© Académie des sciences / Elsevier, Paris Géodynamique / *Geodynamics* 

## Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano

# *Crustal balance and control of the erosive and sedimentary processes on the Altiplano formation*

Philippe Rochat<sup>a</sup>\*, Gérard Hérail<sup>b</sup>, Patrice Baby<sup>c</sup>, Georges Mascle<sup>a</sup>

Laboratoire de géodynamique des chaînes alpines (CNRS/USF), 15, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble cedex, France
Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération, 209–213, rue La-Fayette, 75480 Paris

cedex 10, France <sup>c</sup> Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération, Apartado 17.11.6596, Quito, Équateur

(Reçu le 7 décembre 1998, accepté après révision le 18 janvier 1999)

Abstract—The Bolivian Altiplano corresponds to a broad piggyback basin located between the crustal duplexes of the eastern cordillera (linked with the underthrusting of the Brasilian shield) and the westvergent crustal thrusts of the precordillera and western cordillera. A mechanism of underplating associated with the crustal erosion of the Chilean margin could allow, assuming a local-type isostatic behaviour, the acquisition of the topography of the basin by filling. In such a context, it is the end of endoreic drainage which is responsible for the decrease of the sedimentary overload and of the consecutive minor uplift of the Altiplano during the Upper Pliocene. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

## Altiplano / central Andes / crustal duplexes / piggyback basin / sedimentary overload / crustal erosion / underplating

Résumé — L'Altiplano bolivien correspond à un vaste bassin transporté *piggyback*, localisé entre les duplex crustaux de la cordillère orientale, consécutifs au sous-charriage du Bouclier brésilien, et 44 chevauchements crustaux à vergence ouest de la précordillère chilienne et de la cordillère occidentale. Un phénomène de sous-plaquage, associé à l'érosion tectonique de la marge, expliquerait, selon un mode isostatique local, l'acquisition de la topographie (3 800 m) du bassin par le remplissage détritique. Dans ce contexte, la fin du régime endorérque généralisé, se traduisant par une diminution de la surcharge due à l'accumulation sédimentaire, expliquerait le faible soulèvement de l'Altiplano au Pliocène supérieur. (© Académie des sciences / Elsevier, Paris.)

Altiplano / Andes centrales / duplex crustaux / *piggyback* / surcharge sédimentaire / érosion tectonique / sous-plaquage



Note présentée par Jean Dercourt.

\*Correspondance et tirés à part.

Adresse actuelle : Total Exploration-Production, tour Total, 24, cours Michelet, 92069 Paris-La-Défense cedex, France

C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences 1999, 328, 189–195



D-14550.1 POC

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: Bx 18144

189

Ex: 1

### Abridged version

The back arc of the central Andes, between 10°S and 28°S, is characterized by a thick crust (55–75 km under the Altiplano) which cannot be explained completely by Neogene horizontal shortening (Baby et al., 1997). In this paper, we propose the construction of a balanced crustal cross-section across the entire central Andes, at 15°S–18°S. It is based on the back arc model presented by Baby et al., (1997) and structural studies of the Chilean fore arc (Garcia et al., 1996; Muñoz and Charrier, 1996; Muñoz and Fuenzalida, 1997; Riquelme and Hérail, 1997).

#### **Crustal structures**

The central Andes are divided from east to west into eight morphotectonic units (*figure 1*):

- the Beni Plain corresponds to a slightly deformed Neogene foreland basin underlain by the Brazilian Shield;

- the Subandean zone is a complex thin-skinned fold-andthrust belt characterized by 74 km of shortening (Baby et al., 1995):

- the Interandean zone and the Cordillera Oriental are deformed by east-vergent thrusts that involve basement and Palaeozoic cover (Kley, 1996), and associated thin-skinned thrusts: the western part of the Cordillera Oriental forms a west-vergent back thrust system (Huarina fold and thrust belt: Sempere et al., 1990); total shortening is around 104 km (Baby et al., 1997);

- the Altiplano is a complex Neogene intermontane basin characterized by a very thick synorogenic continental filling (4-10 km): it is structured by north-south elongated halfgrabens which have been partially inverted (Rochat et al., 1996), and the west-vergent thrust system of the Cordillera Oriental (Hérail et al., 1993: Rochat et al., 1996; Lamb and Hoke, 1997): the total shortening calculated is 15 km:

- the Cordillera Occidental holds Plio-Quaternary volcanoes: its western part (Precordillera) is formed by the west-vergent Thrust System (Muñoz and Charrier, 1996) characterized by the reactivation of high angle faults and a lack of Palaeozoic cover: on the eastern part of the Precordillera, back thrusts limit a blind pop up structure below the Tertiary deposits (Riquelme and Hérail, 199<sup>-</sup>); shortening is close to 18 km:

 Upper Cretaceous–Palaeocene magmatic arc and associated deposits, located in the Central Valley, are deformed by a small amplitude Plio-Pleistocene extensive tectonics (Parraguez et al., 199<sup>+</sup>);

- the Coastal Cordillera shows low reliefs constituted by a Jurassic and Lower Cretaceous magmatic arc:

- the Chilean margin shows in its central part a well expressed extensive and asymmetric basin (Muñoz and Fuenzalida, 199<sup>-</sup>), similar to the Neogene basins located more to the north (Von Huene and Scholl, 1991), and a horst and graben topography.

The Moho shape and the Nazca plate geometry are well constrained by geophysical studies (James, 1971; Cahill and Isacks, 1992; Dorbath et al., 1993; Beck et al., 1996, Zandt et al., 1996); Deep crustal structures are underlined by lower crust reflectors located in different structural levels (Wigger et al., 1994; Allmendinger and Zapata, 1996).

### Timing and crustal balancing of the Neogene deformations

In the central Andes, the back-arc thrusting started in the Late Oligocene (Sempéré et al., 1990; Baby et al., 1997). The first thrusting motions in the fore arc occurred in the Upper Oligocene-Lower Miocene along the WTS median thrust (Garcia et al., 1996), whereas the Altiplano corresponded to an endoreic basin (Rochat et al., 1996) located at the back of the more internal crustal thrust of the Eastern Cordillera. During the Upper Miocene, the WTS median thrust was reactivated (Garcia et al., 1996) and crustal back thrusts produced the partial expulsion of the Altiplano which corresponded to a broad piggyback basin carried over the crustal duplex of the Eastern Cordillera (Baby et al., 1997). Crustal balancing on the basis of a normal pre-orogenic crustal thickness (according to the location of the Palaeozoic basin and the lack of significant Meso-Cenozoic extensive rates: Baby et al., 1997) allows us to calculate 210 km of Neogene shortening across the central Andes between lat 15°S-18°S.

#### Discussion

The crustal duplexes below the eastern and western Cordillera are insufficient to produce the crustal thickening evidenced by geophysical data below the Altiplano and the fore arc. Duplexes of lower crust (Lamb and Hoke, 1997) cannot explain the over-balanced volume (7 216 km<sup>2</sup>) because the lower crust is here included in the crustal balance. The asthenospheric wedge as well as significant volumes of magmatic addition are also inconsistent (Baby et al., 1997). Tectonic erosion of the Chilean margin (Rutland, 1971: Von Huene and Scholl, 1991: Cloos and Shreve, 1996) and extensive associated deformations suggest an underplating of deep crustal eroded material below the fore arc and the Altiplano (Schmitz, 1994: Baby et al., 199<sup>-</sup>).

Tectono-sedimentary studies of the Altiplano (Rochat et al., 1996) indicate a local-type isostatic behaviour (deep basin controlled by vertical motion along pre-existing high angle faults). Predicted topography from 10 km of deposits, assuming a normal crust isostatically compensated, is 1.5 km. However, no significant absolute subsidence and uplift occurred in the Altiplano during the Neogene. The continuity of the sedimentation in the centre of the Altiplano shows that the topography was archived by filling up of the thick synorogenic deposits and progradation over the uplifting boarders.

Neogene filling of the fore arc extensive basin (Von Huene and Scholl, 1991) is synchronous with the sedimentary overloading of the Altiplano, which corresponds to 30 % of the volume eroded from the back arc and the Cordillera Occidental. The timing of both mechanisms indicates that deep tectonic erosion and underplating were able to maintain an isostatic equilibrium and consequently the vertical aggradation of the

· .

Altiplano level. Along the fore arc, where structural traps (like Altiplano crustal piggyback basin) do not exist, intensity of Neogene crosion shows that these areas were overcompensated by the deep underplating. The Upper Plio-Pleistocene decrease in sedimentation in areas in the Altiplano (Rochat et al., 1990) was associated with an exoretic drainage. Consecutive

#### Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire

minor uplift, evidenced by lacustral overdeepening and extensive deformations (Lavenu, 1995), shows that equilibrium between superficial sedimentation erosion and deep erosion/underplating was broken. In a maintained tectonic convergence context, deep updrive will involve destruction of the Altiplano by erosion and associated collapse.

## 1. Introduction

Les Andes centrales, entre 10°S et 28°S (*figure*), sont caractérisées par la présence de l'Altiplano, dont l'altitude moyenne est de 3 800 m, encadré par des reliefs dépassant fréquemment 5 000 m (la cordillère orientale et la cordillère occidentale). L'Altiplano correspond à une zone de croûte anormalement épaisse (55–75 km ; Beck et al., 1996).

L'origine de cet épaississement reste débattu, mais n'est pas entièrement explicable par le raccourcissement crustal néogène de l'arrière-arc (Schmitz, 1994 ; Baby et al., 1997).

Nous nous proposons de préciser, le long d'un transect situé entre 15°S–18°S, la contribution du raccourcissement horizontal par la construction d'une coupe équilibrée, complétant le modèle crustal déjà proposé (Baby et al., 1997) par les données acquises dans l'arc et l'avant-arc (Muñoz et Charrier, 1996 ; Garcia et al., 1996 ; Riquelme et Hérail, 1997 ; Muñoz et Fuenzalida, 1997) et d'évaluer ainsi le déficit du raccourcissement dans l'épaississement crustal de ce segment des Andes. La géométrie et la chronologie des structures, l'évolution du remplissage des bassins sédimentaires, ainsi que la morphologie des secteurs d'où proviennent les sédiments, sont confrontées afin de proposer un modèle associant bilan crustal, dynamique érosive et sédimentaire et formation de l'Altiplano.

### 2. Structure de la croûte supérieure

Dans les Andes centrales, huit unités morphostructurales se juxtaposent (*figure*) depuis l'avant-pays amazonien jusqu'à la marge Pacifique, entre 15°S et 18°S.

– La plaine du Béni correspond à un bassin flexural d'avant-pays peu déformé, où se sont déposés des sédiments détritiques néogènes. Ce remplissage sédimentaire provenant de l'érosion des Andes atteint 5 km d'épaisseur au pied du chevauchement frontal subandin, et se biseaute vers l'est, au dos du bouclier brésilien.

- La zone subandine constitue un prisme tectonique à vergence est (*foreland fold* et *thrust belt*) dont le niveau de décollement, situé à la base des séries paléozoïques, est penté de 4° vers le sud-ouest (Roeder, 1988, Baby et al., 1995). Le raccourcissement horizontal, calculé à partir de la construction d'une coupe équilibrée, est de 74 km (Baby et al., 1995).

- La zone interandine et la cordillère orientale sont déformées par un système de chevauchements à vergence est, qui s'enracinent dans le socle (Kley, 1996) et se propagent dans la couverture paléozoïque (Baby et al., 1997). La façade ouest de la cordillère orientale est déformée par une tectonique de décollement à vergence ouest (ceinture de plis et chevauchements de Huarina ; Sempéré et al., 1990). Le raccourcissement total de la cordillère orientale et de la zone interandine, mesuré sur les coupes équilibrées, est de 104 km (Baby et al., 1997 ; *figure*).

– L'Altiplano est un bassin intramontagneux, caractérisé par une série cénozoïque continentale syntectonique dont l'épaisseur varie considérablement (4 à 10 km). Les parties occidentale et centrale de l'Altiplano sont structurées par la tectonique tangentielle de la ceinture de Huarina (Hérail et al., 1993 ; Rochat et al, 1996 ; Lamb et Hoke, 1997). Les parties occidentale et centrale de l'Altiplano correspondent à des demi-graben nord-sud hérités d'une structuration éocène et qui sont partiellement inversés vers l'est (Rochat et al., 1996). Le raccourcissement est de 15 km à la latitude de la région étucliée.

La cordillère occidentale, qui porte les stratovolcans plioquaternaires de l'arc, correspond à une structure tectonique complexe. Le versant ouest (précordillère) est constitué par un système de chevauchements à vergence ouest (West vergent thrust system, WVTS ; Muñoz et Charrier, 1996), caractérisé par la réactivation partielle ou le transport passif de failles fortement pentées (Garcia et al., 1996) amenant à l'affleurement le socle précambrien, ainsi que par des structures aveugles de type pop up (Riquelme et Hérail, 1997). L'absence de couverture paléozoïque stratifiée et l'hétérogénéité de la couverture méso-cénozoïque ne permettent pas (à l'inverse des unités plus orientales) le développement d'un niveau de décollement régulier de la couverture. Le secteur le plus occidental, caractérisé par un relief tabulaire (Pampa Oxaya), correspond à un vaste anticlinal de socle associé en profondeur au chevauchement frontal du WVTS (Parraguez et al., 1997). Le raccourcissement de la cordillère orientale est de 18 km.

– La dépression centrale, à 18°S de latitude, est peu marquée dans la topographie. Elle est située à l'emplacement de l'arc magmatique Crétacé supérieur – Paléocène et des bassins d'arrière-arc Jurassique et Crétacé inférieur. Les déformations extensives du Pliocène supérieur– Pléistocène (Parraguez et al., 1997) sont de faible amplitude.

: 5.

C. R. Acaa. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences 1999, 328, 189–195 191



P. Rochat et al

Balanced crustal section of the central Andes (15"-18"S).

Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire

– La cordillère de la Côte, formée de petits reliefs bordant le Pacifique, est constituée par les produits magmatiques et volcanodétritiques de l'arc Jurassique et Crétacé inférieur. Elle est, ici, limitée à l'ouest par un escarpement côtier d'un millier de mètres de dénivelé.

- Sur la marge chilienne (*figure*), le socle, découpé en petits horsts et grabens, est recouvert, dans la partie amont de la pente, par des dépôts sédimentaires peu épais, se biseautant vers l'est. La partie médiane de la marge est caractérisée par un bassin extensif dissymétrique (Muñoz et Fuenzalida, 1997), de même nature que les bassins néogènes présents plus au nord (von Huene et Scholl, 1991). Les dépôts progradent en *onlaps* sur le socle, vers l'est et vers l'ouest. La partie aval de la marge chilienne est dépourvue de sédiments. La fosse de subduction est caractérisée par une accumulation de sédiments beaucoup moins épaisse que celles qui constituent les prismes d'accrétion le long de la marge du Pérou ou du Chili central et méridional (Von Huene et Scholl, 1991).

## 3. Structure de la croûte inférieure

L'enveloppe crustale est contrainte en profondeur, sous les parties orientales des Andes, par la géométrie du Moho, établie et confirmée par différentes méthodes d'études sismologiques (Dorbath et al., 1993 ; Beck et al., 1996). Sous l'avant-arc, le Moho sismique établi par James (1971) a été utilisé.

L'existence et la géométrie de chevauchements crustaux ont été établies à la latitude de 21°S grâce à la présence : (1) de réflecteurs, attribués à la croûte inférieure sur un profil de sismique réfraction traversant la cordillère orientale (Wigger et al., 1994) ; (2) d'une rampe crustale, mise en évidence par sismique réflexion, près de la limite cordillère orientale – zone subandine (Allmendinger et Zapata, 1996). La distinction de deux blocs crustaux (un bloc occidental, d'Aréquipa, et un bloc oriental, bouclier brésilien, *figure*) s'appuie sur les différences de vitesses crustales moyennes observées entre l'ensemble avant-arc – arc – Altiplano et l'ensemble cordillère orientale – zone subandine – avant-pays (Dorbath et al., 1993 ; Zandt et al., 1996).

La géométrie du plan de subduction suit la zone de Wadati-Benioff (Cahill et Isacks, 1992). La position de la plaque océanique a été précisée par la projection de réflecteurs éclairés en sismique réfraction, à la latitude de 21°S (Wigger et al., 1994).

La limite lithosphère-asthénosphère est bien contrainte sous la plaque de Nazca (James, 1971) et sous les parties orientales des Andes, où la gravimétrie montre une flexion rigide de la plaque brésilienne (Lyon-Caen et al., 1985), qui est constituée par une lithosphère froide (Dorbath et al., 1993 ; Dorbath et al., 1996). En revanche, à l'ouest, la géométrie du manteau supérieur est encore controversée, mais la lithosphère sous l'Altiplano ne semble pas être considérablement amincie (Whitman, 1993 ; Dorbath et al., 1996).

## 4. Équilibrage crustal, chronologie et mécanismes de la déformation néogène

Le modèle géométrique présenté a été construit selon les méthodes classiques d'équilibrage crustal (Ménard, 1988) ; il respecte la cinématique des déformations andines, qui a contraint le choix des interprétations concernant les mécanismes de déformation invoqués.

Durant le Néogène, dans l'arrière-arc, les chevauchements crustaux se sont propagés d'ouest en est, déformant la croûte préorogénique, épaisse de  $35 \pm 40$  km, en un ensemble de duplex décollés à la base de la croûte inférieure (Sempéré et al., 1990 ; Baby et al., 1997). Le manque de corrélation entre les anomalies de vitesses observées dans la croûte et le manteau valide la présence d'un niveau de découplement important au niveau du Moho (Dorbath et al., 1996).

Sur l'arc et l'avant-arc, l'absence de bassin paléozoïque et les très faibles taux d'extension des failles normales contrôlant les demi-grabens du Tertiaire inférieur, ainsi que la position structurale élevée des réflecteurs attribués à la croûte inférieure (Wigger et al., 1991), nous imposent de considérer une épaisseur de croûte préorogénique normale (30-35 km) et une tectonique tangentielle de déformation crustale identique aux parties arrière-arc. La séquence d'activation est ici anormale. Les premiers mouvements sur le chevauchement médian du WVTS ont lieu pendant l'Oligocène supérieur -- Miocène inférieur (Garcia et al., 1996). Ils accommodent peu de raccourcissement et induisent surtout une faible réactivation en surface des failles verticales et le cisaillement des blocs adjacents. Le bassin de l'Altiplano correspond alors à une dépression non déformée, individualisée entre ces structures, et celles localisées au dos du chevauchement crustal le plus interne de la cordillère orientale. Au Miocène supérieur, le chevauchement médian du WVTS est réactivé (Garcia et al., 1996), un rétrochevauchement associé s'enracine vers l'est sous le bassin de l'Altiplano, qui est en partie expulsé (Rochat et al., 1996). L'Altiplano peut alors être assimilé à un vaste bassin transporté piggyback au dos du duplex crustal de la cordillère orientale.

## 5. Implications sur les mécanismes de déformation et conclusions

Le modèle géométrique (*figure*) proposé, avec un raccourcissement horizontal de l'ordre de 210 km, montre que le surépaississement crustal, mis en évidence par les données de géophysique sous l'Altiplano, l'arc et l'avantarc, n'est pas entièrement dû au redoublement tectonique de la croûte préorogénique. La mise en place de matériel magmatique semble n'expliquer que le surépaississement dissymétrique sous la cordillère occidentale par rapport à l'Altiplano (Lamb et Hoke, 1997). En effet, les arcs successifs n'atteignent pas l'Altiplano (*figure*) et la composition d'un tel matériel est incompatible avec les données de

: 5

C. R. Acad, Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences 1999, 328, 189–195 193

#### P. Rochat et al.

géophysique (Zandt et al., 1996). Les mécanismes de déformation de la croûte inférieure mis en évidence concluisent à réfuter également les modèles faisant appel à un redoublement de la croûte inférieure par déformation ductile (Isacks, 1988 ; Lamb et Hoke, 1997). L'érosion tectonique reconnue de la marge chilienne, mise en évidence par la position actuelle de l'arc magmatique jurassique à seulement 170 km de la fosse (Rutland, 1971), plaide en faveur d'un mécanisme de sous-plaquage sous l'Altiplano, l'arc et l'avant-arc (Schmitz, 1994 ; Baby et al., 1997). La morphologie de la marge (bassin d'avant-arc extensif, réseau de failles normales et épaisseur de croûte réduite) signale clairement une érosion basale importante, que l'on retrouve tout au long de la marge du Nord du Chili (Von Huene et Scholl, 1991 ; Cloos et Shreve, 1996). Parallèlement, l'histoire géomorphologique et sédimentaire de l'Altiplano indique clairement que ses bords n'ont fait que monter (Rochat et al., 1996), et que les produits de leurs érosions, s'accumulant au centre du bassin, ont provoqué sa subsidence. En effet, la flexion des séries sédimentaires (Rochat et al., 1996 ; figure) le long des bordures de l'Altiplano, ainsi que les décalages et rétrogradations des surfaces d'érosion (Hérail et al., 1993 ; Lavenu, 1995), corroborent l'hypothèse que l'Altiplano n'a pas suivi les mouvements de surrection des cordillères orientale et occidentale au cours du Néogène. Les mouvements verticaux différentiels ont été accommodés par la réactivation de failles verticales préexistantes (bassin de Corque, bassin Mauri; Rochat et al., 1996) ou par la création de bassins extensifs (bassin de la Paz ; Lavenu 1995). Ces bassins (taux de sédimentation important par rapport aux dimensions), très localisés, témoignent d'un comportement de la croûte supérieure en mode isostatique local.

Un simple calcul, obtenu à partir d'un modèle d'équilibre isostatique d'Airy (densités : sédiments 2,5 g cm<sup>-3</sup>, croûte 2,8 g cm<sup>-3</sup>, manteau 3,3 g cm<sup>-3</sup>), montre qu'un apport sédimentaire de 10 km de puissance sur une croûte normale amènerait le niveau du bassin à 1,5 km d'altitude. Or, on ne trouve pas trace, sur l'Altiplano, d'une très forte subsidence absolue (taux d'extension faible ; substratum à –6 km). De plus, l'absence de surfaces d'érosion au centre de l'Altiplano (Rochat et al., 1996) montre une sédimentation continue pendant tout le Néogène et l'absence de soulèvement. Le fonctionnement du bassin extensif néogène avant-arc indique que le phénomène d'érosion sous-crustale de la marge chilienne est synchrone du phénomène de surcharge sédimentaire sur l'Altiplano.

La contemporanéité des deux phénomènes corrobore notre hypothèse, selon laquelle l'altitude actuelle de l'Altiplano (3 800 m en moyenne) a été obtenue par la mise en place, en profondeur, de matériel crustal érodé, assurant l'équilibre isostatique et permettant la montée du niveau du bassin pendant le Néogène.

La surface de matériel crustal en excès par rapport au bilan de raccourcissement est de 7 216 km<sup>2</sup>. Cette valeur est équivalente aux estimations d'érosion crustale de la marge sud-péruvienne (7 000 km<sup>3</sup>·km<sup>-1</sup>; Von Huene et Scholl, 1991). Elle correspond à un taux d'érosion de 267 km<sup>3</sup>·Ma<sup>-1</sup>·km<sup>-1</sup> de marge (soit une longueur de 200 km de marge), si on considère uniquement la durée de formation de l'Altiplano. En effet, au nord et au sud de l'orocline bolivien, l'Altiplano disparaît quand la morphologie de la marge n'indique plus la présence d'une érosion crustale importante (von Huene et Scholl, 1991). ć

- ]

Le modèle cinématique de l'Altiplano présenté ici diffère des modèles existants, qui font appel à un soulèvement du bassin (Isacks, 1988 ; Lamb et Hoke, 1997), alors que l'Altiplano n'est issu que de sa position structurale à l'échelle crustale. Il correspond à un bassin de type piggyback, caractérisé par un régime endoréique et de forts taux de sédimentation, dus à ses bordures maintenues en surrection. Le bilan sédimentaire global (figure) indique que l'Altiplano a piégé près de 30 % des sédiments provenant de l'érosion des régions d'arrière-arc et de la cordillère occidentale. À l'inverse, les zones d'avant-arc et d'arc sont dépourvues de tels pièges structuraux, et les paléovallées, témoignant d'une forte érosion néogène (Garcia et al., 1996), indiquent, comme l'anomalie gravimétrique résiduelle actuelle (négative), qu'elles étaient surcompensées par des apports profonds.

Au Pliocène supérieur – Pléistocène, pour la première fois dans l'histoire de l'Altiplano, une baisse du niveau de base se produit, mise en évidence par des surcreusements lacustres (150 m). Elle est associée à une microfracturation extensive généralisée (Lavenu, 1995), indiquant un léger soulèvement du plateau, proportionnel à la faible anomalie résiduelle gravimétrique actuelle (Whitmann, 1993). La réduction des taux et des aires de sédimentation (Rochat et al., 1996) indique une diminution des apports sédimentaires, qui s'expliquent par l'activation de l'érosion dans la cordillère orientale et par l'établissement d'un régime de drainage exogène.

L'équilibre entre les couples sédimentation/érosion superficielle et érosion crustale/sous-plaquage, responsable du fonctionnement du bassin au sein des Andes centrales, est rompu. Dans un régime tectonique de convergence maintenue, la modification de la surcharge sédimentaire dans l'Altiplano, qui modifie le bilan de masse, explique le soulèvement par isostasie. La persistance de la poussée en profondeur contribuera à la destruction du haut plateau par érosion et à son étalement par gravité.

### 6. Références

Allmendinger R.W. et Zapata T.R. 1996. The Andean structure of the Cordillera Oriental from reprocessed YPF seismic reflection data, in : 3° Symposium international sur la géodynamique andine, résumés étendus, 265–268

Baby P., Colletta B. et Zubieta D. 1995. Étude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté : exemple du bassin subandin de l'Alto Beni (Andes centrales), *Bull. Soc. géol. France*, 166, 797–811

Baby P., Rochat P., Mascle G. et Hérail G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Ancles, *Geology*. 25, 883–886

Beck S., Zandt G., Myers S., Wallace T. Silver P. et Drake L. 1996. Crustal thickness variations in the Central Andes, *Geology*, 24, 407–410

Cahill T. et Isacks B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazsca plate, J. Geophys. Res., 97, B 12, 17503-17529

Cloos M. and Shreve R.L. 1996. Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean- and Marianas-type subduction zones, *Geology*, 24, 107–110

Dorbath C., Granet M., Poupinet G. et Martinez C. 1993. Teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model, J. Geophys. Res., 98, 9825–9844

Dorbath C., Paul A. et Lithoscope Andean Group. 1996. Tomography of the Andean crust and mantle at 20°S: first results of the Lithoscope experiment, *Phys. Earth Planet. Int.*, 97, 133–144

Garcia M., Hérail G. et Charrier R. 1996. The Cenozoic forearc evolution in northern Chile: the western border of the Altiplano of Belen (Chile). *in* : 3° Symposium international sur la géodynamique andine, résumés étendus, 359-362

Hérail G., Soler P., Bonhomme M. G. et Lizeca J.-L. 1993. Évolution géodynamique du contact Altiplano – cordillère orientale au nord d'Oruro (Bolivie). Implications sur le déroulement de l'orogénèse andine, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, série II, 512–522

Isacks B. L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline, J. Geophys. Res., 93, 3211-3231

James D.E. 1971. Andean crustal and upper mantle structure, J. Geophys. Res., 76, 3246-3271

Kley J. 1996. Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia, *Tectonics*, 15, 763–775

Lamb S. et Hoke L. 1997. Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia. South America, *Tectonics*, 16, 623–649

Lavenu A. 1995. Geodinamica Plio-Cuaternaria en los Andes Centrales: El Altiplano Norte de Bolivia, *Rev. Tecnica de YPFB*, 16, 79–96 Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire

Lyon-Caen H., Molnar, P. et Suårez G. 1985. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 81–92

Ménard G. 1988. Coupes équilibrées crustales, *in* : Gratier J.-P. (éd.), *L'équilibrage des coupes équilibrées*. Mémoires et documents du Centre armoricain d'étude structurale des socles, 20, 160 p.

Muñoz N. et Charrier R. 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile, J. South American Earth Sciences, 9 (3–4), 171–181

Muñoz N. et Fuenzalida R. 1997. La cuenca Arica: un relleno de hemigraben, in : VIII Congreso Geologicos Chileno, Antolagasta, Chile, 1830–1833

Parraguez G., Hérail G., Roperch P. et Lavenu A. 1997. Significado tectonico de la geomoriologia del margen continental del norte de Chile (region de Arica), *in : VIII Congreso Geologicos Chileno, Antoiagasta, Chile,* 205–209

Riquelme R. et Hérail G. 1997. Discordancias progresivas en el cenozoico superior del borde occidental del Altiplano de Arica: implicancias tectonicas, in : VIII Congreso Geologicos Chileno, Antoragasta, Chile, 231-235

Rochat P., Baby P., Hérail G., Mascle G., Aranibar O. et Colletta B. 1996. Genesis and kinematics of the northem Bolivian Altiplano, in : 3" Symposium international sur la Géodynamique andine, résumés étendus, 473–476

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

Rutland R. 1971. Andean orogeny and sea floor spreading, Nature. 233, 252-255

Schmitz M. 1994. A balanced model of the southern Central Andes, *Tectonics*, 13, 484-492

Sempéré T., Hérail G., Oller J. et Bonhomme M. 1990. Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia, *Geology*, 18, 946–949

Von Huene R. et Scholl D.W. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust, *Rev. Geophys.*, 279–316

Whitman D. 1993. Lithospheric structure and segmentation of the Central Andean Plateau, *Thèse*, Université de Cornell, 166 p.

Wigger P.J. et 10 autres. 1994. Variation in the crustal structure of the southem Central Andes deduced from seismic refraction investigations. *in* : Reutten K.J., Scheuber E et Wigger P.J. (éds), *Tectonics of the southern Central Andes*, Springer Verlag, Berlin. 23–48

Zandt G., Beck S.L., Ruppert S.R., Ammon C.J., Rock D., Minava E., Wallace C.N. et Silver P.G. 1996. Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: constraints from broadband regional seismic waveforms, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1159–1162

- -

ľ