grandes rasgos estructurales del tramo septentrional de los Andes de Bolivia

Por lo menos en lo que se refiere al conjunto Altiplano-Cordillera Oriental, una muy estrecha correlación existe entre los datos de la sísmica y los grandes rasgos estructurales del sector septentrional del Oroclino boliviano, al norte del Codo de Santa Cruz (Fig. 6):

## a) La Cordillera Oriental

En el sector NW-SE de los Andes, el edificio andino es una cadena de doble volcamiento de ambas partes de la Cordillera Oriental (Fig. 7). Ésta actua como una verdadera zona axial cuyo material paleozoico está, esencialmente, representado por 5 km de Ordovícico atravesado por los granitos sintectónicos hercínicos y las intrusiones triasícas y andinas <sup>(1)</sup> que forman las cordilleras Real, de Quimsa Cruz y de Santa Vera Cruz. Grandes fracturas andinas, inversas y divergentes hacia el noreste o el suroeste, dividen longitudinalmente la Cordillera Oriental.

En el borde suroccidental de la Cordillera Real, un conjunto de fallas sinistral-inverso, en su mayoría verticales en superficie, se superpone a fallas normales preexistentes. Dichas fallas que parecen anclarse profundamente en el sustrato, corresponden a la zona de fallas de la Cordillera Real (CRFZ). Ésta, reactivada con

<sup>1)</sup> Edades radiométricas K/Ar de Mc Bride et al. 1983



Fig. 7.- Esquema geológico del "Oroclino boliviano" : Situación de la Cuenca subsidente noraltiplánica en el tramo NW-SE del Oroclino. (CRFZ: Zona de fallas de la Cordillera Real; CLFZ: Zona de fallas de Coniri-Laurani-Eucalyptos; SAFZ: Zona de fallas de San Andrés; y, FSI: Zona de fallas Sevaruyo-Incapuquio) Las fallas de la región de Sevaruyo, al sureste, son en continuidad con la falla de Incapuquio (sur del Perú), al noroeste, y forman la FSI de Sempere *et al.* (1990). Puede tratarse de una fractura profunda, reactivada p.p.

movimientos de desgarre sinistral, es indudablemente subvertical hasta una gran profundidad (cap. II) y coincide, obviamente, con una zona de fracturas crustales mayores y antiguas pero con multiples reactivaciones.

## b) El flanco occidental de la Cordillera Oriental

Al suroeste de la CRFZ, el flanco occidental y el piedemonte de la Cordillera ("Huarina Fold Thrust Belt" de Sempéré *et al.* 1990a) presentan una imbricación de escamás de vergencias suroeste y, a veces, noreste. Estas escamás, alargadas sobre varias decenas de kilométros, son parallelas a la cadena; afectan los terrenos paleozoicos, potentes de más de 10 km y que cabalgan el Mesozoico y el Cenozoico sucesivamente discordantes y plegados.

En este dominio, las grandes fracturas son, asimismo, subverticales en superficie y se superponen a fallas anteriores, de dirección NW-SE. Éstas son episódicamente reactivadas con movimientos de desgarre-sinistral (falla Matilde, fallas de Huarina, fallas de la Cuenca de La Paz, falla de Laurani, por ejemplo).

#### c) El Altiplano

Delimitado, al este y al oeste, por fracturas longitudinales verticales : la CLFZ y la SAFZ, la Cuenca subsidente noraltiplánica se individualiza y alarga desde la región del lago Titicaca, al norte, hasta las cercanías de Andamarca, al sur (Fig. 7b). Tanto al norte como al sur, el relleno de Cenozoico continental es brutalmente limitado por fallas transversales, NNW-SSE a NW-SE. En el interior del marco así definido, varios accidentes longitudinales y transversales se parallelizan con las fallas de borde, subdividan la cuenca subsidente y controlan la sedimentación y la deformación durante el Cenozoico.

El substrato que aflora, está formado de Paleozoico y de Cretácico (S<sup>nia</sup> de Tiwanaku, La Joya, Andamarca). Y se infiere que estos terrenos pueden estar ampliamente difundidos debajo del Cenozoico de la Cuenca.

Al oeste de la SAFZ y hasta la falla de Abaroa, se halla el Cenozoico volcano-sedimentario del Altiplano occidental ("Berenguela" : Eoceno ?, y "Mauri" : Oligo-Mioceno, con edades de 25,6 Ma a 8 Ma), relativamente poco potente (menos de 3 km)



Fig. 7b.- La Cuenca subsidente noraltiplánica en el marco estructural de los Andes de Bolivia.

y levemente deformado. Como ya hemos mencionado, este cenozoico se superpone al substrato rígido del "Macizo precámbrico de Arequipa" en el cual coexisten terrenos fechados de 530 Ma, 647 Ma (Brasílidos) y de 1100 Ma (Evernden et al., 1966; Lehmann, 1978) y otros de 2000 Ma (Cobbing et al., 1977; Dalmayrac et al., 1977, 1980).

## 2. Evolución de la Cuenca subsidente noraltiplánica

La individualización continental de la Cuenca noraltiplánica empezó después de los depósitos marinos inter a supratidales del Cretácico terminal (Maastrichtiano), a partir de los cuales la evolución de la Cuenca se realizó con dos características simultáneas y, aparentemente, contradictorias : 1°) una fuerte subsidencia, mal explicada hasta ahora, y 2°) un importante levantamiento que hizó pasar este sector de los Andes del nivel del mar a cerca de 4 km de altura promedia, en 50 Ma (desde el Paleoceno hasta el Mioceno terminal).

## a) El relleno cenozoico

La individualización y la evolución tectono-sedimentaria de la Cuenca noraltiplánica estan controladas por las fallas de bordes que la delimitan, y por las fracturas longitudinales y transversales que la dividen en subcuencas yuxtapuestas y sucesivas. Observamos:

- Un sector septentrional (Fig. 8a) en donde, por encima del Cretácico marino, se desarolla una serie terrígena roja y azoica, de 4 km a más de 10 km de potencia, según los autores (Ascarrunz, 1973; Rodrigo & Castaños, 1975), y que abarca desde el Paleoceno-Eoceno (Formación "Santa Lucia") hasta el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Varias unidades litoestratigráficas (formaciones "Tiwanaku", "Coniri", "Kollu Kollu", "Ballivian", etc...) se suceden en discordancia encima de las arcillas "Santa Lucia".

- En un primer grupo de terrenos ("Tiwanaku": Gr.1), con cerca de 2,5 km de potencia (Rodrigo & Castaños, 1975; Sempéré *et al.*, 1990), se observa, sucesivamente y desde la base (Martinez & Seguret, 1990) (Fig.8a):

la - areniscas gruesas, macizas, blancas, de ambiente fluviatíl y de tipo trenzado,

1b - pelitas rojas, fluviatiles de llanura de inundación y areniscas medías, fluviatiles de tipo indeterminado,

lc - areniscas gruesas, macizas, blancas, con estratificaciones en "auge" ("trough cross-bedding") y plano-oblicuo ("tabular cross-bedding"), de ambiente fluviatíl en trenza,

1d.- pelitas rojas y grises con barras arenosas de meandros.

- Un segundo grupo ("Coniri" : Gr.2), potente de 2 a 4 km, está representado por formaciones *conglomeráticas* (2a, 2b, 2c, 2d), de conos aluviales, sucesivamente discordantes. Las más inferiores tienen una base arenosa mientras los conglomerados dominan en las superiores. Los clastos que alcanzan 60 cm de díametro, proceden del Paleozoico (cuarcitas, areniscas, calizas) o, más escasamente, del Precámbrico (granitos, gneises). Muy bien expuestos en el borde oeste de la CLFZ, los conglomerados son también señalados al oeste de la cuenca, en los niveles basales de las areniscas San Andrés. Hacia el centro, pasan transicionalmente a *arcillas y evaporitas* de ambiente lagunar ("Kollu Kollu" : 2a', "Ballivian" : 2b'), potentes de 4 km y fechadas de 17-18 Ma en su base (Swanson *et al.*, 1987).

En el Altiplano occidental (Fig.8a) y al sur de la cuenca anterior, se desarolla un amplio sinclinal subsidente en el cual se acumula un tercer grupo de sedimentos continentales rojos (3), con una potencia de 7 a 10 km según los autores (Meyer & Murillo, 1961; Cherroni & Cirbian, *in* Tellez, 1973; Martinez, 1978; Lavenu & Marocco, 1984). Dicho grupo empieza con una discordancia mayor : la discordancia de los "Conglomerados ferruginosos de Caquiaviri", hallada por Entwistle & Gouin (1955), Ponce (1972) y Cherroni (1974) y ubicada en el Mioceno medio (cerca de 14 Ma : Evernden *et al.*, 1977).

- En el flanco oriental del sinclinal, este grupo 3 está integrado por arcillas, pelitas, areniscas y conglomerados ("Pisaqueri", "Totora", Crucero"), con intercalaciones de yeso y niveles de cineritas, y de edad Mioceno medio y superior. El Mioceno terminal-Plioceno volcano-sedimentario ("Umala", "Remedios" de 5 a 6 Ma) se superpone en discordancia progresiva.

- En el flanco occidental y bordeando la SAFZ (Fig.8b), unas areniscas finas y rojas de sistema en trenza ("Turco", 2) son dominadas en discordancia por conglomerados ("Conglomerados Azurita", 3a) con clastos de granitos, pegmatitas y gneises procedentes del Macizo precámbrico de Arequipa, actualmente ocultado por el Mioceno volcano-sedimentario ("Mauri"sl) de la Cordillera Occidental. Hacia el tope, los conglomerados pasan a areniscas rojas y verdes (3b), con intercalaciones de conglomerados y niveles de basaltos, dácitas, cineritas e ignimbritas. Estas areniscas (3b) parecen ser los equivalentes de las areniscas gruesas con lentes conglomeráticos ("Huallamarca"), de edad mioceno medio, que afloran en el flanco oriental del gran sinclinal altiplánico. A ambas areniscas gruesas, se superponen areniscas finas, lutitas y arcillas rojas ("Totora", 3c), con intercalaciones de yeso y de cinerita, por encima de las cuales descansan en discordancia areniscas gruesas y conglomerados ("Crucero", 3d) con rodados de volcanismo y restos de mamíferos, y de edad mioceno superior (entre 10 Ma y 5,7 Ma, Marshall et al., 1992). Al tope de la serie, el Plioceno (Umala, 4) reposa en discordancia.

## b) Las discordancias

La estructuración de la Cuenca noraltiplánica se realizó, praticamente, en un *continuum* de deformación a partir del Oligoceno superior (tope del "Tiwanaku" : 29,2 à 29,6 Ma, Swanson *et al.*, 1987).

Sempéré et al. (1991) relacionan esta deformación con una "crisis tectónica mayor" ubicada entre el Oligoceno superior y el







Mioceno inferior (de 27 Ma a 19 Ma). Sin embargo, en casí todo el espesor del Cenozoico, una sucesión de discordancias internas a las formaciones se suman a las discordancias angulares regionales, previamente reconocidas (Entwistle & Gouin, 1955; Meyer & Murillo, 1961; Martinez, 1978; Lavenu, 1986).

Las principales discordancias angulares se ubican actualmente:

1 - en el Oligoceno superior, entre 29 y 25,5 Ma (Sempéré et al., 1990a). Anteriormente, esta discordancia era relacionada con la "1<sup>ra</sup> fase compresiva Quechua".

2 - en el *Mioceno medio*, de 14 Ma a 10 Ma., sea entre la edad de los bloques de lavas dacíticas (14,2 Ma : Evernden *et al.*, 1977) resedimentados en el "Conglomerado ferruginoso", base del grupo 3, y la edad de la primera cinerita discordante ("Toba Ulloma" : 9,7 Ma, Evernden *et al.*, 1966, 1977; o : 10,35 Ma, Marshall *et al.*, 1992). Esta discordancia se attribuye a la "fase Quechua 2".

3 - en el *Mioceno terminal*, entre 8 y 7 Ma y ante la "Toba 76" discordante (7 Ma : Evernden *et al.*, o 5,3-5,7 Ma : Lavenu *et al.*, 1989; Marshall *et al.*, 1992); se relaciona con la "fase Quechua 3".

4 - en el *Plioceno superior*, hacia 2-3 Ma (edad de la cinerita "Perez" discordante : Evernden *et al.*, 1966; Lavenu *et al.*, 1989, Marshall *et al.*, 1992); o discordancia de la "fase Quechua 4." Estas discordancias angulares son bien situadas y marcadas, sea por derrames cineríticos de gran extensión ("Toba 76", "Ignimbrita Perez" y sus equivalentes), o sea por cambios brutales en la sedimentación ("Conglomerados Coniri", "Conglomerados ferruginosos Caquiaviri"). En ambos casos, los eventos son casí instantáneos (episodios volcánicos, cambios climáticos (?), hiatos de depositación y/o de erosión). Muy probablemente, estas discordancias indican más un momento particular en un proceso permanente de acortamiento que una sucesión de fases compresivas paroxismales bien delimitadas en el tiempo. Se corrobora esta hipotésis con la observación de las discordancias progresivas internas a las formaciones :

Las discordancias internas progresivas son numerosas en el norte del Altiplano y se observan desde la falla de Coniri, al este, hasta el centro de la cuenca, al oeste de Corocoro (Fig. 8 y Fig. 9). Manifestandose a partir, por lo menos, del Oligoceno superior o sea a fines del Gr.1 ("Tiwanaku" 1d : 29 Ma), estas discordancias accompañan la sedimentación de los "Conglomerados Coniri" (Gr. 2) (Rodrigo & Castaños, 1975).

1 - En el detalle, se observa que las unidades conglomeráticas del Coniri (2a, 2b, 2c y 2d) son, no solamente discordantes encima de las areniscas plegadas del "Tiwanaku" (1d) pero presentan, además, una sucesión de discordancias compresivas intra-formacionales, relacionadas con los movimientos de la falla de Coniri s.s. (CFZ s.s.). En la zona de falla, varios



Fig. 9.- Interpretación del cabalgamiento de Corocoro y de sus relaciones con el sistema de fallas de Coniri-Laurani (CLFZ). (1: Terrenos del grupo Tiwanaku y sus equivalentes; 2: Terrenos del grupo "Coniri" y sus equivalentes; 3: Mioceno medio y superior; -+ indica el movimiento sinistral de las fallas de desgarre). Las fallas de la CLFZ son normales a la vertical de la zona de cambio de buzamiento del cabalgamiento; pueden volcarse y algunas de ellas reactivarse como fallas inversas cuando el bloque superior se desplaza hacia el oeste.

accidentes subverticales o levemente inversos, son sucesivamente cubiertos por los conglomerados 2b, 2c y 2d (Fig. 8 y Fig. 9). Así, a lo largo de la falla de Coniri s.s., la deformación actua, por lo menos, desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno medio (de 29 Ma a 14 Ma) puesto que, en la región de Comanche, los términos superiores de los "Conglomerados Coniri" se intercalan dentro de la Formación Kollu Kollu ante de la discordancia del "Horizonte Ferruginoso", de edad posterior a los 14 Ma.

Hacia el sur, la falla de Laurani-Eucalipto es la continuación de la CFZ s.s., pero transferida hacia el este por medio de la falla transversal de Ayo Ayo, reconocida por Ascarrunz (1973) en las inmediaciones de Patacamava. Como la CFZ, la falla de Laurani-Eucalipto es subvertical y sinsedimentaria; pone en contacto el Paleozoico de la Cordillera con las areniscas rojas y los yesos del Mioceno; luego está, parcialmente, cubierta por los conglomerados sintectónicos miocénicos (Conglomerados Khollpana), cuyos depósitos accompañan su movimiento (Hérail et al., 1993). Para Hérail et al., estos "Conglomerados Khollpana" tienen una edad posterior a los 19-15 Ma; son equivalentes de los términos superiores del "Coniri"(2c y/o 2d ?) y presentan varias discordancias progresivas relacionadas con un acortamiento de dirección N060°. Además, las lavas shoshoníticas del Cro Pokhota. con edad del Mioceno medio (cerca de11 Ma : Hérail et al., 1993), ocultan la falla de Laurani-Eucalipto. Sin embargo, posteriormente al volcanismo andesítico mioceno del Cro Laurani (8 Ma), la falla ha sido reactivada con un movimiento de desgarre-sinistral y, luego, como falla normal.

2 - En la región de Corocoro, en el centro de la Cuenca, un cabalgamiento plurikilométrico y vergente hacia el oeste ("el cabalgamiento de Corocoro") (Fig. 8a y Fig. 9) se instala durante la sedimentación del Mioceno. Con este cabalgamiento, el Oligo-Mioceno oriental del Gr. 2 ("Kollu Kollu", "Coniri" y "Ballivian") se superpone horizontalmente al Mioceno medio y superior del centro de la Cuenca (Gr. 3 : "Pisaqueri", "Caquiaviri", "Totora") (Martinez, 1980).

La deformación y el movimiento hacia el oeste vienen en continuidad, en el tiempo, con los movimientos de la zona de falla Coniri-Laurani (CLFZ). Los plegamientos, volcamientos y cabalgamientos sucesivos (Fig. 8 y Fig. 9) afectan a las formaciones oligo-miocénicas del Gr.2 y preceden la discordancia del "Horizonte ferruginoso". Después del "Horizonte ferruginoso", las discordancias progresivas, intraformacionales del Gr. 3 ("Pisaqueri, Caquiaviri, Totora"), acompañan el plegamiento y el volcamiento del Mioceno medio (de 14 Ma a 8-9 Ma), al frente del cabalgamiento. Este Mioceno medio presenta un aspecto en abánico sedimentario cuyos términos descansan en "onlap" sucesivos sobre las capas volcadas del Gr. 2.

En el Mioceno terminal, el cabalgamiento de Corocoro termina con un deslizamiento epiglíptico sobre una superficie de erosión que corta a los pliegues y a las capas volcadas del Mioceno medio y superior. La discordancia de la "Toba 76" (5,4 a 6,4 Ma) fosiliza todo el proceso de plegamiento y de cabalgamiento. Sin embargo, dicha "Toba 76" y las capas superpuestas son plegadas, a su vez, ante de la discordancia de la "Toba Perez", de edad pliocena (2 a 3 Ma : Evernden *et al.*, 1966; 3,3 Ma : Lavenu *et al.*, 1989; et 2,81 Ma : Marshall *et al.*, 1992).

3 - En el borde occidental de la Cuenca subsidente del Altiplano, la falla de San Andrés (SAFZ) es otro sitio de intensa actividad tectónica sinsedimentaria que se puede observar tanto en los depósitos miocénicos de la región de San Andrés como en los de la región de Turco, hacia el sur :

- En la S<sup>nia</sup> de San Andrés, los conglomerados del "San Andrés 6" contienen clastos de volcanismo y de Precámbrico.

- En Turco, dentro de los conglomerados de la Formación Azurita (3a), se encuentran no sólo rodados de Precámbrico procedentes del cercano Macizo de Arequipa sino, además, clastos datados de 34,1 Ma (K/Ar, Swanson *et al.*, 1987). El movimiento de la SAFZ, se situa entre esta edad y 18,9 Ma o sea la edad K/Ar de la toba superpuesta a los conglomerados (Swanson *et al.*); es parcialmente contemporáneo del movimiento de la CLFZ, de edad oligo-miocena.

- Discordancias intraformacionales en compresión se observan en varias de las formaciones (2, 3a, 3b, 3c y 3d) del Mioceno medio y superior, fechado por determinación de restos de mamíferos (Hoffstetter *et al.*, 1972; Villaroel, 1974) y por edades radiométricas : 11,7 Ma (Lavenu *et al.*, 1989), y 9,7 Ma, 9,1 Ma, 8,2 Ma y 8 Ma (Evernden *et al.*, 1966)). El acortamiento persiste en el Mioceno terminal-Plioceno, marcado por las sucesivas discordancias de las formaciones Crucero (3c), Umala (4) y, luego, Perez.

**Conclusiones**: Durante el Oligo-Mioceno, las discordancias angulares entre las formaciones y las numerosas discordancias progresivas internas a las formaciones indican que la estructuración en compresión de la Cuenca noraltiplánica es contemporánea de la sedimentación. Por su mayor parte, esta estructuración con pliegues, fallas y cabalgamientos convergentes, estaba ya adquirida al final del Mioceno cuando se paró la subsidencia y se intensificaron los flujos ignimbríticos. La subsidencia y el acortamiento son relacionados en el espacio y en el tiempo y preceden la intensificación del volcanismo en la Cordillera Occidental.

Sin embargo, dentro del Mioceno terminal-Plioceno discordante ("Mauri 6" o "Umala": 4) y posteriormente a un episodio distensivo E-W, Lavenu (1986) caracteriza dos fases sucesivas de compresión (E-W y N-S) que preceden la discordancia de la "ignimbrita Perez" (2,8 Ma); eso indica que el proceso de acortamiento se mantiene luego de terminar la subsidencia.

## 3. Geodinámica de la Cuenca noraltiplánica

Una red de fallas preandinas (Fig.10), probablemente premesozoicas, controla la subsidencia y la deformación de la Cuenca noraltiplánica dentro de la cual las discordancias



Fig. 10.- Mapa restituido aproximado de la red de fallas preandinas que acompañan la sedimentación y guían la deformación desde el Eoceno-Oligoceno. (La falla intra-andina de Sempere et al. (1990 a) o FLIA, esta situada en la región de Abaroa).

progresivas en compresión ilustran una permanencia en el apretamiento, durante el Oligo-Mioceno :

Cinemática del cabalgamiento de Corocoro

1) Extensión

- En el norte de la Cuenca, estas discordancias acompañan el desplazamiento, hacia el oeste (o suroeste), del flanco occidental de la Cordillera Oriental y del borde oriental de la Cuenca. Separando ambos dominios, la CLFZ está implicada en el movimiento. El conjunto forma el bloque superior (hanging wall) del cabalgamiento de Corocoro, trasladado hacia el oeste durante el Oligo-Mioceno y parte del Plioceno.

- En el lado opuesto, la SAFZ, vergente hacia el este, constituye el límite occidental de la zona de subsidencia. Con un rumbo NNW-SSE, separa la Cuenca noraltiplánica del Macizo precámbrico de Arequipa. El cual, probablemente, ya afloraba en el Oligo-Mioceno inferior, tal como puede deducirse de su presencia en los clastos de las formaciones conglomerádicas de esta edad. Podemos imaginar que, desde entonces, el Macizo precámbrico de Arequipa formaba el bloque superior de un cabalgabamiento hacia el este, en convergencia con el cabalgamiento de Corocoro. El sobrescurrimiento de Corocoro ha sido identificado en las cercanías del pueblo. Sin embargo, hacia el sur de la Cuenca noraltiplánica, no se observa en superficie más allá del rio Desaguadero. Probablemente, está ocultado por el Mioceno terminal-Plioceno ("Umala", "Remedios") y por el Pleistoceno de la llanura del rio Desaguadero; sin embargo, puede ubicarse entre los afloramientos siluro-devónicos de La Joya, al este, y los yesos y areniscas miocénicos de la S<sup>nia</sup> de Huallamarca, al oeste. Hacia el sur, puede relacionarse con el cabalgamiento de la S<sup>nia</sup> de Andamarca, con el cual el Paleozoico y el Cretácico-Eoceno se superponen a los terrenos miocénicos del cierre meridional del sinclinal noraltiplánico.

Hacia el sur, el cabalgamiento se detiene sobre un sistema de fallas verticales y transversales, NW-SE (Falla Sevaruyo-Incapuquio p.p., o "FSI" de Sempéré et al., 1990a); límite meridional de la Cuenca noraltiplánica, más alta del cual el Altiplano es fragmentado en varias cuencas oligo-miocénicas de menor subsidencia y de geometría differente (Cuenca de Sevaruyo, cuencas de Los Lípez).



Fig. 11.- Modelo interpretativo de evolución del sistema de fallas Corocoro-Coniri interpretado desde el Cretácico terminal hasta el Mioceno superior, previamente al colapso de la "nappe de Corocoro" encima de la superficie de erosión del Mioceno terminal. La propagación progresiva de la falla de Corocoro, dentro de la Cuenca cenozoica altiplánica, provoca la sucesiva aparición de las diversas fallas de la CLFZ. Una interpretación con una distensión-transcurrente en el bloque superior explica a la vez: 1°) el hecho de no encontrarse con una geometría de anticlinal de rampa en el bloque superior ("hangingwall"), 2°) los sucesivos eventos magmáticos relacionados con las fallas y 3°) la observación de fallas subverticales en la zona de Coniri con movimientos de fallas normales, inversas o de desgarre. Con el acortamiento empezando, por lo menos, en el Eoceno, explicamos que la cuenca continental del "Tiwanaku" está alimentada por la erosión de las capas rojas paleo-eocénica, ante de los depósitos conglomeráticos "Coniri" con clastos de Paleozoico. La cuenca del Mioceno medio-superior está mayormente alimentada por la erosión del Paleogeno del bloque superior.

Al norte de Corocoro, el cabalgamiento se une con una falla E-W, que bordea la S<sup>tata</sup> de Tiwanaku. A escala regional (Fig. 7); se observa que dicha falla se situa en la prolongación de un accidente mayor (falla Mañazo-Lagunillas) identificado por Jaillard & Santander (1992) en las inmediaciones de Puno (sur del Perú) donde este accidente constituye un límite paleogeográfico y tectónico en el borde nororiental de la cuenca marina de retroarco, o Cuenca de Arequipa.

#### 2) Mecanismo de cabalgamiento.

Se puede imaginar, facilmente, que el cabalgamiento de Corocoro-Andamarca corresponde una importante falla inversa que divide longitudinalmente el Altiplano. Por medio de esta falla, el bloque superior del cabalgamiento (hanging wall) ha sido empujado de varios kilométros hacia el oeste (Fig.9).

El rechazo del cabalgamiento es importante; eleva el Siluro-Devónico de Andamarca hasta superponerlo al Mioceno terminal. El plano de cabalgamiento pasa necesariamente por debajo del flanco occidental de la Cordillera Oriental con un sistema de rellanos y de rampas que, probablemente, reactiva a las paleofracturas profundas.

a) En *las cercanías de Corocoro*, y ante de escurrirse sobre la superficie de erosión del Mioceno terminal (pre-Umala), la progresión del cabalgamiento hacia el oeste está acompañada por el apretamiento sinsedimentario del Mioceno medio y superior. Anteriormente y al término de la sedimentación del "Tiwanaku", las discordancias compresivas y los primeros flujos de conglomerados oligo-miocénicos (2a,2b,2c,2d), procedentes de la Cordillera Oriental en surrección, señalan los comienzos de la propagación hacia el oeste del cabalgamiento. Es muy fáctible que el proceso de deformación empezó más temprano; la parte superior del "Tiwanaku" (1c ?, 1d) puede resultar de la redepositación de los sedimentos erodados y transportados desde las zonas positivas poco a poco emergentes; sólo tras haber sido desnudado de su cobertura arenosa paleocena-eocena, el Paleozoico podía alimentar los conglomerados Coniri.

Las diversas fallas de la CLFZ son activas sucesivamente y, a medida de su traslado por el cabalgamiento, son desarraigadas, transportadas hacia el suroeste y fosilizadas (Fig.11). Cuando dejan de actuar, son reemplazadas por accidentes cada vez más orientales (fallas "fuera de secuencia"). Éstos se originan en los movimientos de una fractura profunda a la vertical de la cual, desde Viacha hasta Oruro, se alinean las intrusiones volcánicas tardías (hacia los 11 Ma) de dacítas y shoshonitas, con enclaves de areniscas y cuarcitas paleozoïcas y de gneises precámbricos. Las ultimas reactivaciones (post-8 Ma) de esta zona de fractura profunda se notan por los movimientos sinistrales y normales que afectan las intrusiones (como en Laurani, por ejemplo).

Tanto la red de fallas Coniri-Laurani-Eucalyptus (CLFZ) como las zonas de transferencia, tal la falla de Ayo Ayo, son subverticales y se unen en profundidad con el cabalgamiento de Corocoro. A partir de experiencias analógicas (e.g. Ballard, 1989), es posible considerar que una brutal variación en la inclinación del plano de cabalgamiento, combinada con movimientos laterales sinistrales, producen deformaciones en extensión a la vertical de la zona del cambio de buzamiento. Dicha zona se señala también, en superficie, con la edificación de relieves (Meyer *et al.*, 1990; Lacassin *et al.*, 1993).

En el marco de este modelo, la CLFZ atestiguaría la existencia de una zona de fracturas, profundas y muy inclinadas, al aplomo de la cual el Paleozoico forma un relieve. El cabalgamiento principal utilizó esta zona de fractura como rampa ascendiente ante de moverse en rellano (hangingwall flat) hacia el oeste y terminar con el "Corrimiento de Corocoro". Desde, por lo menos, el Oligoceno y durante el proceso compresivo miocénico, las fallas distensivas de la CLFZ se generaron, sucesivamente, en el bloque superior y a la vertical de la fractura profunda. Luego, transportadas hacia el oeste, fueron reactivadas en fallas inversas, fosilizadas y reemplazadas por nuevas fallas, cada vez más orientales.

La compresión sinsedimentaria del Oligo-Mioceno provoca, a la vez, el hundimiento progresivo del piso de la Cuenca altiplánica (footwall flexure) y la convergencia de sus bordes. El bloque superior de la falla inversa de Corocoro se eleva poco a poco desde, por lo menos, el Oligoceno, hecho confirmado por la erosión del Paleozoico retrabajado en los "Conglomerados Coniri". Después de cruzar a las capas oligo-miocénicas depositadas en la cuenca y cuando termina este levantamiento, el cabalgamiento de Corocoro alcanza la superficie. El deslizamiento epiglíptico de Corocoro empieza, que situa este momento en el Mioceno superior y que puede representar un collapso tardío en el borde del bloque superior del cabalgamiento (hangingwall collapse), facilitado por las capas yesíferas del Mioceno inferior y medio y por el desarollo de la superficie de erosión del Mioceno final, al término de la subsidencia.

b) En el límite meridional de la Cuenca noraltiplánica, el cabalgamiento Corocoro-Andamarca choca y termina contra la zona de transferencia Sevaruyo-Incapuquio (FSI), orientada NW-SE. Esta zona de fracturas verticales actuá como una rampa lateral compresiva-sinistral y corresponde a una reactivación parcial del amplio sistema de accidentes que cruza los Andes. Las trazas de éste se observan desde el extremo sur del Perú (este de Tacna) hasta la región de Yura-Tica Tica (Fig.7) en donde las fallas transversales guian la deformación andina después de controlar la sedimentación y la deformación del Mesozoico (Martinez & Laubacher, 1992).

Recién, Soler *et al.* (1993) recalcaron la importancia del lineamiento FSI que separa dominios crustales distintos y marcados, en superficie, por derrames magmáticos de composiciones isotópicas diferentes. Ellos sugieren que el Precámbrico superior del Macizo de Arequipa y el Paleozoico son presentes en el substrato de la Cuenca noraltiplánica, mientras sólo el Macizo de Arequipa se encuentra al sur de la FSI. c) Hacia el norte, en el piedemonte meridional de la S<sup>nia</sup> de Tiwanaku, el cabalgamiento de Corocoro s.l. se transfiere sobre una rampa lateral oblicua, con movimiento inverso-sinistral, en el contacto de la cual los "Conglomerados Coniri" son volcados hacia el suroeste por debajo del "Tiwanaku".

Esta zona de rampa septentrional representa la reactivación de una fractura WNW-ESE, prolongación oriental del límite paleogeográfico de Mañazo-Lagunillas definido en el sur del Perú por Jaillard & Santander (1992). Este límite está marcado por una zona de accidentes subverticales que bordean, al norte, la cuenca marina de retro-arco ("Cuenca de Arequipa"). Ante de ser reactivada por la deformación andina, dicha zona controlaba la sedimentación y la tectónica mesozoica. Ante de ser el sitio de una intensa deformación desde el Paleoceno-Eoceno (ca. 55-50 Ma.), actuaba probablemente desde el Cretácico terminal : Jaillard & Santander observan una sucesión de pliegues accompañados por esquistosidad y vergentes hacia el noreste; observan, luego, pliegues E-W posteriores. Estos pliegues son cubiertos por la discordancia del Grupo Puno (Oligoceno inferior). Es muy probable que ambos sistemas de pliegues son la manifestación de los más orientales y últimos efectos de la deformación del Cretácico superior-Eoceno, responsable del cabalgamiento de vergencia NE, del Precámbrico de Arequipa sobre los terrenos mesozoicos de la Cuenca de retro-arco (Vicente et al., 1979).

Nota : En el norte del Altiplano boliviano, el período de compresión fini cretácico-Paleoceno-Eoceno ("fases peruanas e incaicas") no se caracteriza por pliegues muy nítidos. Por su situación en el extremo oriental de la zona de fracturas Mañazo-Lagunillas y por su geometría de "pull-a-part" alargado E-W, el dominio subsidente del Altiplano septentrional corresponde, más bien, a una zona de transcurrencia, anterior al plegamiento y fallamiento del Oligoceno (o fines del Eoceno ?).

También se puede imaginar que, en este mismo período de deformación, la falla de San Andrés (SAFZ), límite oriental del bloque precámbrico de Arequipa, participaba ya de la estructuración del Altiplano y era activa como falla de desgarre inverso.

#### Cinemática de la falla de San Andrés (SAFZ)

El segundo elemento principal del sistema de fallas "regmáticas", la SAFZ, delimita la Cuenca oligo-miocénica noraltiplánica al oeste. Con un largo de más de 300 km, separa el dominio subsidente del Bloque positivo de Arequipa. Lavenu (1986) aclaró como la deformación miocénica es bien desarollada en el borde oriental de la SAFZ; su dirección promedía NE-SW de acortamiento implica una componente de transcurrencia dextral.

Varios accidentes transversales, de rumbo NE-SW, dividen la SAFZ en segmentos yuxtapuestos :

a) -en el sector septentrional de la  $S^{nia}$  de San Andrés, el conjunto de areniscas, arcillas, calizas lacustres y lavas oligo-

miocénicas ("San Andrés 4" = 38 Ma en E<sup>cia</sup> Lupisina ?) es más elevado que los terrenos del Mioceno medio y superior, ubicados en ambos lados de la serranía, y dibuja un anticlinal NNW-SSE, limitado por fracturas longitudinales plurikilométricas y dividido transversalmente por fallas normales menores NE-SW. Un accidente longitudinal mayor (SAFZ ss), con movimiento normal, separa el anticlinal de San Andrés del Mio-Plioceno volcanosedimentario occidental ("Mauri").

b) -Al sur del río Mauri y después de cruzar un sistema de fracturas transversales N050, se desarolla un sector con características distintas : La SAFZ está marcada por un conjunto de fallas inversas, de alto angulo y vergentes hacia el este, con las cuales el monoclinal occidental de Mio-Plioceno ("Mauri"sl) cabalga levemente a las arcillas yesíferas del Mioceno superior de la Cuenca subsidente ("Totora") y a las capas discordantes del Mioceno terminal volcano-sedimentario ("Mauri 6", "Umala").

Al frente de esta zona de cabalgamiento, los terrenos del Mioceno medio y superior de la Cuenca noraltiplánica dibujan un conjunto de pliegues deca a hectométricos, de rumbo N-S a N160 y vergentes hacia el este o el noreste. Por encima, el Mioceno terminal ("Umala") y el Plio-Pleistoceno ignimbrítico ("Perez") descansan con discordancias angulares sucesivas. Movimientos tardíos de la SAFZ, inversos y vergentes hacia el este o el sureste, se superponen posteriormente a la compresión miocénica, NE-SW (Lavenu, 1986).

c) - Más al sur, en las vecindades de *Curahuara de Carangas*, fallas inversas de vergencia suroeste se superponen a los pliegues miocénicos. Con una dirección de acortamiento N025 (Lavenu, 1986), el Mioceno medio-superior ("Totora"-"Crucero") cabalga al Mioceno terminal-Plioceno ("Umala", "Mauri 6") en convergencia con la SAFZ.

En situación muy occidental en la Cuenca, estos cabalgamientos tardíos pueden atribuirse a los últimos efectos de la propagación de la deformación de vergencia W, illustrada anteriormente por el cabalgamiento de Corocoro-Andamarca, más oriental y más precoz.

d) - A partir de *Turco*, el sector meridional de la SAFZ corresponde a una zona muy deformada, situada entre la SAFZ y el amplio sinclinal NNW-SSE, característico del centro del Altiplano septentrional. Las discordancias internas observadas en el Mioceno del flanco W de este sinclinal indican, una vez más, una compresión sinsedimentaria en las cercanías de la SAFZ.

Interpretamos la SAFZ como una zona de fractura profunda e inversa hacia el este o el noreste, medíante la cual el Macizo de Arequipa se eleva y surge al oeste de la Cuenca altiplánica durante el Oligo-Mioceno.

En el <u>sector septentrional</u> de la SAFZ, el Precámbrico se eleva hasta menos de 3 km debajo de la superficie (perforación



Fig. 12.- Etapas sucesivas de la deformación de la Cuenca noraltiplánica, en relación con el acercamiento entre el Bloque de Arequipa y el Cratón brasilero, desde el Eoceno. Ya en el Cretácico-Eoceno, el movimiento hacia el oeste del Macizo de Arequipa habia provocado el sobreescurrimiento de Cincha-Lluta (Vicente *et al.*, 1979) y las escamas de Mañazo-

Lagunillas (Jaillard & Santander, 1992).

de San Andrés 2, Lehmann, 1978). Medíante un anticlinal de rampa hacia el noreste (anticlinal de la S<sup>nia</sup> San Andrés), el Macizo de Arequipa cabalga a la Cuenca subsidente dentro de la cual el Precámbrico se ubica a más de 10 km de profundidad. Las fallas inversas menores, observadas en esta zona anticlinal, son las réplicas del cabalgamiento mayor cuya importancia es atestada por la intensificación del plegamiento en los terrenos del Mioceno inmediatamente al este de la SAFZ.

Las fallas normales observadas son varias : 1°) Fallas menores en el "extrados" de un anticlinal de rampa; como, por ejemplo, el conjunto de fallas transversales, NE-SW, de la S<sup>nia</sup> San Andrés, con rechazos desde unos decimétros a varias decenas de métros y que indican una componente dextral de la compresión; 2°) Paleofallas transversales a las estructuras que guían el movimiento hacia el este del cabalgamiento (fallas de transferencia N050 del río Mauri); 3°) Fallas normales mayores, relacionadas con el cabalgamiento y que situan la zona de inflexión del plano de cabalgamiento cuando éste cambia de buzamiento. Estas fallas son longitudinales a la estructura y separan el anticlinal de "San Andrés" del monoclinal occidental.

Todas estas fallas son precoces y con juegos diversos. Varias de las fallas mayores longitudinales cambian del norte hacia el sur : normales en el norte, se vuelven inversas y vergentes hacia el este a partir del río Mauri. La inversión del movimiento se relaciona netamente con una reactivación tardía durante la compresión del Plioceno superior (post-Umala, post-Mauri 6), al sur de la zona de transferencia del río Mauri.

## Interpretación de la génesis de la Cuenca altiplánica

Podemos interpretar la Cuenca noraltiplánica con el siguiente mecanismo :

- En un contexto de apretamiento permanente, la cuenca subsidente oligo-miocénica es deformada al mismo tiempo que su sustrato. Ambos estan plegados y escamados entre el bloque positivo del Macizo de Arequipa y el bloque de la Cordillera Oriental (Fig. 12). Inicialmente, a fines del Cretácico, el dominio noraltiplánico estaba al nivel del mar. El espacio disponible disminuyendo poco a poco con el acercamiento convergente de sus bordes, la Cuenca fué sometida a dos procesos aparentemente antagónicos : la subsidencia y el levantamiento.

a) - La amplitud de la subsidencia oligo-miocénica puede explicarse con el hundimiento progresivo del piso de la Cuenca, en relación con varios factores : 1°) plegamiento de la litosfera; 2°) sobrecarga tectónica creada por el aumento del espesor crustal en los bordes convergentes; 3°) sobrecarga sedimentaria, la cual puede justificar hasta 7 km de subsidencia para una serie de una decena de kilométros de potencia.

Las discordancias sucesivas no solamente marcan una progresividad en el fenómeno, pero indican, además, que la compresión sinsedimentaria resulta de la propagación de los cabalgamientos, en particular del cabalgamiento de Corocoro, desde los bordes hacia el centro de la Cuenca. Los términos los más inferiores y los más deformados de la serie se observan en los bordes; levantados y llevados tempranamente en la superficie, escaparon al enterramiento. Esto explica la notoria ausencia de metamorfismo (Rodrigo & Castaños, 1975) tanto en las capas inferiores del Cenozoico como en los niveles del Mesozoico y del Paleozoico que se ubicaban en profundidad ante de ser implicados en la compresión sinsedimentaria oligo-miocena.

El levantamiento precoz de los bordes de la Cuenca explica que la erosión alcanzó rapidamente el Paleozoico, al este, y el Precámbrico, al oeste, ambos resedimentados en los niveles conglomeráticos del Oligo-Mioceno. Probablemente ya, desde el Eoceno, la erosión habia desnudado ambos dominios positivos de la mayor parte de la cobertura de Cretácico terminal-Paleoceno y, p.p., Eoceno. Ésta era la fuente principal de las capas rojas resedimentadas en la potente serie "Tiwanaku" del Eoceno-Oligoceno inferior. Con direcciones de aportes desde el noroeste hacia el sureste (Rodrigo & Castaños, 1975) o desde el sur (Sempere et al., 1990), estas capas rojas colmaron un surco alargado NW-SE, al frente de los cabalgamientos eocenos, vergentes hacia el noreste en la Cordillera Occidental del Sur-Perú. Estos acontecimientos anuncian la generalización de la compresión y la individualización de la Cuenca noraltiplánica a partir del Oligoceno.

b) - El levantamiento del Altiplano acompaña la subsidencia de la Cuenca y se traduce por una sedimentación totalmente continental aunque potente. Durante el Mesozoico terminal, esta región de los Andes estaba sumergida par el mar; el proceso de levantamiento progresiva empieza a partir del Paleoceno-Eoceno ("Santa Lucia") y una altura de cerca de 4 km es alcanzada a fines del Plioceno (los caracteres tropicales de las faúna y flora del Mioceno medio sugieren una altura de casí 2 km para esta época).

El levantamiento progresivo del Altiplano está relacionado con una raíz que aumenta, poco a poco, con el tiempo : 1°) comienza con el plegamiento de la litosfera debajo de la Cuenca altiplánica; 2°) se acentua con la sobrecarga sedimentaria oligo-miocena y, 3°) es aumentada medíante los plegamientos, los cabalgamientos y la edificación de los aparatos volcánicos. De la acumulación de estos acontecimientos resulta una raíz que alcanza un máximo de espesor (60-70 km) debajo del sector occidental del Altiplano boliviano.

# IV. EL ALTIPLANO EN EL CONTEXTO GLOBAL DE UNA SUBDUCCION CONTINENTAL-SINISTRAL A NIVEL DE LA CORDILLERA REAL

Los datos recientes de la geofísica (chap.II) confirman toda la importancia de la zona de fallas de la Cordillera Real (CRFZ). En el límite entre la zona axial y el flanco suroccidental de la Cordillera Oriental, esta estructura mayor llamaba ya la atención por sus características de accidente profundo, verticalizado en superficie y con movimientos muchas veces de desgarre (Martinez, 1980; Lavenu, 1986). El sector de la CRFZ se superpone claramente con el límite occidental de la zona de subducción continental a partir del cual el Precámbrico del Escudo brasilero se hunde subverticalmente. En el contexto global de un acortamiento E-W, la orientación NW-SE del contacto entre el cratón brasilero y el Macizo de Arequipa nos conduce en admitir un movimiento sinistral de la CRFZ, y una reorientación local de los esfuerzos compresivos que toman una dirección NE-SW en la zona de falla.

Es muy probable que esta zona de subducción continental de tipo B se superpone a una discontinuidad crustal heredada. Situada entre el Precámbrico brasilero y el Precámbrico de Arequipa, puede tratarse de un paleolímite entre el cratón brasilero antiguo y un orogeno más joven (600 Ma ="Brasílidas" ?). Reactivada durante el Paleozoico, esta zona de discontinuidad es el dominio de los granitos y del metamorfismo sintectónicos, y de los pliegues "en echelon" hercínicos. Remobilizada durante el Trías y el Andino, fué, además, el sitio de un evento tectono-termal en el Eoceno terminal (Mc Bride *et al.*, 1987; Farrar *et al.*, 1988) y el lugar donde se alinea un rosario de granitos andinos.

Examinando el mapa del "oroclino boliviano" (Fig. 7 y bloque díagrama interpretativo : Fig. 13), se puede recalcar la estrecha relación espacial entre el dominio de mayor subsidencia, o "Cuenca noraltiplánica", y la zona de subducción-transcurrente sinistral de la Cordillera Real, característica del tramo NW-SE del oroclino. Eso no parece ser de casualidad :

La verticalidad de la zona de contacto y su oblicuidad sobre la dirección general, E-W, de acortamiento no permiten imaginar un mecanismo sencillo de acercamiento entre el Escudo brasilero y el Macizo de Arequipa. No coincide con la hipotésis de una subducción continental, de ángulo muy leve hacia el suroeste, y con un cabalgamiento de varias centenas de kilométros hacia el cratón brasilero (Roeder, 1988; Sempere *et al.*, 1990). No puede, tampoco, ser una zona de transferencia relativamente simple con la cual se relacionaría la subducción continental del norte del Perú (Bourgois & Janjou, 1981; Janjou, Bourgois, Mégard *et al.*, 1981; Janjou & Bourgois, 1982; Pardo, 1982; Mégard, 1984; Dorbath *et al.*, 1991) y una subducción continental vergente hacia el oeste, en el tramo meridional del oroclino boliviano-argentino. Ninguno de estos modelos explica la subsidencia oligo-miocena de la Cuenca noraltiplánica.

En nuestra hipotésis, la CRFZ es una falla subvertical, transcurrente compresiva, de tipo sinistral-inversa y corresponde a la reactivación de una zona de discontinuidad sobre la cual se enfrentan dos cortezas continentales distintas por su edad y su naturaleza (el Escudo brasilero y el Precámbrico del Macizo de Arequipa). La CRFZ fué el sitio de fusiones crustales generadoras de magmás graníticos y de flujos térmicos; coincide con las elevaciones (hasta más de 6 km) características de la Cordillera Real y de la Cordillera de Quimsa Cruz, debajo de las cuales el Moho está a 50 km. Sin embargo, el aumento de espesor crustal no es suficiente para explicar el relieve y, al igual que Fukao et al., (1989) y Sebrier (1986 y 1987), tenemos que encarar, además, un papel importante de la compresión en relación con la subducción MEMORIAS DEL XII CONGRESO GEOLOGICO DE BOLIVIA - TARIJA, BOLIVIA



Fig. 13.– Bloque-diagrama del "Oroclino boliviano", esquematizando tanto las relaciones entre la placa Pacifica, el Precámbrico de Arequipa y el Escudo brasilero, como la situación de la Cuenca noraltiplánica en el edificio andino.

continental en la región de la CRFZ. Para Benjamin et al. (1987), el levantamiento de este sector de la Cordillera se realiza desde unos 40 Ma, lo que corobora la hipotésis de un acercamiento a partir del Eoceno, entre el cratón brasilero y el Macizo de Arequipa. El tramo septentrional, NW-SE, de la Cordillera Oriental de Bolivia, es más estrecho y con características algo diferentes del sector meridional, N-S, lo que sugiere dinámicas diferentes entre ambos sectores del oroclino.

En el modelo de una convergencia oblicua del Escudo brasilero y del Macizo de Arequipa, la compresión sinsedimentaria de la Cuenca noraltiplánica, manifestada por el plegamiento, el fallamiento y la propagación de los cabalgamientos, explica la subsidencia relacionandola con una importante deformación de la corteza altiplánica.

En el contexto global de la subducción oceano-continente (subducción de tipo A), la deformación compresiva empieza en el Cretácico, incrementandose en el espacio y en el tiempo. La deformación, propagandose hacia el este, afecta primero el Macizo de Arequipa s.s.. Éste se superpone a una litosfera rejuvenecida (Orogeno a 600 M) con una espesor menor a la actual y, probablemente, más caliente y más dúctil. De la compresión cretácica procede el cabalgamiento del Precámbrico de Arequipa sobre el Mesozoico de la cuenca de retroarco ("sobreescurrimiento de Cincha-LLuta" : Vicente et al., 1979). Luego, en el Eoceno-Oligoceno inferior, se produce la inversion del accidente de Mañazo-Lagunillas, en el borde nororiental de la cuenca de retroarco. En esta etapa, tanto la SAFZ como la CLFZ y la CRFZ son reactivadas en fallas inversas con levantamiento, erosión y resedimentación de las capas rojas del "Tiwanaku", depositadas en ambos lados de la Cuenca noraltíplanica.



Fig. 14.- Modelos analógicos de cuencas en compresión, obtenidos por Cobbold et al. (1993).

En el Oligo-Mioceno, el desplazamiento progresivo, hacia el este, del Macizo de Arequipa, se bloquea sobre la CRFZ vertical la cual actua como una rampa oblicua, compresivasinistral, de escala litosférica. La corteza altiplánica se dobla, entonces, al oeste de la CRFZ y, poco a poco, un retrocabalgamiento progresa hacia el oeste desde el borde nororiental del bloque altiplánico. La Cuenca noraltiplánica se desarolla, así, entre dos frentes convergentes : la falla de San Andrés, al oeste, y el cabalgamiento de Corocoro-Andamarca, al este. En esta hipotésis de una Cuenca noraltiplánica en compresión progresiva, el acortamiento horizontal de la corteza del bloque altiplánico se acompaña del aumento vertical de su espesor, en un modelo análogo al modelo experimental de Cobbold *et al.* (1993) (Modelo B, Fig.14 y Fig. 15).

Caracterizado por el contacto subvertical que separa el cratón brasilero del bloque altiplánico, el modelo B no puede aplicarse al sector N-S del oroclino boliviano. La hipotésis la más probable, para éste, es la de una importante subducción (de tipo B) del Escudo brasilero debajo del Precámbrico del Macizo de Arequipa. Reactivando varios de los paleoaccidentes, la deformación oligomiocénica se propaga más ampliamente hacia el este. Hasta el límite con la zona subandina, se caracteriza por una sucesión de imbricaciones crustales vergentes hacia el este, acompañadas de retrocabalgamientos, y por una sucesión de cuencas cenozoicas compresivas de menor subsidencia (4-5 km). El modelo analógico que corresponde a este tramo N-S, puede ser el modelo A de Cobbold *et al.* (1993).

## REFERENCIAS

AHLFELD, F. & L. BRANISA, 1960. Geología de Bolivia; Inst. Boliv. del Petr., La Paz, 1-245.

ALLMENDIGER, R.W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geol.Soc. Am.Bull*, 97, 1070-1082, 11 figs.

ALLMENDINGER, R.W., V.A. RAMOS, D.E. JORDAN, M. PALMA & B.L. ISACKS, 1983. Paleogeography y Andean structural geometry, nortwest Argentina, *Tectonics*, 2, 1-16.



Fig. 15.– El modelo analógico B de Cobbold *et al.* (1993) comparado con las interpretaciones geológicas (a) y geofísicas (b) de Dorbath *et al.* (1993). La figura B de la Figura 14 es la que más se relaciona con la Cuenca noraltiplánica. Esta figura es al revés para hacer coincidir los dominios de máximo espesor de la corteza, ubicados debajo del Altiplano occidental.

ALLMENDINGER, R.W., B.L. ISACKS, T.E. JORDAN & R. MARRETT, 1985. Uplift of the Altiplano-Puna plateau: The structural perspective from the SE margin of the Puna, NW Argentina (abstract), *Eos Trans. AGU*, 66, 1088.

ASCARRUNZ, R., 1973, Contribución al conocimiento geológico del area comprendida entre los pueblos de Viacha-Corocoro y Umala, *Bol. Soc. Geol. Boliv., 20*, 29-64.

**BABY, P., T. SEMPERE, J. OLLER & G. HERAIL,1992.** Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano: the Calazaya nappe, *Tectonophysics*, 205, 155-169.

BABY, P., T. SEMPERE, J. OLLER, L. BARRIOS, G. HERAIL, & R. MAROCCO, 1990. Un bassin en compression d'âge oligo-miocène dans le sud de l'Altiplano bolivien. C. R. Acad. Sci. Paris, 311, Série II, 341-347.

**BALLARD, J.F., 1989.** Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure, Doct. Univ. Rennes, n° 318.

BALLY, A.W., 1981. Thougts on the tectonics of folded belts. In: LcClay K.R. et Price J.J. (éds.). Thrust y Nappe Tectonics. Spec. Publ. geol. Soc. London, 9, 13-32.

**BARD, J.P., R. BOTELLO, C. MARTINEZ, & T. SUBIETA, 1974.** Relations entre tectonique, métamorphisme et mise en place d'un granite éohercynien à deux micas dans la Cordillère Real de Bolivie (Massif de Zongo-Yani); *Cah. ORSTOM, sér. Géol., 6*, (1), 3-18.

**BENJAMIN, M.T., N. JOHNSON, C.W. NAESER, 1987.** Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fissiontrack dating, *Geology*, 15, 680-683.

BOURGOIS, J. & D. JANJOU, 1981. Subduction océanique, subduction continentale, et subduction yine, C. R. Acad. Sci., D, 292, 859-864.

CHINN, D.S. & B.L. ISACKS, 1983. Accurate source depths y focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America y in the New Hebrides islands arc, *Tectonics*, 2, 529-563. COBBING, E.J., J.M.OZARD & N.J. SNELLING, 1977. Reconnaissance geochronology of the cristalline basement rocks

of the coastal Cordillera of southern Peru, Geol. Soc. Am. Bull., 88, 241-246.

COBBOLD, P.R., P. DAVY, D. GAPAIS, E.A. ROSSELLO, E. SADYBAKASOV, J.C.THOMAS, J.J.TONDJI BIYO & M. DE URREIZTIETA, 1993. Sedimentary basins y crustal thickening, *Sedimentary Geology*, 86, 77-89.

COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS, & V.RAMOS, 1982. Tectonic y magmatic evolution of the Andes of northern Argentina y Chile; *Earth Sci. Rev.*, 303-332.

DALMAYRAC, B., G.LAUBACHER, R.MAROCCO, 1980. Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes, *Trav. doc. ORSTOM*, 122, 1-501.

DALMAYRAC, B. & M..MATTAUER, 1980. Subduction et phases de compression dans la chaîne des Andes, C. R. Acad. Sc. Paris, 290, D, 1345-1348.

**DEWEY, J.F. & J.M. BIRD, 1970,** Mountain belts y the new global tectonics; *J. Geophys. Res.*, 75 (14), 2625-2647.

**DORBATH, L., C. DORBATH, E. JIMENEZ & L. RIVERA, 1991**. Seismicity y tectonic deformacion in the Eastern Cordillera y the sub-Andean zone of central Peru, J. South Am. Earth Sci., 4, 1-2, 13-24. **DORBATH, C., M.GRANET, G. POUPINET & C. MARTINEZ, 1993.** A teleseismic study of the Altiplano y the Eastern Cordillera in northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model, *J. Geophys. Res.*, .

**DORBATH, C. & M.GRANET, 1994.** Local Earthquake Tomography of the Altiplano y the Eastern Cordillera in northern Bolivia, J. Geophys. Res., sunmitted.

ELLISON, R. A., B. A. KLINCK & M.P. HAWKINS, 1989. Deformation events in the Andean orogenic cycle in the Altiplano y Western Cordillera, southern Peru, J. South Am. Earth Sci., 2, 3, 263-276.

ENTWISTLE, L.P. & L.O.GOUIN, 1955. The calcocite-ore deposits at Corocoro Bolivia, *Econ. Geol.*, 50, 6, 555-570.

EVERNDEN, J.F., S.J. KRIZ, C. CHERRONI, 1977. Potassium-Argon ages of some Bolivian rocks, *Econ.Geol.*, 72, 1042-1061.

FARRAR, E., A H. CLARK, , D.J. KONTAK & D.A. ARCHIBALD, 1988. Zongo-San Gabàn zone: Eocene forely boundary of the Central Andean orogen, northwest Bolivia y southeast Peru, *Geology*, 16, 55-58.

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. Tectonic evolution of high plateaus; *Tectonophysics*, 134, 227-238.

FUKAO, Y., A.YAMAMOTO & M.KONO, 1989. Gravity anomaly across the Peruvian Andes, *J.Geophys. Res.*, 94, 3867-3890.

**GRANT, J.N., C.HALLS, W.AVILA, N.J. SNELLING, 1979.** K-Ar ages of igneous rocks y mineralization in parts of the Bolivian tin belt. *Econ. Geol.*, 74, 838-851.

**ISACKS, B.L., 1988.** Uplift of the central Andean plateau y bending of the Bolivian orocline. *J.Geophys. Res., 93*, B4, 3211-3231.

JAILLARD, E. & G. SANTANDER, 1992. La tectonica polifasica en escamas de la zona de Manazo-Lagunillas (Puno-Sur del Peru), Bull. Inst. fr. études andines, 21, 1, 37-58.

JANJOU, D., J. BOURGOIS, F. MEGARD & J. SORNAY, 1981. Rapports paléogéographiques et structuraux entre Cordillères occidentale et orientale des Andes nord péruviennes: les écailles du Maranon (7° Sud, Départements de Cajamarca et de Amazonas, Pérou), Bull. Soc. géol. France, (7), XXIII, 6, 697-708. JAMES, D.E., 1971. Andean crustal y upper mantle structure, J. Geophys. Res., 76, 3246-3271.

JORDAN, T.E. & R.W. ALLMENDIGER, 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain forely deformation. *Am. Journ. Sci.*, 286, 737-764.

JORDAN, T.E., B.L. ISACKS, R.W.ALLMENDIGER, J.A. BREWER, J.A. RAMOS & C.J. ANDO, 1983A. Andean tectonics related to the geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 341-361.

JORDAN, T.E., B.L.ISACKS, J.A.RAMOS & R.W.ALLMENDIGER, 1983B. Mountain building in the central Andes. *Episodes*, 1983, 20-26.

KONO, M., 1989, Y.FUKAO & A.YAMAMOTO. Mountain building in the Central Andes, J. Geophys. Res., 94, 3891-3905. LACASSIN, R., R.ARMIJO & P.TAPPONNIER, 1993. Can ramp to flat bends on thrusts induce transport-parallel extension? The example of the Himalayan thrust wedge. in: Late orogenic extension in Mountain belts, Intern. Meet. Montpellier, 114-115.

LAVENU, A., 1982. Derniers résultats acquis concernant les études néotectoniques en Bolivie. *Cahiers ORSTOM, sér. Géol.*, 12, 23-28.

LAVENU, A., 1986. Etude tectonique et néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes boliviennes, Thèse Doc.d'Etat, Paris XI,Orsay, 420 p (no public.).

LAVENU, A., M.G. BONHOMME, N. VATIN-PÉRIGNON & P. DE PACHTERE, 1989. Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16°S y 18°S. Sratigraphy y K/Ar Geochronology. J.South. Amer. Earth Sc., 2, 35-47.

LAVENU, A. & R. MAROCCO, 1984. Sédimentation continentale et tectonique d'une chaîne liée à une zone de subduction: l'exemple des Andes centrales (Pérou-Bolivie) pendant le Tertiaire. Bull. Centr. Rech. Expl. Petr. Elf-Aquitaine, 8, 57-70.

LAUBACHER, G., 1977. Géologie del'Altiplano et de la Cordillère orientale au nord et au nord-ouest du Lac Titicaca (Pérou), *Trav. doc. ORSTOM*, 95, 1-217.

LEHMANN, B., 1978. A Precambrian core sample from the Altiplano/Bolivia; Geol.Rundsch., 67, 1, 270-278.

LYON-CAEN, H., P. MOLNAR & G.SUAREZ, 1985. Gravity anomalies y flexure of the Brazilian shield beneath the Bolivian Andes; *Earth Planet. Sci. Lette.*, 75, 1, 81-92.

MACFADDEN, B.J., K.E. CAMPBELL, R.L. CIFFELLI, O. SILES, N.M. JOHNSON, C.W. NAESER & P.K. ZEITLER, 1985. Magnetic polarity stratigraphy y mammalian fauna of the Dedeadan (late Oligocene-early Miocene) Salla beds of northern Bolivia. J. Geol., 93, 223-250.

MAROCCO, R., 1984. Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque andin: Le bassin Moquegua (sud du Pérou), Cah.ORSTOM, sér. Géol., XIV, 2, 117-140.

MAROCCO, R. & C.NOBLET, 1990. Sedimentation, tectonism y volcanism relationships in two Andean basins of southern Peru. *Geologische Rundschau*, 79, 111-120, Stuttgard.

MAROCCO, R., 1991. Sedimentacion neogena continental en los Andes centrales: implicaciones geodinamicas, 6° Cong.Geol.Chileno, (Resum.), 912-916.

MAROCCO, R. & J. DELFAUD, 1984. Les cônes alluviaux de la série Moquegua supérieur, marqueurs du soulèvement Oligo-Miocène des Andes du sud du Pérou. 10° RAST, Soc.Géol., 378.

MAROCCO, R. & J. DELFAUD, 1990. Las cuencas continentales de los Andes centrales. Relaciones con la evolución geodinámica andina. Intern. Symp. Andes, Grenoble, 15-17 mai 1990, resum.

MAROCCO, R., J. DELFAUD & A. LAVENU, 1986. Ambiente deposicional de una cuenca continental intramontana andina: el grupo Moquegua (Sur del peru), *Bol.Soc.Geol.Peru*, 75, 73-90.

MAROCCO, R., T. SEMPERE, M. CIRBIAN & J. OLLER, 1987. Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes centrales. C. R. Ac. Sci. Paris, II, 304, 1139-1143. MARSHALL, L.G., C.C. SWISHER III, A.LAVENU, R. HOFFSTETTER & G.H. CURTIS, 1992. Geochronology of the mammal-bearing late Cenozoic on the northern Altiplano, Bolivia. J. South. Am. Earth. Sci., 5, 1, 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. Paris, Mémoire ORSTOM, 119, 1-352.

MARTINEZ, C. & M.SEGURET, 1990. Les bassins tertiaires de l'Altiplano sont-ils des bassins flexuraux intra-chaîne ? Intern. Symp. And. Geod., Grenoble, 277-280.

MATTAUER, M., 1975. Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 144-154.

MATTAUER, M., 1983. Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchement d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne. C. R. Acad. Sci., Paris, II, 296, 481-486.

MATTAUER, M., 1986a. Intracontinental subduction, crustmantle décollement y crustal-stacking wedge in the Himalayas y other collision belts. *From* Coward, M.P. & Ries, A.C.(eds), 1986, Collision Tectonics, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 19, 37-50.

MATTAUER, M., 1986b. Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie; leurs relations avec les décrochements. Bull.Soc.géol.France, (8), II, 1, 143-157.

MATTAUER, M. & B. COLLOT, 1986. Continental subduction, thrusting y strike-slip faulting in the Canadian Cordillera. *Bull.Soc.géol.France*, (8), I, 6, 899-909.

MCBRIDE, S.L., A.H.CLARK, E. FARRAR & R.C.R. ROBERTSON, 1977. Discordant K-Ar ages y 40 Ar/39 Ar age spectra from the Cordillera Real, Bolivia (abs.), Eos Trans AGU, 58, 531.

MCBRIDE, S.L., A.H.CLARK, E. FARRAR & D.A. ARCHIBALD, 1987. Delimitation of a cryptic Eocene tectonothermal domain in the Eastern Cordillera of the Bolivian Andes through K-Ar dating y <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar step heating. *Geol. Soc London J.*, 144, 243-255.

MCBRIDE, S., R.C.R. ROBERTSON, A.H.CLARK & E. FARRAR, 1983. Magmatic y metallogenic episodes in the northern tin belt, Cordillera Real, Bolivia; *Geol.Rundsch.*, 72, 2, 685-714.

MEGARD, F., 1973. Etude géologique des Andes du Pérou central. Mémoire ORSTOM, 86, 1-310.

MEGARD, F., 1984. The Andean orogenic period y its major structures in central y northern Peru. J. Geol. Soc., London 141, 893-900.

MEGARD, F., D.C. NOBLE, E.H. MCKEE & H. BELLON, 1984. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 1108-1117.

MERCIER, J.L., 1984. La déformation des continents au voisinage des marges convergentes. Bull.Soc.géol.France, (7), XXVI, 3,551-566.

MEYER, H.C. & F.J.E. MURILLO, 1961. Sobre la geología en las provincias Aroma, Pacajes y Carangas, *Bol. Dep. Nac. Geol.*, *1*, 1-149.

MEYER, B., J.-P.AVOUAC, P. TAPPONNIER & M. MEGRHAOUI, 1990. Mesures topographiques sur le segment SW de la zone faillée d'El Asnam et interprétation mécanique des relations entre failles inverses et failles normales; Bull.Soc.Geol.Fr., 8, 6, 447-456.

NOBLE, D.C., E.H. MCKEE & F. MEGARD, 1979. Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift, y volcanic activity, Andes of central Peru; *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 903-907.

NOBLE, D.C., M. SEBRIER, F. MEGARD & E.H. MCKEE, 1985. Demonstration of two pulses of Palaeogene deformation in the Andes of Peru. *Earth. Plan. Sc. Let.* 73, 345-349.

OCOLA, L.C. & R.P. MEYER, 1972. Crustal low-velocity zones under the Peru-Bolivia Altiplano; Geophys. J. R. Astron. Soc., 30, 199-209.

OCOLA, L.C., R.P. MEYER & L.T.ALDRICH, 1971. Gross crustal structure under Peru-Bolivia Altiplano, *Earthquakes Notes*, 42, 3-4, 33-48.

PARDO, A., 1982. Caracteristicas estructurales de la faja subandina del Norte del Peru, in: Simp."Exploracion petrolera en las cuencas subandinas de Venezuela, Colombia, Ecuador y Peru", Asoc. Colomb. Geol. Geofis. del Petroleo, Bogota.

**PARDO-CASAS, F. & P. MOLNAR, 1987.** Relative motion of the Nazca (Farallon) y South America plates since Late Cretaceous times, *Tectonics*, 6, 223-248.

**ROEDER, D., 1988.** Andean-age structure of Eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia), *Tectonics, 7*, 1, 23-39.

RODRIGO, L.A. & A.CASTANOS, 1975. Estudio sedimentologico de las formaciones "Tiwanaku, Coniri y Kollu Kollu" del Altiplano septentrional boliviano. *Bol.Soc.Geol.Boliv.*, 22, 85-126.

SEBRIER, M., 1987. Champ de contrainte au-dessus d'une zone de subduction: L'exemple des Andes Centrales (Pérou Central et Méridional). *Bull.Inst. Fr. Et. And., XVI, 1-2, 29-37.* 

SEBRIER, M., J.L. MERCIER, J. MACHARE, D. BONNOT, J. CABRERA & J.L. BLANC, 1988. The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: the Andes of Central Peru. *Tectonics*, 7, 895-928.

SÉBRIER, M., A. LAVENU, M. FORNARI & J.P. SOULAS, 1988. Tectonics y uplift in Central Andes (Peru, Bolivia y northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3, 1 y 2, 139-161.

SEBRIER, M., J.L. MERCIER, F. MEGARD, G. LAUBACHER & E. CAREY-GAILHARDIS, 1985. Quaternary normal y reverse faulting y the state of stress in the central Andes of Southern Peru. *Tectonics*, 7, 739-780.

SHEFFELS, B.M., 1988. Structural constraint on crustal shortening in the Bolivian Andes. Ph.D., Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1-170.

SHEFFELS, B.M., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, 18, 812-815.

SHEFFELS, B.M., B.C. BURCHFIELD & P. MOLNAR, 1986. Deformation style y crustal shortening in the Bolivian Andes (abs.), Eos Trans. AGU, 44, 1241.

SHEFFELS, B.M. & D.W. KLEPACKI, 1985. The Cochabamba Fault System: a left-slip fault system in the elbow region of the Andes (abs.), Eos Trans AGU, 66, 1088.

SEMPERE, T., 1990. Cuadros estratigráficos de Bolivia: propuestas nuevas; *Rev. Tec. YPFB, Cochabamba, 11*, 215-225.

SEMPERE, T., 1991. Cenozoic tectonic "phases" in Bolivia: some needed clarifications, 6° Cong. Geol. chileno., Santiago de Chile.

SEMPERE, T., 1991. Kimmeridgian ? to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. *In* Cretaceous Tectonics in the Andes (J.A. Salfity, editor), Earth Evolution Sciences, Vieweg Publishing, Wiesbaden.

SEMPERE, T., G.HERAIL & J. OLLER, 1988. Los aspectos estructurales y sedimentarios del oroclino boliviano; Proceedings, 5° Congr. Geol. chileno, Santiago de Chile, 1, A127-A142. SEMPERE, T., G.HERAIL, J. OLLER & P. BABY, 1989. Geologic structure y tectonic history of the Bolivian orocline (extended abstract). 28th Int. Geol. Congr., Washington D.C., 3, 72-73.

SEMPERE, T., G. HERAIL, J. OLLER, P. BABY, L. BARRIOS & R. MAROCCO, 1990a. The Altiplano: a province of intermontane forely basins related to crustal shortening in the Bolivian orocline area. Intern. Symp. Andean Geod., Grenoble, 167-170.

SEMPERE, T., G. HERAIL, J.OLLER & M.G. BONHOMME, 1990b. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis y related basins in Bolivia. *Geology*, 18, 946-949.

SUAREZ, G., P. MOLNAR & B.C. BURCHFIELD, 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, y active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, y southern Colombia. Journ. Geoph. Re s., 88, 10,403-10,428.

SWANSON, K.E. D.C. Y NOBLE, E.H. MCKEE, T. SEMPERE, C. MARTINEZ & M. CIRBIAN, 1987. Major revisions in the age of rock units y tectonic events in the northern Altiplano basin of Bolivia, *Geol. Soc. Am.*, Abst with programs, 19, 456.

**TELLERIA, J.L. & J.K. LEJSEK, 1975.** Interpretacion tectonica del perfil gravimetrico Charaña-San Borja, Bolivia. Inst.géof.bol., (E), 1, 55, 46 p. La Paz.

UYEDA, S. & H. KANAMORI, 1979. Back arc opening y the mode of subduction, J. Geophys. Res., 84, 1049-1061.

VALEZ, B., 1982. Structure de la croûte terrestre sous le Huayna Potosi (Bolivie). Tesis, Univ. P. & M. Curie, Paris.

VICENTE, J. C., 1989. Early late-Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru, in *Geology of the Andes y Its Relation to Hydrocarbon y Mineral Resources*, Ericksen, et al., edit., Circum-Pacific council for Energy y Min. Res,. Earth Sci. Ser., 11, 91-117.

VICENTE, J.C., F. SEQUEIROS, M. VALDIVIA & J. ZAVALETA, 1979. El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta: Elemento del Accidente Mayor Andino al NO de Arequipa. *Bol.* Soc. Geol. Peru, 61, 67-99.

WDOWINSKI, S. & R. J. O'CONNELL, 1991. Deformation of the Central Andes (15°-27°S) derived from a flow model of subduction zones. J. Geophys. Res., 96, B7, 12,245-12,255.