



HAL
open science

Structures et cinématique de l'Altiplano nord-bolivien au sein des Andes centrales

Philippe Rochat

► **To cite this version:**

Philippe Rochat. Structures et cinématique de l'Altiplano nord-bolivien au sein des Andes centrales. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2000. Français. NNT: . tel-00518070

HAL Id: tel-00518070

<https://theses.hal.science/tel-00518070>

Submitted on 16 Sep 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H. S. N° 38

**STRUCTURES ET CINÉMATIQUE DE L'ALTIPLANO NORD-BOLIVIEN
AU SEIN DES ANDES CENTRALES**

Philippe Rochat


Institut de recherche
pour le développement



TOTAL FINA ELF
TOTAL EXPLORATION PRODUCTION BOLIVIE

2002



GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H. S. N° 38

STRUCTURES ET CINÉMATIQUE DE L'ALTIPLANO NORD-BOLIVIEN

AU SEIN DES ANDES CENTRALES

Philippe Rochat



Institut de recherche
pour le développement



2002

TOTAL FINA ELF

TOTAL EXPLORATION PRODUCTION BOLIVIE

Couverture : L'Altiplano vu vers l'Ouest, depuis la terrasse de Tiawanaku. Au fond, la Cordillère Occidentale est couronnée par les volcans de l'arc actuel (Nevado Sajama : 6542 m). Au second plan les collines correspondent à la ceinture plissée Comanche-Tiawanaku, chevauchante vers l'Ouest sur le bassin Corque.
Photo G. Masclé.

STRUCTURE ET CINEMATIQUE DE L'ALTIPLANO NORD-BOLIVIEN AU SEIN DES ANDES CENTRALES

par Philippe ROCHAT*

RÉSUMÉ. - L'Altiplano est un haut plateau caractéristique des Andes Centrales entre 10°S et 27°S. C'est un bassin original de par ses dimensions et sa position dans un contexte orogénique. Il constitue un bassin sédimentaire détritico-intramontagneux qui a enregistré les étapes de la déformation de l'orogène andin. L'étude a pour objectif de proposer un modèle évolutif du bassin et de ses bordures. Nous avons pris en compte les données de la géophysique et de géologie (tectonique, sédimentation, géomorphologie). Nous nous sommes intéressés aux relations tectonique-érosion-sédimentation qui représentent les trois variables principales pour résoudre l'équation régissant la genèse et le fonctionnement d'un bassin continental déformé.

L'étude lithostratigraphique des séries tertiaires permet de proposer un agencement en six séquences pour les formations tertiaires de l'Altiplano (Séquence 1 : Éocène-Oligocène inférieur ; 2 : Oligocène supérieur-Miocène inférieur ; 3 : Miocène moyen ; 4 : Miocène supérieur ; 5 : Pliocène inférieur ; 6 : Pliocène supérieur-Pléistocène). Le découpage séquentiel de la série stratigraphique permet de mettre en place un diagramme chrono-stratigraphique de la sédimentation tertiaire sur l'Altiplano et ses bordures qui met en évidence les variations des espaces de sédimentation.

L'étude structurale montre que les déformations compressives sur l'Altiplano sont principalement issues d'une tectonique tangentielle de couverture et/ou de dans les parties centrales et orientales et d'une tectonique de réactivation de failles de socle dans les parties occidentales. L'analyse détaillée des dispositifs, à partir de sismique réflexion, a mis en évidence la présence d'hétérogénéités tectoniques ou sédimentaires qui ont influencé les déformations compressives andines. La répartition et les orientations de ces hétérogénéités permettent de proposer un nouvel agencement tectonique de l'Altiplano.

La structuration des Andes Centrales est liée à deux processus majeurs qui sont l'épaississement crustal tectonique et l'épaississement par sous-plaquage de matériel crustal érodé. Ces processus sont les conséquences des mécanismes de raccourcissement tectonique et d'érosion crustale de la marge Chilienne qui permettent l'accommodation du déplacement aux limites, lié à la cinématique d'ouverture de l'Atlantique. La compétition entre les deux mécanismes permanents aux limites du système andin (ouverture de l'Atlantique à l'Est et érosion crustale à l'Ouest) détermine l'activation du raccourcissement crustal. Dans ce contexte, les Andes centrales ne sont des chaînes de subduction que par le contrôle qu'exerce la surface de subduction sur les modalités des variations du phénomène d'érosion crustale.

Mots CLÉS. - Andes, Bolivie, Altiplano, Tertiaire, Sédimentation, Stratigraphie séquentielle, Structure, Bassin intramontagneux, Sous-plaquage crustal, Evolution géodynamique.

* Ingénieur TOTAL-FINA-ELF

Thèse préparée au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UJF Grenoble), soutenue le 17 mars 2000 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Grenoble devant la commission d'examen

Marc TARDY, Pr Université de Savoie, Président
Gérard HERAIL, DR IRD Toulouse, Directeur
Georges MASCLE, Pr Université Joseph Fourier Grenoble, Directeur
Michel GUIRAUD, Pr Université de Bourgogne Dijon, Rapporteur
Pierre SOLER, DR IRD Paris, Rapporteur
Patrice BABY, CR IRD Quito, Examineur
Jean Claude CHERMETTE Ingénieur TOTAL-FINA-ELF, Examineur
Bernard COLLETTA, Ingénieur IFP Rueil Malmaison, Examineur
Anne PAUL, CR CNRS Grenoble, Examineur

STRUCTURE AND KINEMATIC OF THE ALTIPLANO IN NORTHERN-BOLIVIA (CENTRAL ANDES)

ABSTRACT.-The central Andes are characterized by high reliefs (Eastern and Western Cordilleras) and an high plateau, the Altiplano, with an average altitude of 3900 m above sea level and a thick crust (55-70 km below the Altiplano). Field mapping, kinematic data and seismic reflexion analysis were used to study synorogenic sediments and to discriminate spatial, temporal and geometrical patterns of the deformation of the Altiplano. this intermontane basin is characterized by a very thick succession of Cenozoic continental sedimentary units (4-10 km thick) formed by five major depositional sequences. The first one (Eocene-Lower Oligocene) was deposited before the Altiplano and Eastern cordillera structuration. sedimentological studies and restored cross sections show that the Altiplano corresponded to a large flexural basin filled up by a low detritismmainly coming from the uplifted western andean area. Syntectonic Upper Oligocene-Lower Miocene deposits (Sequence 2) provide evidences for the structuration of the Coniri thrust and fold belt on the eastern border of the Altiplano. The central part of the Altiplano (Corque basin) evolved as a local basin when the western border collapsed along the San Andres and Sannta Lucia fault. Middle Miocene times (Sequence 3) show the end of the compressional activity and the formation of an extensive and diachronous erosional surface (Chayanta surface) linked with the slow continental uplift of the Eastern Cordillera. The Corque basin was collapsing along the Chuquicambi fault in response to the vertical motion and high sedimentation rates allowed the aggradation of the erosional surfaces located on the basin margins. Upper Miocene times (Sequence 4) are characterized by the partial inversion of the Corque basin. Thin skinned tectonic inversion was perturbed by high angle faults (like the Chuquichambi fault) which involved complexes short cut geometries. The Coniri thrust system was gently reactivated and the Chayanta surface was dissected following the uplift of the Eastern Cordillera. The Lower Pliocene deposits (Sequence 5) overlap the tectonic limits showing the end of the compression. In the eastern part of the basin they aggraded the contemporaneous San Juan del Oro surface which was evolving by processes of erosional smoothing related to the low uplift of the Eastern Cordillera. Upper Pliocene (Sequence 6) shows for the first time a minor uplift of the central part of the Altiplano and also of the western parts associated with a short reactivation of the tectonic structures linked to the Corque basin inversion. This evolution show that the topography of the central part of the Altiplano was achieved mainly by basin filling (vertical aggradation) and not by tectonic uplift processes. The calculated rate of vertical aggradation indicates that the subsidence was lesser than attended for a normal thick crust which requires the addition at depth of low density material. In order to illustrate the neogen shortening distribution along the Central Andes and to estimate the contribution of the shortening to crustal thickening, abalanced crustal cross section have been constructed and restored from geophysical, geological and kinematical data synthesis. Neogene shortening is accomodated mainly by the west vergent crustal thrusts of the Precordillera and Western Cordillera, but the total Neogene shortening (124 km) is insufficient to produce the 70 km of crustal thickness evidenced by geophysical data below the Altiplano. Comparisons between the structural evolution of the Chilean margin and the Altiplano show that crustal underplating by material tectonically eroded from the continental margin is the best explanation for the anomalous thickening an can also be interpreted as a cause for the Andean orocline.

KEY WORDS.- Andes, Bolivie, Altiplano, Tertiary, Sedimentation, Sequence Stratigraphy, Structure, Intramontane Basin, Crustal underplating, Geodynamic Evolution.

ESTRUCTURA Y CINEMATICA DEL ALTIPLANO NOR-BOLIVIANO (ANDES CENTRALES)

RESUMEN.- El Altiplano es una alta meseta característica de los Andes Centrales entre 10°S y 27°S. Por sus dimensiones y su posición, es una cuenca original en contexto orogénico. Constituye una cuenca sedimentaria detrítica intramontañosa que ha registrado las etapas de la deformación del orógeno Andino. Su estudio tuvo por objetivo el de proponer un modelo evolutivo de la cuenca y de sus bordes. Para ello, se tuvieron en cuenta los datos geofísicos y geológicos (tectónica, sedimentación, y geomorfología). Estuvimos interesados en las relaciones tectónica – erosión – sedimentación, que representan las tres variables principales que entran en la resolución de la ecuación que rige la génesis y el funcionamiento de una cuenca continental deformada.

El estudio lito - estratigráfico de las formaciones Terciarias del Altiplano permite proponer una estructuración en seis secuencias : Secuencia 1 : Eoceno – Oligoceno inferior ; 2 : Oligoceno superior – Mioceno inferior ; 3 : Mioceno medio ; 4 : Mioceno superior ; 5 : Plioceno inferior ; y 6 : Plioceno superior - Pleistoceno.

El estudio secuencial de la serie estratigráfica permite proponer un diagrama crono – estratigráfico de la sedimentación Terciaria en el Altiplano y sus bordes que pone en evidencia las variaciones del espacio de sedimentación.

El estudio estructural muestra que las deformaciones compresivas sobre el Altiplano son principalmente resultantes de una tectonica tangencial de cobertura en sus partes centrales y orientales, y de una tectónica de reactivación de fallas de zócalo en sus partes occidentales. El análisis detallado de los dispositivos, a partir de la sísmica de reflexión, ha puesto en evidencia la presencia de heterogeneidades tectónicas o sedimentarias que han influenciado las deformaciones compresivas Andinas. La repartición y las orientaciones de estas heterogeneidades permite proponer una nueva estructuración del Altiplano.

La estructuración de los Andes Centrales está ligada a dos procesos mayores que son el espesamiento cortical tectónico y el espesamiento por sub – «placage» de material de corteza continental erosionado. Estos procesos son consecuencia de los mecanismos de acortamiento tectónico y de erosion cortical de la margen Chilena, que permiten la acomodación del desplazamiento a los límites del sistema, ligados a la cinemática de abertura del Atlántico. La competición de los dos mecanismos permanentes a los límites del sistema Andino (abertura del Atlántico al Este y erosion cortical al Oeste) determina la activación del acortamiento cortical. En este contexto, los Andes Centrales son cadenas de subducción solamente por el control que ejerce la superficie de subducción sobre las modalidades de variaciones del fenómeno de erosión cortical.

PALABRAS CLAVE.- Andes, Bolivia, Altiplano, Terciario, Sedimentación, Estratigrafía Secuencial, Estructura, Cuenca Intramontañosa, Crustal underplating, Evolución Geodinámica.

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.- INTÉRÊT DE L'ÉTUDE ET OBJECTIFS

L'Altiplano est un haut-plateau caractéristique des Andes Centrales entre 10°S et 27°S. C'est un bassin original de par ses dimensions et sa position dans un contexte orogénique. Il constitue un bassin sédimentaire détritico-intramontagneux [Martinez, 1980], qui a enregistré les étapes de la déformation de l'orogène andin.

L'étude proposée ici a pour objectif de présenter un modèle évolutif du bassin et de ses bordures. Pour cela, nous avons pris en compte les données de la géophysique et de géologie (tectonique, sédimentation, géomorphologie). Nous nous sommes principalement intéressés aux relations tectonique-érosion-sédimentation qui, dans un contexte de bassin continental déformé, représentent les trois variables principales qui permettent de résoudre l'équation régissant la genèse et le fonctionnement d'un tel bassin.

2.- RAPPELS SUR LES GRANDS TRAITS TECTONIQUES DES ANDES CENTRALES

La chaîne andine forme la partie ouest de l'Amérique du Sud. Elle s'étend sur 7000 km de la Colombie au Nord, à la Terre de Feu au Sud.

Sa position, sur la marge ouest sud américaine, lui confère le caractère d'orogène lié à la subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale. Très souvent prise en exemple pour illustrer cette catégorie de chaîne de montagne [Dewey et Bird, 1970; James, 1971; Debemas et Mascle, 1993], la chaîne andine est caractérisée par un arc magmatique calco-alkalin [Soler, 1991], parallèle à la marge. Conséquence de la subduction de la plaque de Nazca sous la plaque sud américaine, l'arc se surimpose et s'imbrique dans un système compressif constitué par plusieurs unités tectoniques déformées. Les déformations de surfaces [Martinez, 1980; Roeder, 1988; Sheffield, 1990; Schmitz, 1994; Baby, 1995] s'accompagnent de la présence d'une racine crustale importante [James *et al.*, 1996].

Du Nord au Sud, les angles de subduction de la plaque de Nazca varient (Cahill et Isacks, 1992). De nombreux auteurs ont relié les variations de style tectonique des Andes centrales aux variations de la géométrie de la plaque subductée [Barazangi et Isacks, 1976; Pilger, 1984; Jordan *et al.*, 1983; Isacks, 1988], ainsi qu'à son âge [Jordan *et al.*, 1983; Wortel, 1984].

Quatre segments sont reconnus (Fig. 1) :

Segment Guayaquil Pisco (2°-15°S) : il est caractérisé par un angle de subduction de 25-30° au niveau de la fosse, qui devient subhorizontale à 100 km de profondeur [Hasegawa et Isacks, 1981; Cahill et Isacks, 1992]. Dans ce segment, la chaîne est large de 250 km, et il y a une lacune de volcanisme à partir de 18 Ma [Jordan *et al.*, 1983]. Le bassin d'avant-pays, localisé sur la bordure est de la chaîne, est déformé par une tectonique de socle, bien exprimée

par exemple dans le bassin de Yucayali (8°S-12°S) [James et Snoko, 1994].

Segment Sud Pérou - Nord Chili (15°S-24°S) où la subduction est dite normale, avec un angle de plongement de 30° [Grange *et al.*, 1984; Hasegawa et Sacks, 1981]. Le volcanisme est toujours actif, et la chaîne, large de 400-500 km, est caractérisée par la présence d'un haut-plateau, culminant à une altitude moyenne de 4000 m. La déformation au niveau du bassin d'avant-pays est caractérisée par un style tectonique de type tégumentaire [Allmendinger *et al.*, 1983; Baby *et al.*, 1992]. Cette déformation est active, et la sismicité de la plaque supérieure est restreinte au front orogénique.

Segment Chili Central (24°S-33°S) : il est caractérisé par une absence de volcanisme plus récent que 10 Ma [Jordan *et al.*, 1983], une réduction de l'inclinaison de la subduction [Cahill et Isacks, 1992], et un rétrécissement de la haute chaîne. Les zones externes (Sierra Pampeanas) sont caractérisées par une tectonique de socle [Jordan et Allmendinger, 1986], et la plaque subductante montre une sismicité importante [Jordan *et al.*, 1983].

Segment Sud Chili (Sud de 33°S) : il est caractérisé par une subduction normale et un avant-arc large de 100 km. L'âge de la plaque subductée y est plus récent que dans les parties septentrionales [Wortel et Vlaar, 1978; Wortel, 1984].

La transition entre les deux segments, au niveau du sud Pérou, a été interprétée comme résultant d'un dédoublement en deux parties du «Slab», présentant des pendages différents [Barazangi et Isacks, 1976]. Mais Hasegawa et Sacks [1981] ont montré qu'il s'agissait d'une torsion de la surface de subduction. Les récentes études de sismologie [Tinker *et al.*, 1995; Myers *et al.*, 1995] permettent maintenant de modéliser cette torsion, et d'en imaginer la géométrie.

La zone entre 24°S et 27°S correspond à une lacune importante dans la distribution des séismes de profondeurs intermédiaires [125-300 km, Jordan *et al.*, 1983]. Cependant, la continuité de l'avant-arc et de l'arc magmatique quaternaire montre que la limite entre la subduction normale et subhorizontale se situe plutôt à 27°S.

La zone de transition, localisée à 33°S, se situe dans l'axe de la ride Juan Fernandez et correspond à une déchirure, ou à une torsion de la plaque plongeante [Cahill et Isacks, 1992].

Les Andes centrales correspondent au segment de subduction normale. Elles sont caractérisées par deux chaînes parallèles, de plusieurs centaines de kilomètres de long, les Cordillères Orientale et Occidentale, dont certains sommets atteignent plus de 6500 m. Mais, le trait morpho-structural majeur est la présence, entre ces deux Cordillères, d'un Haut-Plateau, qui s'étend sur près de 1500 km du Pérou (15°S) jusqu'en Argentine (27°S), l'Altiplano en Bolivie et au Sud Pérou, et la Puna en Argentine. Son altitude est comprise entre 3500 et 4700 m avec une moyenne à 3650 m [Isacks, 1988].

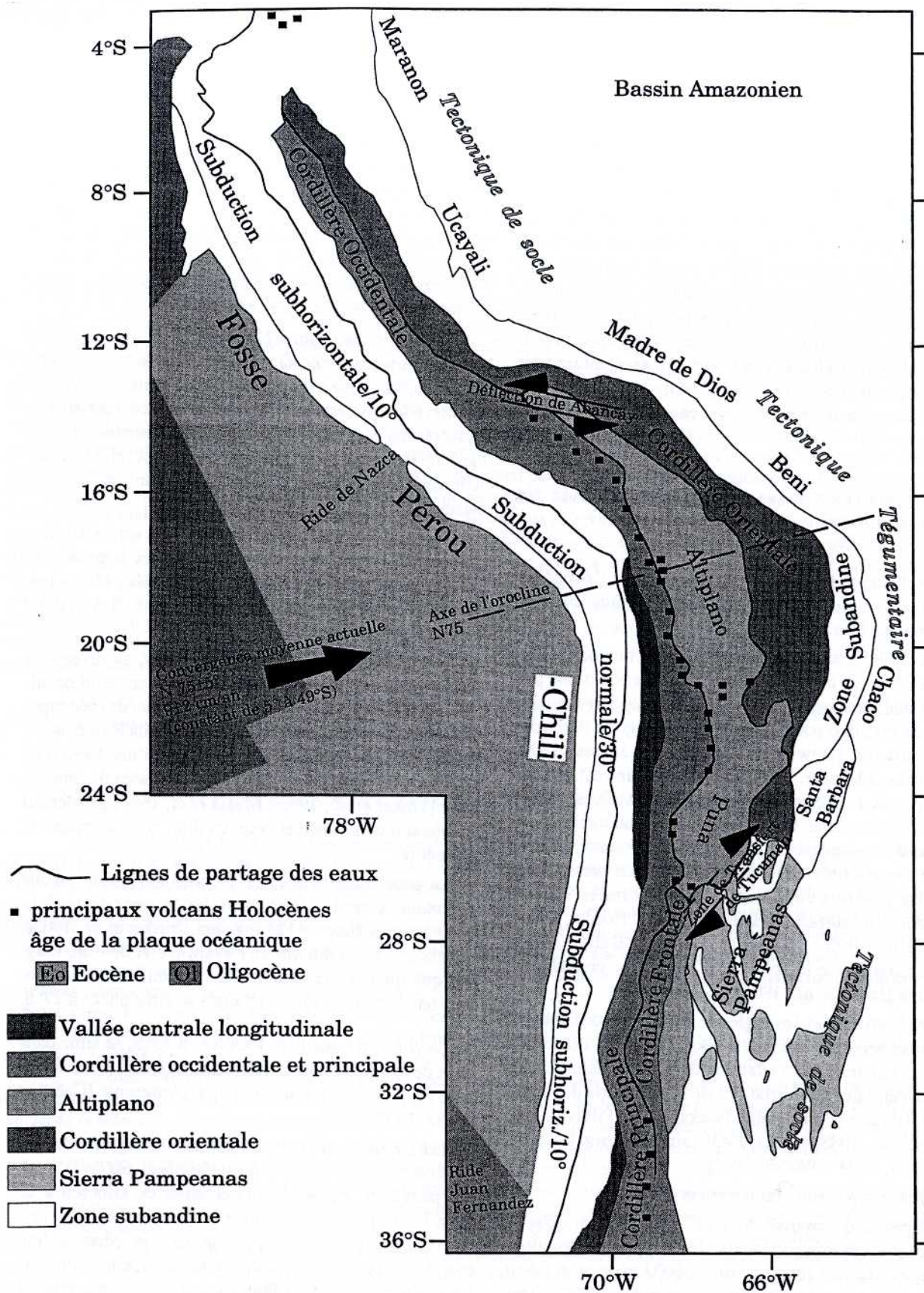


FIG. 1.— Schéma des principales caractéristiques morphostructurales et structurales des plaques subductées et subductantes au niveau des Andes centrales (compilation d'après Carey [1958] ; Ziegler *et al.* [1981] ; Jordan *et al.* [1983] ; Isacks [1988] ; Cahill et Isacks [1992] ; De Urreiztieta [1995]).

Large d'environ 200 km, il constitue comme le Tibet par rapport à l'Himalaya, et malgré des dimensions inférieures et un contexte géodynamique différent, la particularité essentielle du dispositif orogénique des Andes centrales.

En profondeur, les Andes centrales sont caractérisées par une racine crustale importante [James, 1971 ; Fukao *et al.*, 1989]. Le Moho est à 65 km sous la Cordillère Occidentale et à 70 km à la limite Cordillère Orientale-Altiplano [Beck *et al.*, 1996].

Plusieurs interprétations de la structure des Andes centrales, expliquant la présence de l'Altiplano et le surépaississement crustal, ont été proposées.

Pour certains, l'épaississement crustal est attribué à l'addition de magmas dérivés du manteau [Gill, 1981 ; Weaver et Tarney, 1982]. D'autres considèrent qu'il résulte essentiellement du raccourcissement tectonique [Uyeda et Kanamori, 1979 ; Suarez *et al.*, 1983]. Mais, ces modèles ne sont pas en accord avec les données géologiques et géophysiques observées sur l'ensemble de la chaîne [Kono *et al.*, 1989]. Il en est de même, pour le modèle d'accrétion de croûte subductée proposé par Rutland [1971]. Isacks [1988] propose d'abord un affaiblissement thermique de la partie supérieure de la lithosphère continentale, suivi d'un raccourcissement et d'un épaississement crustal, combiné avec l'expansion thermique de la zone affaiblie, délaissant ainsi la contribution magmatique. Les effets thermiques, invoqués et étudiés par Froidevaux et Isacks [1984] qui modifieraient sous l'Altiplano les caractéristiques de la lithosphère (la rendant plus chaude et plus légère), ne pourraient pas reproduire la dissymétrie de la racine crustale andine [Kono *et al.*, 1988]. C'est pourquoi ces auteurs proposent un modèle intermédiaire entre l'accumulation magmatique et le raccourcissement crustal, prenant en compte l'aspect dissymétrique de la racine crustale sous l'Altiplano. De même, Sheffield [1999] invoque la nécessité de combiner les deux phénomènes, pour expliquer l'épaississement crustal sous les Andes Centrales. D'après Roeder [1988], 10% de l'épaississement crustal est dû à des apports magmatiques et 90% à 230 km de raccourcissement tectonique, absorbé essentiellement par une grande faille intra crustale, pentée de 10° vers l'Ouest, le long de laquelle le Bouclier Brésilien est sous-charrié [Lyon-Caen *et al.*, 1980].

En surface, la plaque supérieure présente, au niveau des Andes boliviennes [Ahlfeld, 1972] et de leur continuation au Nord Chili, des unités morphologiques et géologiques parallèles [Ahlfeld et Branisa, 1960 ; Martinez et Tomasi, 1978 ; Martinez, 1980] :

La Cordillère de la Côte constitue un étroit relief, culminant entre 1200 m et 2000 m, du Sud du Pérou jusqu'au centre du Chili. Elle est caractérisée par des terrains magmatiques calco-alcalins d'âges jurassique et crétacé, mis en place par les arcs magmatiques de ces époques.

La dépression centrale correspond à un bassin d'effondrement cénozoïque et quaternaire [Dewey et Lamb, 1992]. Peu marquée à 17°S, elle se prolonge au Sud jusqu'à Puerto Montt.

La Précordillère forme le versant pacifique des Andes, reliant la dépression centrale à la Cordillère Occidentale (5000 m). La topographie est régulière dans les parties basses de la Précordillère, et plus accidentée au pied de la Cordillère Occidentale, où le socle précambrien affleure au revers d'un système de chevauchement à vergence ouest [Munoz et Charrier, 1996].

La Cordillère Occidentale est constituée d'appareils volcaniques de formes coniques, espacés et bien individualisés (altitude > à 6000 m), qui surplombent une topographie peu accidentée (altitude moyenne de 5000m). Cette unité correspond aux arcs néogène et quaternaire.

L'Altiplano : cf. § 3

La Cordillère Orientale, large de 100 km au Nord de 17°S et de 400 km au Sud, est constituée de sédiments essentiellement paléozoïques, déformés par une tectonique plicative et cassante. On y distingue un groupe de plutons intrusifs, d'âges triasique à néogène, qui constituent un alignement de reliefs (Cordillère Royale) supérieurs à 5000 m (Illimani : 6882 m).

Le versant ouest, large de 20 à 50 km est caractérisé par des structures compressives à vergence ouest affectant les terrains siluriens à dévoniens [ceinture de Huarina ; Sempere *et al.*, 1990].

Le versant est est caractérisé par des structures compressives à vergence est. Au Nord de 18°S, il rejoint en 100 km la Zone Subandine, dont les chaînons occidentaux culminent à une altitude de 1000 m. Au Sud de 18°S, la topographie est plus douce, et passe aux chaînons subandins sur une distance de 150 km, par l'intermédiaire de la zone Interandine, où affleurent, en plus du Paléozoïque, des terrains méso-cénozoïques.

Dans la Cordillère Orientale, des structures andines se surimposent à des déformations compressives d'âge hercynien [Martinez et Tomasi, 1978 ; Martinez *et al.*, 1980 ; Dalmayrac *et al.*, 1980 ; Kley *et al.*, 1997].

La Zone Subandine : Limitée à l'Est par les plaines du Chaco et du Beni, elle correspond à un prisme tectonique formé par un système de plis et de chevauchements de couverture (Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque) à vergence est [Baby *et al.*, 1989]. Les chaînons subandins (300 m) sont les derniers reliefs avant le bassin amazonien, et constituent le front orogénique actuel [Baby *et al.*, 1995].

L'Avant-pays Andin est constitué par les plaines du Chaco (au Sud) et du Beni (au Nord), qui appartiennent au bassin amazonien. Il est caractérisé par des séries fluviatiles néogènes sub-horizontales, épaisses (5000 m) au pied des Andes et s'amincissant vers l'Est (Baby *et al.*, 1995).

Les structures majeures de ces différentes unités sont orientées nord-ouest au Nord de 18°S, et nord-nord-est au Sud [Isacks, 1988]. Elles forment une arcature convexe vers le continent, appelée orocline bolivien [Carey, 1958 ; Isacks, 1988]. L'axe de symétrie, orienté N75, est situé à 18°S, et bien mis en évidence par des études paléomagnétiques [Beck, 1987]. L'orocline affecte également le profil de la surface de subduction [Jordan *et al.*,

1983] au niveau où la subduction est normale.

De nombreux modèles, basés sur des épaisissements crustaux différents le long de la chaîne [Isacks, 1988], sur la subduction oblique [Beck, 1988], ou sur l'élasticité des plaques [Watt *et al.*, 1995], sont proposés pour expliquer l'orocline. L'ensemble de ces modèles considère quela chaîne Andine a acquis cette géométrie essentiellement lors du Cénozoïque supérieur [McFadden *et al.*, 1995], à partir d'une géométrie initiale qui n'était pas rectiligne, s'opposant ainsi au premier modèle de Carey [1955]

3.- GÉNÉRALITÉS SUR L'ALTIPLANO

3.1 Position structurale, morphologie et limites de l'Altiplano

L'Altiplano forme un vaste haut-plateau (200 km de large et 2000 km de long), à une altitude moyenne de 3700 m. Il correspond schématiquement à un bassin endoréique, développé entre les édifices tectoniques de la Cordillère Orientale et les édifices tectoniques et magmatiques de l'ensemble Précordillère-Cordillère Occidentale (cf. chap. 4). La partie est de l'Altiplano est chevauchée par les terrains paléozoïques déformés de la Cordillère Orientale [Sempere *et al.*, 1990]. L'Altiplano est caractérisé par un épais remplissage détritique tertiaire [Meyer et Murillo, 1964 ; Martinez, 1980 ; Lavenu, 1986 ; cf. chap. 1], qui a enregistré l'histoire de sa déformation (cf. chap. 3).

Bien développé entre 16°30'S et 22°S, l'Altiplano bolivien appartient au segment des Andes centrales compris entre 15°-24°S ; il se prolonge en Argentine où il est appelé La Puna.

Il est limité au Sud par la zone de transfert de Tucuman (Fig. I.1), qui coïncide avec la zone de transition entre les segments 15°-24°S et 27°-33°S. La limite entre l'Altiplano Puna et les Sierras Pampeanas correspond à une zone transpressive dextre [de Urreiztieta, 1995]. Au Sud de celle-ci, les zones de haute altitude (>3000 m) ne représentent qu'une frange étroite [Isacks, 1988].

Au Nord, l'Altiplano se rétrécit à la latitude du lac Titicaca (16°S), entre les rétro-chevauchements du bassin de Putina, en bordure de la Cordillère Orientale [Laubacher, 1978], et ceux du bassin occidental Péruvien [Jaillard et Santander, 1995]. Il disparaît au Pérou vers 15°S, tronqué par les failles décrochantes et les chevauchements E-W de la déflexion d'Abancay [Marocco, 1978 ; Ligarda, 1989].

L'étude proposée ici concerne l'Altiplano nord et centre bolivien situé entre le lac Titicaca (16°S) et le Salar de Uyuni (21°S). Ce choix géographique a été guidé par l'existence, dans cette zone, de données de géophysique pétrolière, ainsi que par la continuation d'un programme de recherche de l'IRD (ORSTOM) [Martinez, 1980 ; Lavenu, 1986 ; Sempere *et al.*, 1990 ; Baby *et al.*, 1992 ; Héral *et al.*, 1993].

3.2. L'Altiplano nord et centre Bolivien : principaux travaux antérieurs

L'Altiplano nord bolivien et ses bordures ont été l'objet de plusieurs études ; la plupart d'entre elles concernent la définition de la stratigraphie.

D'Orbigny puis Steinmann ont reconnu les premiers les grands groupes lithostratigraphiques. Mais c'est dans les années 60 que le service géologique de Bolivie (GEOBOL) définit les principales unités lithostratigraphiques du Crétacé et du Tertiaire [Meyer et Murillo, 1964 ; Ashfeld et Branisa, 1960 ; Sirvas et Torres, 1966 ; Ponce, 1964 ; Ascarrunz, 1962]. Everdeen, Kriz et Cherroni [1966] proposent les premières corrélations basées sur des âges radiométriques. Parallèlement, de nombreuses études sont effectuées sur la stratigraphie du Paléozoïque, principalement sur la bordure est de l'Altiplano [Branisa *et al.*, 1972 ; Fricke *et al.*, 1964 ; Wolfart et Voges, 1968] ainsi que sur les bords du lac Titicaca [Ascarrunz et Radelli, 1964]. Les principales formations paléozoïques sont alors reconnues, définies et datées.

Les formations crétacées, quasi absentes à l'affleurement sur l'Altiplano nord, furent étudiées et définies en détail sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale [Lohman et Branisa, 1962, Branisa *et al.*, 1966], ainsi que sur les bords du lac Titicaca [Oviedo, 1962]. Kriz et Cherroni [1966] découvrirent la seule grande zone d'affleurements crétacés sur l'Altiplano central, au Nord du Salar de Uyuni (bassin de Sevaruyo), et établirent des corrélations avec le Crétacé de la bordure ouest de la Cordillère Orientale (région de Potosi). L'ensemble des résultats issus de ces études stratigraphiques sur le Paléozoïque et le Crétacé furent synthétisés par Ahlfeld (1972).

Dans les années 70, les études entreprises sous l'impulsion de l'exploration pétrolière [Cherroni, 1974 ; Ascarrunz, 1973 ; Ponce, 1972], ainsi que les études paléontologiques et sédimentologiques [Hoffstetter *et al.*, 1971 ; Rodrigo et Castanos, 1975 ; Villaroel, 1974, 1978] permettent d'affiner les âges des différentes formations tertiaires de l'Altiplano [Everdeen *et al.*, 1977 ; Martinez *et al.*, 1973]. Dans ces mêmes années, les grandes structures sont décrites et les grandes limites cartographiées [Martinez et Tomasi, 1978]. Dans le même temps, Martinez [1980], à partir de ses études sur le Paléozoïque propose une interprétation géodynamique et paléogéographique du Paléozoïque de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale.

Les premiers découpages séquentiels du Tertiaire [Martinez, 1980 ; Lavenu 1986] sont proposés dans les années 80 et admettent [Sébrier *et al.*, 1988] les séquences suivantes : Paléocène-Éocène ; Oligocène inférieur ; Oligocène supérieur-Miocène supérieur ; Pliocène et Pléistocène. Ces grandes périodes de sédimentation sont interprétées comme entrecoupées par quatre brèves périodes de déformations compressives : phases Incaïque (38 Ma), Quechua 1 (30 Ma), Quechua 3 (8 Ma), Quechua 4 (3 Ma). Ces auteurs reprennent ainsi les considérations traditionnelles qui, depuis Steinmann [1924], admettent que l'évolution tectonique cénozoïque des Andes était une succession de longues périodes en régimes extensifs, séparées par de courtes périodes compressives [Martinez, 1980 ; Sébrier, 1988].

A partir de ses études sédimentologiques et de compilations des données existantes, Lavenu [1986] divise l'Altiplano en trois grandes parties séparées par deux grandes limites majeures :

Une partie occidentale, caractérisée par une sédimentation détritico-volcanique et limitée à l'Est par la faille de San Andres, une partie centrale, présentant une forte subsidence au cours de tout le Tertiaire, et une partie orientale, elle aussi fortement subsidente, qui est limitée à l'Est par la faille Coniri, et caractérisée par une sédimentation grossière. Toutefois, le manque de données de subsurface ne lui permet pas de contraindre géométriquement ces différentes unités structurales, ainsi que leurs bordures. Ainsi, les données structurales étudiées ponctuellement pour les phases du Miocène terminal à l'Actuel à l'aide de microtectonique ne permettent pas l'établissement d'un schéma évolutif complet des déformations à l'échelle du bassin. Il en est de même pour les phases antérieures étudiées par Martinez [1980].

A la fin des années 80, et au début des années 90, Roeder [1988] et Sheffels [1990] évoquent l'existence de structures compressives importantes, notamment le long de la bordure est de l'Altiplano. Baby *et al.* [1992] et Hérail *et al.* [1993] montrent, les premiers, l'existence de systèmes de chevauchements et l'importance de la tectonique tangentielle dans les déformations de la bordure orientale de l'Altiplano. De nouvelles données radio-chronologiques, paléontologiques, magnéto-stratigraphiques et sédimentologiques [Swanson *et al.*, 1987 ; Lavenu *et al.*, 1989 ; Marshall *et al.*, 1992 ; McBride, 1987 ; McRae, 1990 ; McFadden *et al.*, 1985 ; McFadden *et al.*, 1990 ; Baby *et al.*, 1992 ; Hérail *et al.*, 1993] permettent de considérer l'Altiplano nord comme un bassin de type flexural [Sempere *et al.*, 1990], initié à l'Éocène, et perturbé à l'Oligocène supérieur et au Miocène supérieur, par deux crises compressives majeures [Sempere *et al.*, 1990]. Cette nouvelle interprétation est en accord avec les nouveaux modèles de la chaîne andine, qui sont caractérisés par l'importance accordée au raccourcissement crustal, aux fronts chevauchants, et aux bassins de type flexural [Jordan *et al.* 1987 ; Mascle *et al.*, 1987 ; Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990 ; Sempere *et al.*, 1990]. Cependant, ces grands modèles ne précisent pas les liens entre l'évolution tectonique de l'Altiplano et son évolution sédimentaire durant le Cénozoïque.

En revanche, les travaux sur le Crétacé permettent d'établir clairement que l'Altiplano était soumis à un régime extensif durant le Jurassique/Crétacé inf., et correspondait à un bassin flexural de type foreland durant le Crétacé supérieur [Sempere, 1994 ; Blanc-Valleron *et al.*, 1994].

Durant ces dernières années, l'Altiplano a été le siège d'acquisition de données profondes ; il constitue la partie ouest de deux profils Lithoscope réalisés en 1991 et 1995 [Dorbath *et al.*, 1993 ; Dorbath et Granet, 1996]. Au Sud des Andes boliviennes et notamment à travers l'Altiplano sud, les équipes allemandes ont effectué des transects de sismiques réflexion et des études gravimétriques et électriques qui constituent un catalogue de données géophysiques [Reutter *et al.*, 1991], à partir desquelles des modélisations à l'échelle crustale ont été proposées [Schmitz, 1994 ; Okaya *et al.*, 1997]. Plus récemment, deux profils sismiques [Beck *et al.*, 1996] caractérisent les épaisseurs de croûte sous les Andes centrales en terme de vitesses et de densité.

L'ensemble de ces profils géophysiques conduit à situer la base de la croûte (profondeur du Moho) sous l'Altiplano vers 65-70 Km [Beck *et al.*, 1996].

Par ailleurs, des travaux récents concernent la sédimentologie du Paléozoïque [Dias, 1996] et du Cénozoïque [Marshall, 1996 ; Kennan *et al.*, 1995 ; Sempere *et al.*, 1997], ainsi que les mécanismes de déformations régissant l'évolution des Andes Centrales [Allmendinger *et al.*, 1995 ; Allmendinger et Gubbels, 1996 ; Lamb *et al.*, 1997 ; Okaya *et al.*, 1997 ; Baby *et al.*, 1997].

4.- METHODOLOGIE

Du point de vue de la stratigraphie, celle-ci est bien établie pour le Paléozoïque et le Crétacé. La stratigraphie du Cénozoïque reste encore incomplète ; des datations sont à préciser et les contextes tectoniques et géodynamiques de nombreuses formations restent à définir.

Du point de vue de la connaissance de la structure de l'Altiplano, les études structurales locales et les interprétations qui en découlent n'ont été effectuées que sur la bordure Est de l'Altiplano nord [Martinez, 1980 ; Hérail *et al.*, 1993]. Les parties ouest et centre n'ont pas fait l'objet de ce genre de travail. Ce manque de connaissance, au niveau de l'Altiplano, pose en particulier le problème de la validité des valeurs de raccourcissement, prises en compte dans les bilans à l'échelle de la chaîne, celui de l'Altiplano n'ayant donné lieu qu'à des estimations vagues. En effet, la cinématique des déformations de l'Altiplano proposée dans les modèles récents d'évolution des Andes Centrales [Lamb *et al.*, 1997 ; Lamb et Hoke, 1997 ; Okaya *et al.*, 1997] fait appel à des interprétations tectono-sédimentaires peu contraintes [Kennan *et al.*, 1995 ; Sempere *et al.*, 1997 ; Lamb et Hoke, 1997 ; Lamb *et al.*, 1997] qui lient de nombreuses incertitudes, ne permettant pas une réelle discussion des mécanismes responsables de la structuration des Andes Centrales.

Nous proposons ici une analyse tectono-sédimentaire détaillée de l'Altiplano, qui constitue la base d'une interprétation de la structure et de la cinématique des Andes Centrales.

4.1. Types de données utilisées

Le travail présenté s'appuie sur des données de surface et de subsurface.

Les données de surface sont d'ordre structural et sédimentaire ; elles ont été acquises lors de plusieurs campagnes de terrain. Elles permettent de délimiter les différents ensembles tectoniques qui constituent l'Altiplano, ainsi que les grandes unités sédimentaires. Cela a nécessité de nouveaux relevés précis de coupes lithostratigraphiques et des révisions de coupes déjà décrites.

Les données de subsurface proviennent de la base de données de YPFB et consistent en de nombreux profils de sismique réflexion et quelques diagraphies de puits. J'ai travaillé à l'analyse de ces données, lors de mon affectation au Service Exploration de la Société Pétrolière YPFB (Yacimientos Petroliferos Fiscales de Bolivia, à Santa Cruz) dans le cadre d'une convention de recherche entre

cette société et l'IRD (ORSTOM). Pour des raisons de confidentialité, l'ensemble des profils utilisés n'est pas présenté ; toutefois les grandes coupes proposées ont été choisies de manière à illustrer l'ensemble des caractéristiques structurales et sédimentologiques de l'Altiplano nord et centre Bolivien.

Les pointés sismiques ont été effectués sur des profils migrés. Les passages temps - profondeur sont issus de tables fournies par la société YPFB. Après acquisition des données sismiques par couverture multiple, la séquence de traitement sismique permet de déterminer une vitesse pour corriger les réflexions, représentées sur les points miroirs par des indicatrices de forme hyperbolique. Ces vitesses sont appelées vitesses de correction dynamique (vNMO) et sont, en première approximation, égales à la vitesse moyenne quadratique (vRMS) dans le cadre d'un multi-couche horizontal. La vNMO représente la vitesse moyenne entre la surface et un horizon situé à un temps t . En appliquant la formule de Dix [1955], on transforme la vRMS en une vitesse d'intervalle (vINT). Celle-ci est définie comme la vitesse caractérisant une couche située entre deux horizons (réflecteurs) donnés. Les tables de conversions utilisées sont établies par rapport à cette dernière catégorie de vitesses et pour des portions de lignes sismiques définies.

Il est à noter que la formule de Dix est fondée sur un milieu homogène et pour des interfaces plans, ce qui est rarement le cas des couches du sous-sol. Cette hypothèse explique les incertitudes quant aux épaisseurs fournies dans ce travail. Elles sont généralement comprises entre 0 et 25% [Hajnal et Sereda, 1980]. Une conversion temps-profondeur plus précise nécessiterait l'emploi de techniques plus complexes à mettre en oeuvre, telles que des migrations profondeur pre-stack, des techniques de modeling.

Pour la plupart des profils, l'explosif a été utilisé comme source sismique. Les bandes passantes sont mentionnées sur les documents originaux et sont comprises, le plus souvent, entre 6/10-40/60 hz, entre 0 et 5 sec. Les hautes fréquences sont filtrées au fur et à mesure de la propagation du signal sismique dans les profondeurs du sous-sol. Il est possible de donner une approximation de la résolution verticale en la considérant égale à la longueur d'onde/4 [Laverne, 1986].

($\sqrt{}$) Longueur d'onde = Vitesse / Fréquence

Dans les sédiments tertiaires, à des profondeurs de l'ordre de 3000 m, $\sqrt{}$ est comprise entre 100 et 200 ; la résolution verticale est entre 25 et 50 m.

Aux profondeurs de l'ordre de 8000 m, elle est de l'ordre de la centaine de mètres.

Pour contraindre nos coupes à l'échelle crustale, nous avons utilisé les temps d'arrivée des ondes P_{kp} (issues des télé-séismes) récoltés lors du projet Lithoscope nord [Dorbath *et al.*, 1993].

4.2. Techniques d'analyse

Les données structurales de terrain, associées à l'analyse de profils sismiques, ont permis de construire des coupes régionales équilibrées.

A ce titre, nous nous devons de préciser que l'utilisation de différents types de traitements sismiques ne suffit pas à reproduire exactement les géométries et les composantes du sous-sol. Par exemple, malgré l'application de filtres anti-multiples, des réflecteurs virtuels peuvent apparaître [Virouvet, 1997] ; de même, en profondeur, des couches, pourtant caractérisées par de bonnes amplitudes sismiques peuvent ne pas être représentées en tant que réflecteurs sur des profils sismiques [Virouvet, 1997].

Ainsi, compte tenu de ce type de problèmes, ainsi que des incertitudes liés aux conversions temps-profondeur (associant les problèmes de statiques), j'ai effectué les interprétations de lignes sismiques dans un esprit de géologie régionale. C'est à dire que je me suis toujours rattaché à ma connaissance de la géologie de terrain, en cherchant en permanence à corréliser les géométries des réflecteurs avec les géométries connues en surfaces. De plus, j'ai toujours raisonné en considérant également les paramètres cinématiques d'une interprétation, notamment les conséquences en terme de sédimentation syntectonique. Ceci m'a permis d'éliminer de mauvaises solutions, et de proposer des interprétations de lignes sismiques compatibles avec l'ensemble des données géologiques de surface.

Des modélisations analogiques ont été effectuées à l'IFP, afin de reproduire l'inversion des structures en tenant compte des contraintes fournies par l'exemple naturel de la partie centrale de l'Altiplano.

Les relevés lithostratigraphiques ont permis de proposer un découpage en séquence [Rochat *et al.*, 1996 ; Rochat *et al.*, 1998] dont l'histoire sédimentaire a été simulée à l'aide du logiciel Genex.

Ma participation à l'étude du potentiel pétrolier de l'Altiplano, dans le cadre d'une convention de recherche TOTAL-YPFB-ORSTOM, m'a permis d'acquérir des données concernant les degrés de maturation de la matière organique et de préciser l'histoire sédimentaire de l'Altiplano. Seuls les résultats publiés [Moretti et Aranibar, 1996] sont mentionnés dans ce travail ; les autres ne sont pas présentés pour des raisons de confidentialité envers les sociétés TOTAL et YPFB.

Des niveaux tuffacés ont fait l'objet de datations radiochronologiques à partir de la méthode K/Ar au laboratoire de Grenoble et au laboratoire du Service Géologique et Minier de Santiago du Chili.

Une campagne d'échantillonnage sur l'ensemble de l'Altiplano a fourni du matériel actuellement en cours d'analyse par la méthode des traces de fission au Laboratoire de Minéralogie du Muséum de Paris.

L'ensemble de ces données me permet de proposer des modèles d'évolution quantitatifs, et non plus seulement qualitatifs, de l'ensemble de l'Altiplano Nord. Intégrées dans le contexte général des Andes centrales, ces nouvelles interprétations affinent les modèles géométriques crustaux préexistants et permettent de présenter de nouvelles interprétations concernant la structure et la cinématique des Andes boliviennes [Baby *et al.*, 1997 ; Rochat *et al.*, 1999]. Ces nouvelles interprétations ont été testées par modélisations sismiques en collaboration avec le LGIT (Grenoble).

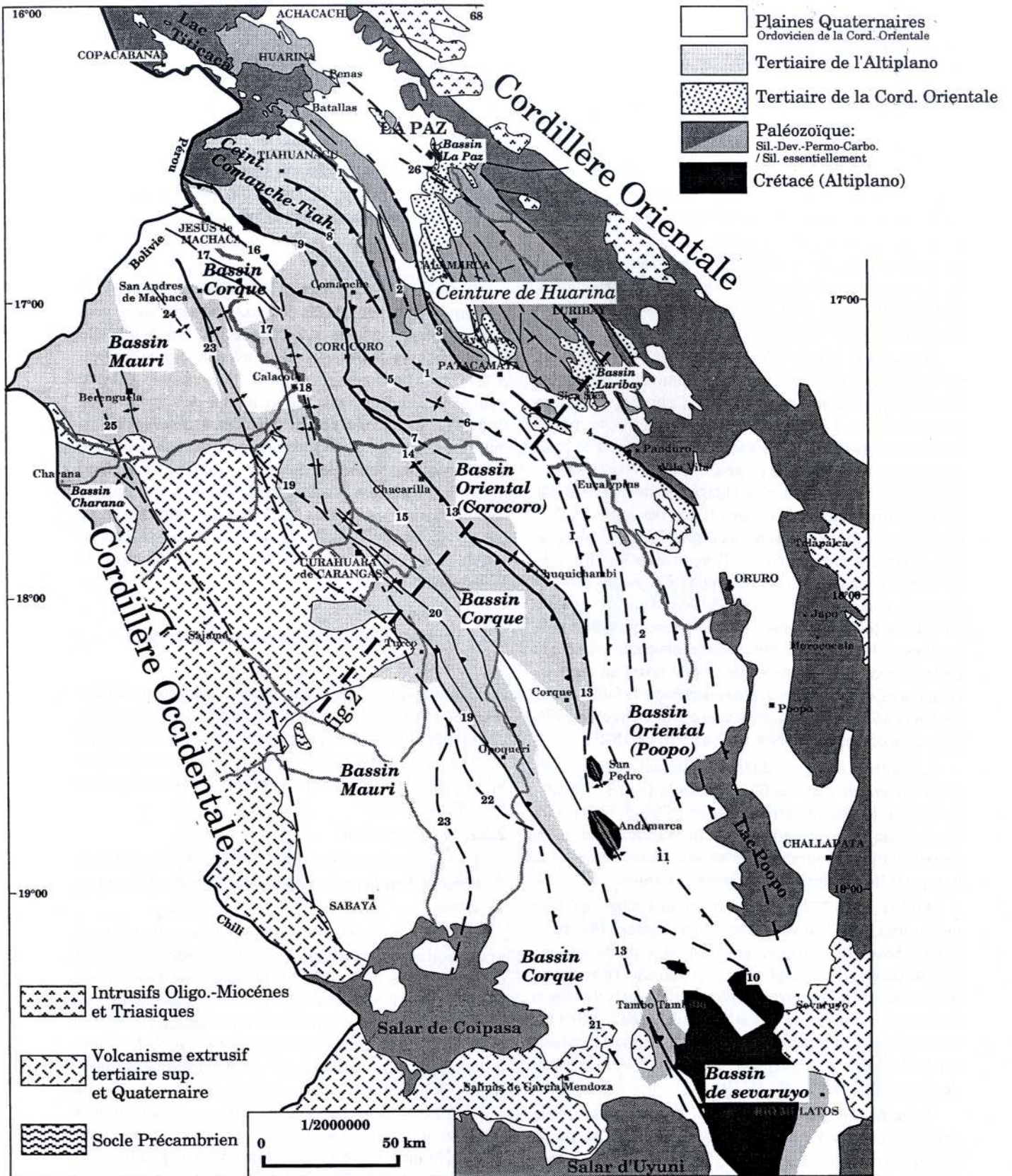


FIG. 2.- Unités morphostructurales et grandes limites tectoniques de l'Altiplano Nord et Centre Bolivien.

1 : Front du système Coniri ; 2 : Système Coniri ; 3 : F. Ayo Ayo ; 4 : F. Eucalyptus ; 5 : F. Topohoco ; 6 : F. Corocoro ; 7 : F. Umala ; 8 : Cerro Chilla ; 9 : F. Jesus de Machaca ; 10 : F. Pahua ; 11 : F. Sevaruyo ; 13 : F. et chevauchements de Chuquichambi ; 14 : Anticlinal de Chacarilla ; 15 : Synclinal de Corque-Rosapata ; 16 : F. Nazacara ; 17 : Synclinal de Nazacara ; 18 : F. Calacoto ; 19 : F. Turco ; 20 : bande plissée de Curahuara ; 21 : F. Salinas ; 22 : F. Santa Lucia ; 23 : F. San Andres-Villa Flor ; 24 : Anticlinal d'Achiri ; 25 : F. Berenguela ; 26 : F. Amachuma.

CHAPITRE 2

L'ALTIPLANO: LIMITES, TRAITS STRUCTURAUX ET UNITÉS SÉDIMENTAIRES

1.- PRÉSENTATION GÉNÉRALE

1.1. Les domaines structuraux

D'Est en Ouest, notre étude de terrain et de données de subsurface montre que l'Altiplano nord et centre bolivien peut être divisé en trois domaines structuraux, séparés les uns des autres par des limites tectoniques, elles-mêmes constituées par des failles profondes précoces ou des systèmes de chevauchements plus récents (Fig. 2 et 3). Les parties centrales correspondent à des anomalies gravimétriques négatives, alors que les bordures montrent des anomalies positives (Fig. 4).

Domaine 1/ bassin oriental (Fig. 2 et 3) : il occupe la partie orientale de l'Altiplano. Il est limité à l'Est par les terrains paléozoïques déformés de la Ceinture de Huarina [Sempere *et al.*, 1990], qui forment la bordure ouest de la Cordillère Orientale et chevauchent l'Altiplano le long d'un système de failles à vergence Ouest, le système de failles Coniri. La ceinture de Huarina correspond au domaine d'affleurement des séries siluro-dévonniennes. Les structures les plus occidentales du système Coniri affleurent nettement au Nord de 17°30'S, où elles sont limitées à l'Ouest par la faille Coniri s.s., et à l'Est par un chevauchement plus interne, la faille de Ayo Ayo. Au Sud de 17°30'S, elles disparaissent sous la plaine quaternaire du lac Poopo ; le bassin oriental admet alors comme limite la faille d'Eucalyptus, qui constitue elle aussi un chevauchement du système Coniri, plus interne que la faille Coniri s.s. Entre 16° et 18°S, les structures ont une direction NW-SE ; elles deviennent NNW-SSE au Sud de 18°S.

La limite occidentale du bassin oriental est constituée par le chevauchement de Chuquichambi (fig. 3), qui disparaît sous le Quaternaire au Sud de 18°30'S. Seuls deux Cerros (San Pedro et Andamarca), individualisés en avant de cette faille, affleurent au centre de la plaine de Coipasa, marquant la bordure ouest du bassin oriental.

Au Nord de 17°30'S, le bassin oriental est déformé par une tectonique plicative et cassante à vergence ouest formant le bassin de Corocoro, et trouve sa continuation vers le Nord dans la ceinture plissée de Comanche-Tiahuanacu. Au Sud de 19°S, les terrains crétacés déformés du bassin de Sevaruyo limitent à l'Ouest le bassin Oriental et le chevauchent par l'intermédiaire de la faille Pahua à vergence est. Le bassin oriental disparaît plus au Sud, sous la nappe de Calazaya [Baby *et al.*, 1992].

Domaine 2/bassin Corque (Fig. 2 et 3) : il occupe la partie centrale de l'Altiplano et correspond au maximum d'épaisseur des séries tertiaires (Fig. 5). Ce bassin Corque affleure au Nord de 18°30'S, latitude au Sud de laquelle il est masqué sous la plaine quaternaire de Coipasa. Il chevauche vers l'Est le bassin oriental, le long du chevauchement de Chuquichambi, et est limité à l'Ouest par la faille verticale de Villa Flor-San Andres. Les reliefs associés à la faille de Chuquichambi forment une Serrania pouvant atteindre 4700m d'altitude. Le bassin Corque est

caractérisé dans sa partie centrale, par un trait morphostructural majeur, le grand synclinal de Corque-Rosapata, limité à l'Est par la faille de Chuquichambi, et à l'Ouest par la faille de Turco. Celle-ci se prolonge, au Nord de 18°S, par la faille de Calacoto.

La faille de Chuquichambi se prolonge vers le Sud, jusqu'au Nord du Salar de Uyuni, où elle sépare la zone d'anomalies négatives du bassin Corque, à l'Ouest, de celle d'anomalies positives du bassin de Sevaruyo à l'Est (Fig.4).

Domaine 3/ bassin Mauri-Villa Flor (Fig. 2 et 3) : il est limité à l'Est par la faille de San Andres et s'étend vers l'Ouest, jusqu'à la faille de Berenguela, au dos de laquelle les reliefs (haut de Berenguela) peuvent atteindre 5000m. A la latitude de Berenguela (17°20'S), ce bassin affleure sous la forme d'un vaste monoclin à pendage est. Au Sud de 17°30'S, il est recouvert par des appareils volcaniques quaternaires, et montre une morphologie tabulaire accidentée seulement par de vastes ondulations à grand rayon de courbures. Au Sud de 18°30'S, il est masqué sous la plaine quaternaire de Coipasa, et admet comme limite occidentale les affleurements de socle, qui correspondent à la prolongation vers le Sud du haut de Berenguela

2.2. Les séries sédimentaires et leur substratum

Des terrains d'âges précambrien à quaternaire affleurent sur l'Altiplano. Ils sont regroupés par formations, définies le plus souvent par rapport à leur lithologie (Fig. 4). Ils sont représentés, à l'exception des termes précambriens, par des terrains sédimentaires non métamorphisés [Martinez, 1980].

2.2.1. Socle cristallin

Le socle précambrien (Fig. 2 et 7) est présent à l'affleurement dans la partie Ouest de l'Altiplano [Troeng *et al.*, 1994].

Il s'agit de gneiss, de composition granitique à granodioritique, présentant des déformations ductiles et datés (Rb/Sr) à 1859 ± 200 Ma [Troeng *et al.*, 1994]. Dans le forage pétrolier de San Andres, le socle précambrien a été atteint à 2750 m de profondeur [Lehmann, 1978]. Des granites à hornblende et biotite, datés à 1050 Ma, sont directement recouverts par des sédiments crétacés et tertiaires. De nombreux clastes de granites d'aprites et de gneiss sont observables dans les séries conglomératiques tertiaires de l'Altiplano, notamment sur sa partie Ouest (Bassin Mauri). Ces lithoclastes de gneiss et granites rouges ont été datés (K/Ar) à 647 Ma [Everdeen *et al.*, 1977] dans les conglomérats tertiaires de la bordure ouest du bassin Corque, à la latitude de Turco. A la même latitude au Chili, dans le secteur de Belen, des écaillures tectoniques [Garcia *et al.*, 1996] montrent, directement sous les sédiments tertiaires, des gneiss, des amphibolites et des micaschistes datés (Rb/Sr) à 1460 Ma et déformés et

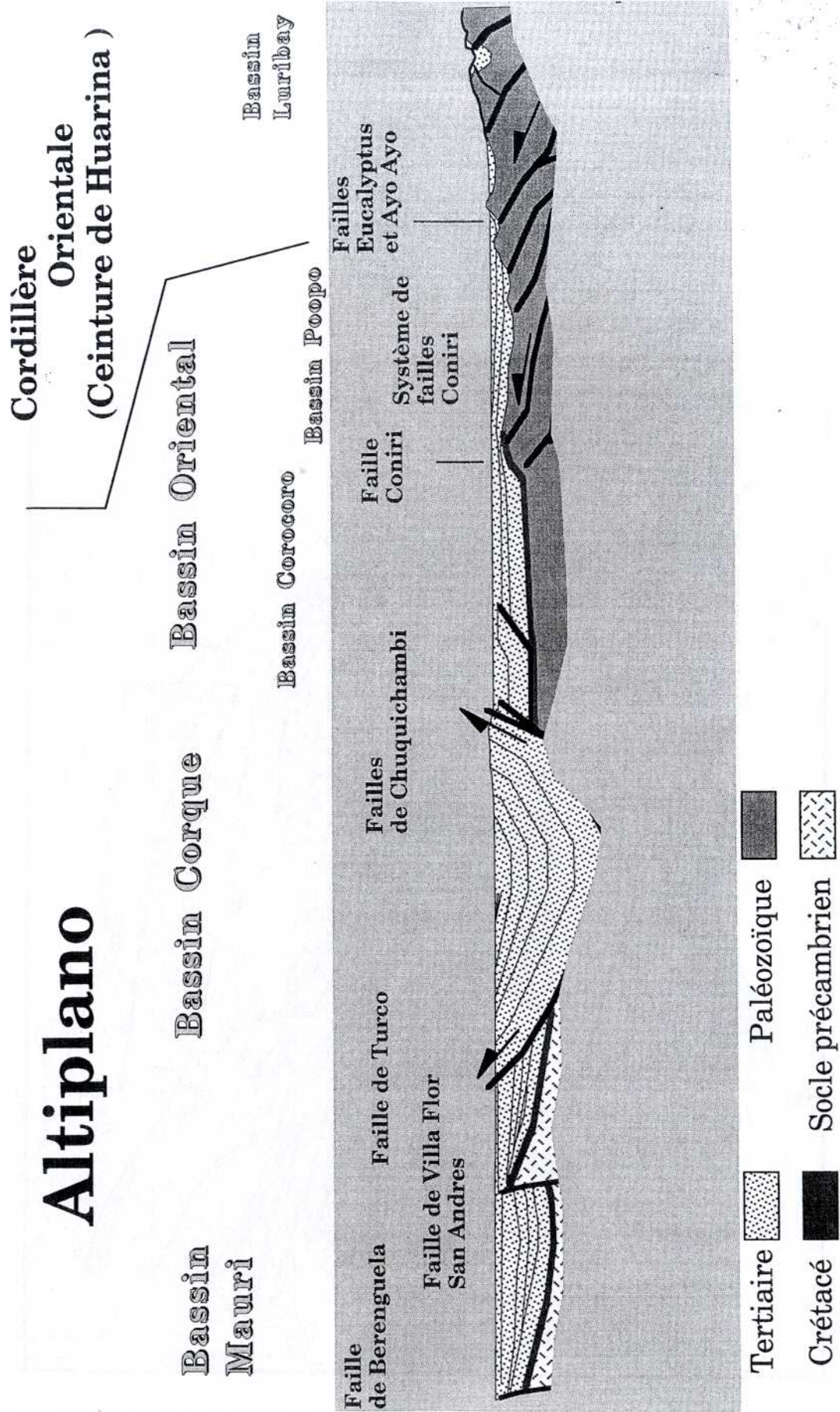


Fig. 3. - Coupe schématique de l'Altiplano Nord-Bolivien.

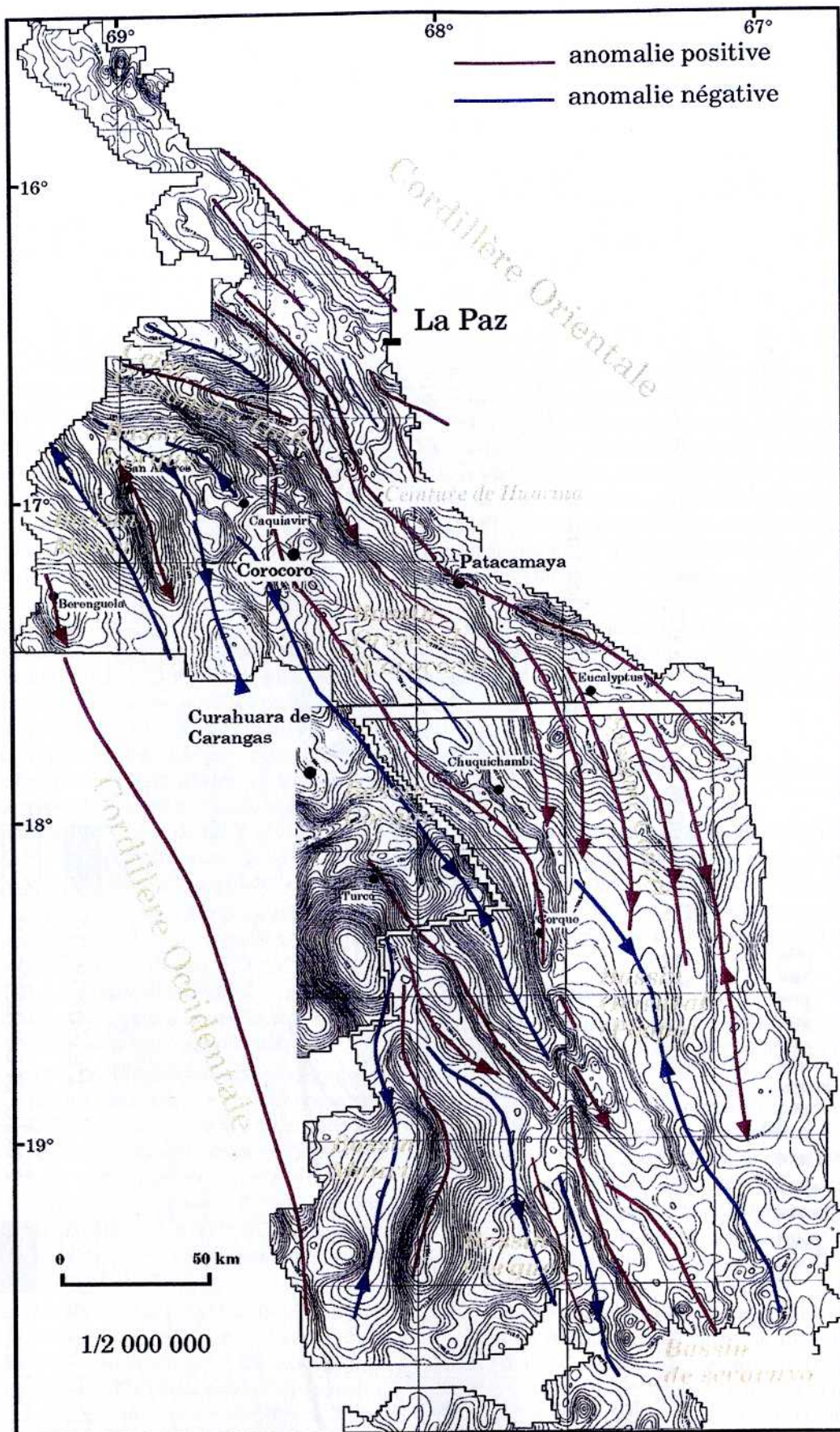


FIG. 4.— Carte des anomalies isostatiques résiduelles
[données YPFB non publiées]

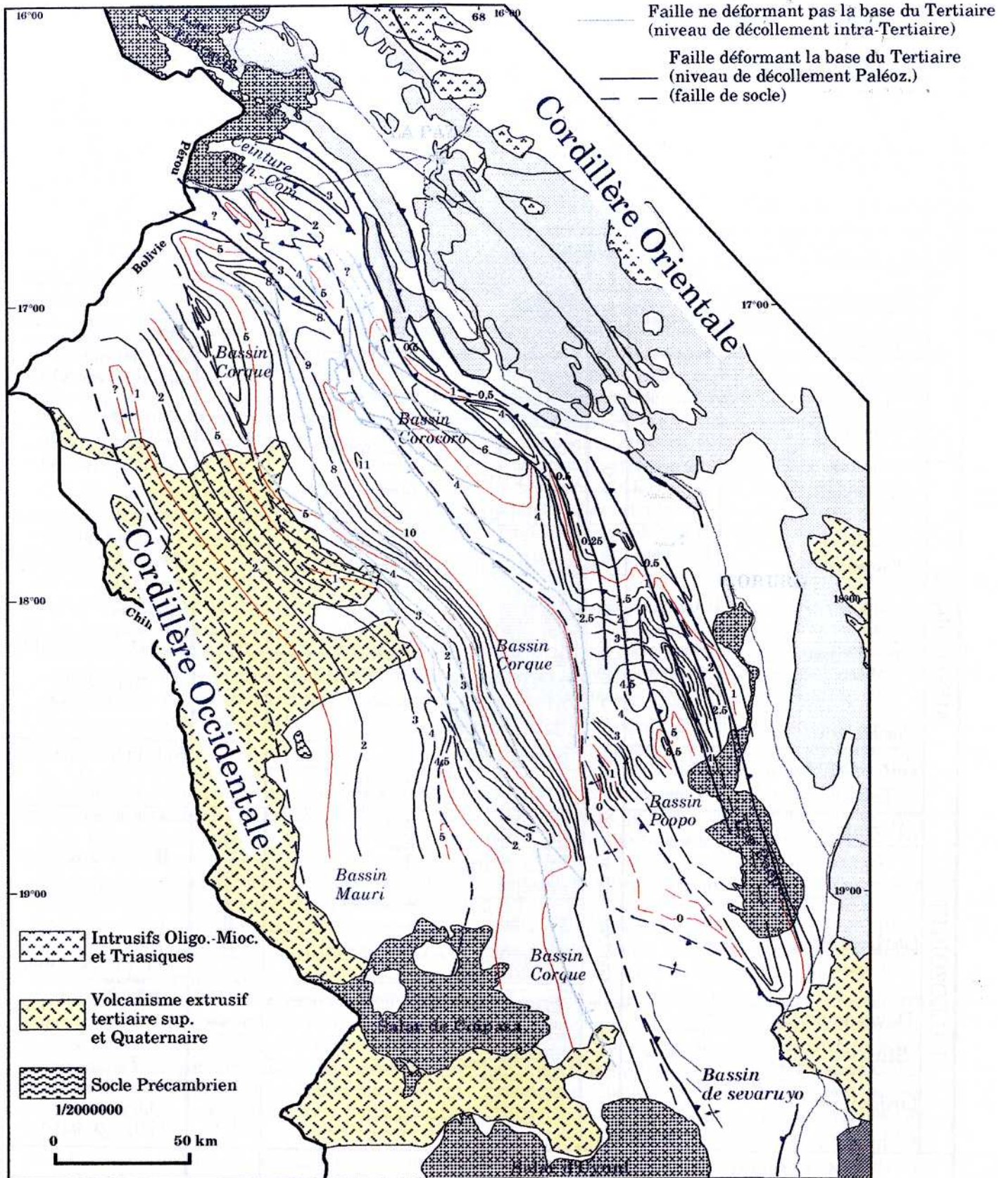


FIG. 5.— Carte des isobathes de la base du Tertiaire

ÈRES	PÉRIODES ÉPOQUES	FORMATIONS		Épaisseurs (m)	DESCRIPTION		CONTEXTE TECTONIQUE /GÉODYNAMIQUE						
		NORD	SUD										
CÉNOZOÏQUE	Actuel			500-2000	Limons lacustres Volcanodétritiques	Continental	Orogenèse Andine						
	Pliocène	Umala	Quehua	500-2000									
	Miocène sup.	Mauri 6 s.s.											
		Pomata	Quehua					Limons conglomératiques Argiles évaporitiques					
	Miocène moyen	Mauri	Rosapata										
		Caquiaviri	Tambillo 2					Grès et lentilles conglomératiques					
	Oligo-Miocène	Mauri	Coniri	Tambillo 1	2000-3000			Grès Conglomérats					
	Oligocène inf.		Tiwanacu	Potoco	2000-4000			Grès-argiles Évaporites					
	Eocène		Cayara		2000-4000			Évaporites					
	Thanétien		Santa Lucia		300-400			Pélites rouges					
MÉSOZOÏQUE	Danien	250-400	El Molino	500	Marnes et pélites vertes à noires Calcaires	Marin peu profond	Foreland /compression de la marge à l'ouest						
	Maastrichtien												
	Campanien				Torotoro			Chaunaca	200	Pélites rouges Évaporites Calcaires-marnes	Continental	Foreland distal Extension local type forebulge /compression régions côtières à l'ouest	
	Santonien							Aroifilla	400	Évaporites Pélites rouges	Marin ?		
	Coniacien							Miraflores	400	Pélites rouges	Continental	Transgression régionale	
								Tarapaya	900	Calcaires-marnes Pélites rouges	Marin		
	Cénomano-Turonien							Kosmina Sucre La Puerta Condo	900-300	Grès rouges Conglomérats rouges	Continental		Extension /rift médio-atlantique
	Albien							Ravelo	?	Grès fluvi-éoliens			
	Kimméridgien							Tiquina	?	Coulées de lave Grès rouges Conglomérats	Continental	Subsidence thermique Rifting	
	Jurassique												
PALÉOZOÏQUE	Permien		Copacabana	200-400	Calcaires Lutites Grès Tufs	Marin peu profond	Transpression intracratonique C.orit. S Pérou Bassin arrière arc						
			Yaurichambi	150									
	Carbonifère		Kasa	500-1500	Grès quartzitiques Grès argileux Lutites argileuses			Marin peu profond	Foreland uplift & érosion /transpression le long de la marge à l'ouest				
			Cumaná		Diamictites								
	Dévonien		Sica Sica	Belen	6000			Grès Lutites	Marin peu profond				
	Silurien		Vila Vila	Catavi									
		Llando-verien	Cancañiri	Llallagua	300			Diamictites	Glacio-marin	Extension			
	Ordovicien		Non différencié	4000	Grès micacés Quartzites Limolites - Lutites			Marin peu profond	Foreland /compression au SW				
	Cambrien								Marge active Marge passive				
	Socle précambrien												

FIG. 6.- Colonne lithostratigraphique généralisée de l'Altiplano Nord et Centre.

Modifié d'après une compilation [Baby, 1995] réalisée à partir de révisions stratigraphiques et sédimentologiques [Sempere, 1990, 1994 ; Oller, 1992] et de nouvelles données sur le Cénozoïque [Baby, 1995 et ce travail] ; contextes géodynamiques d'après ce travail, Sempere [1995] et Isaacson et Diaz [1992].

métamorphisés vers 450 Ma [Damm *et al.*, 1994].

Ces affleurements restreints de roches précambriennes se raccordent aisément avec ceux présents au Sud du Pérou, et qui constituent le Massif d'Arequipa [Mégard *et al.*, 1971]. Certains auteurs [Avilas-Salinas, 1994] suggèrent cependant que ces fragments de Précambrien soient corrélés au bouclier brésilien, constituant ainsi un socle précambrien continu sous les Andes centrales. D'autres, s'appuyant notamment sur les compositions isotopiques [Wörner *et al.*, 1994] des roches volcaniques tertiaires, proposent une accréation de terrains allochtones, au cours du Paléozoïque inférieur, à la marge stable du bouclier brésilien [Ramos, 1988].

1.2.2. Séries sédimentaires

Les séries paléozoïques affleurent principalement à l'Est de la faille Coniri, sur la bordure est du bassin Oriental (Fig. 2 et 7). Constituants majeurs de la Cordillère Orientale, elles se retrouvent également sous forme de clastes dans les formations tertiaires déposées essentiellement dans l'Altiplano centre et est, c'est à dire dans les bassins oriental et Corque.

Les unités mésozoïques les plus anciennes reconnues sur l'Altiplano appartiennent au Crétacé et affleurent (Fig. 2 et 7) en quelques endroits dans la ceinture de Tiahuanacu-Comanche, et le long de la bordure Ouest du bassin oriental. Elles affleurent plus largement, au Nord Est du Salar de Uyuni, dans le bassin de Sevaruyo.

Les séries anté-tertiaires n'ont pas fait l'objet de nouvelles recherches sédimentologiques ; leur description est issue des nombreux travaux publiés. Par contre, l'analyse de la sismique réflexion permet d'apporter de nouvelles contraintes concernant la géométrie de ces unités, ainsi que leurs épaisseurs.

Les unités tertiaires affleurent largement sur l'ensemble de l'Altiplano nord ; par contre elles sont cachées sous de vastes plaines quaternaire au Sud et Sud-Ouest (Fig. 2 et 7). Elles sont classiquement subdivisées en un grand nombre de formations (Fig. 6), définies plus en fonction de leur faciès que de leurs relations stratigraphiques [Ahlfeld et Branisa, 1960 ; Meyer et Murillo, 1961 ; Ascarrunz, 1973 ; Cheroni, 1974 ; Rodrigo et Castaño, 1975].

Nous avons effectué une compilation des données issues de la bibliographie concernant les séries tertiaires présentes sur l'Altiplano ; nous avons réexaminé la presque totalité de ces séries, en cherchant à mettre en évidence les traits géométriques et sédimentologiques importants caractérisant les variations des espaces de sédimentation et des sources d'apport, qui témoignent de l'expression des mouvements verticaux et horizontaux sur l'Altiplano.

Les traits géométriques de la sédimentation tertiaire, définis sur le terrain et en sismique, prennent en compte la forme des corps sédimentaires, et aussi les types de relations observés entre les strates, ou avec d'autres surfaces de dépôt. La typologie (Fig. 8) est basée sur celle employée par Allen et Allen [1990] et Burbank et Verges [1994].

L'ensemble des données sédimentologiques et géométriques concernant les formations tertiaires est présenté par âges stratigraphiques pour chaque unité morphostructurale de l'Altiplano. Une récapitulation de l'ensemble de ces données, à la fin de ce chapitre, permet de proposer un découpage séquentiel de la sédimentation.

Celui-ci constitue un bilan sur la nature et la forme de la sédimentation, qui permet de fixer de nombreux paramètres et d'émettre des hypothèses intervenant dans l'élaboration des modèles cinématiques et géométriques de l'Altiplano.

1.2.3. Distinction entre séries anté-orogéniques et séries syn-orogéniques

Afin de structurer l'étude de la stratigraphie du Cénozoïque nous avons, compte tenu des travaux préexistants, distingué les séries tertiaires qui présentaient, au niveau de l'arrière-arc en général et de l'Altiplano en particulier, des caractéristiques de séries syn-orogéniques [Miall, 1978 ; Mitchum *et al.*, 1977]. Ces caractéristiques sont d'ordre géométrique (mise en évidence de déformations synsédimentaires) et d'ordre sédimentologique (remaniements importants des roches constitutives du bassin et/ou de ses bordures et mise en place de systèmes sédimentaires dynamiques de type alluvial fan).

Nous considérons que les séries syn-orogéniques sont liées à l'activation de l'ensemble Altiplano-Cordillère Orientale-Subandin, et qu'elles expriment en surface la structuration en profondeur du bâti crustal andin, ainsi que la création par épaissement tectonique d'une racine crustale ; cette hypothèse sera discutée par la suite au vu des bilans effectués à l'échelle crustale (cf chap. 5).

Dans les régions arrière-arc en Bolivie, la première tectonique compressive andine de l'ensemble Altiplano-Cordillère Orientale-Zone Subandine est communément admise comme datant de 27 Ma [Sempere *et al.*, 1990 ; Baby, 1995], ce qui nous conduit à considérer les séries pré-oligocène supérieur comme anté-orogéniques (Fig. 6). Cependant, des déformations compressives plus anciennes sont présentes plus à l'Ouest, à l'emplacement de la vallée longitudinale actuelle, où les arcs jurassique et crétacé moyen sont déformés [Scheuber *et al.*, 1994 ; Andriessen et Reutter, 1994] par une tectonique d'âge crétacé supérieur [phase péruvienne ; Steinman, 1929].

Des déformations d'âge campanien et paléocène sont reconnues dans la terminaison sud-ouest du bassin occidental au Pérou. Le style tectonique invoqué est essentiellement la réactivation en compression de limites préexistantes, failles normales et transcurrentes, accompagnée parfois par des glissements de couverture dans les parties orientales [Jaillard et Santander, 1992 ; Vicente, 1988].

Le bassin occidental péruvien affleure encore dans la région de Palca, à une centaine de kilomètre au NE de Arica [Vicente, 1988], mais disparaît, à la latitude d'étude (au Sud de 16°S) à l'Ouest de la Cordillère Occidentale sous les sédiments tertiaires récents ; aucune déformation campanienne n'y est reconnue.

Légende de la carte géologique (agencement séquentiel)

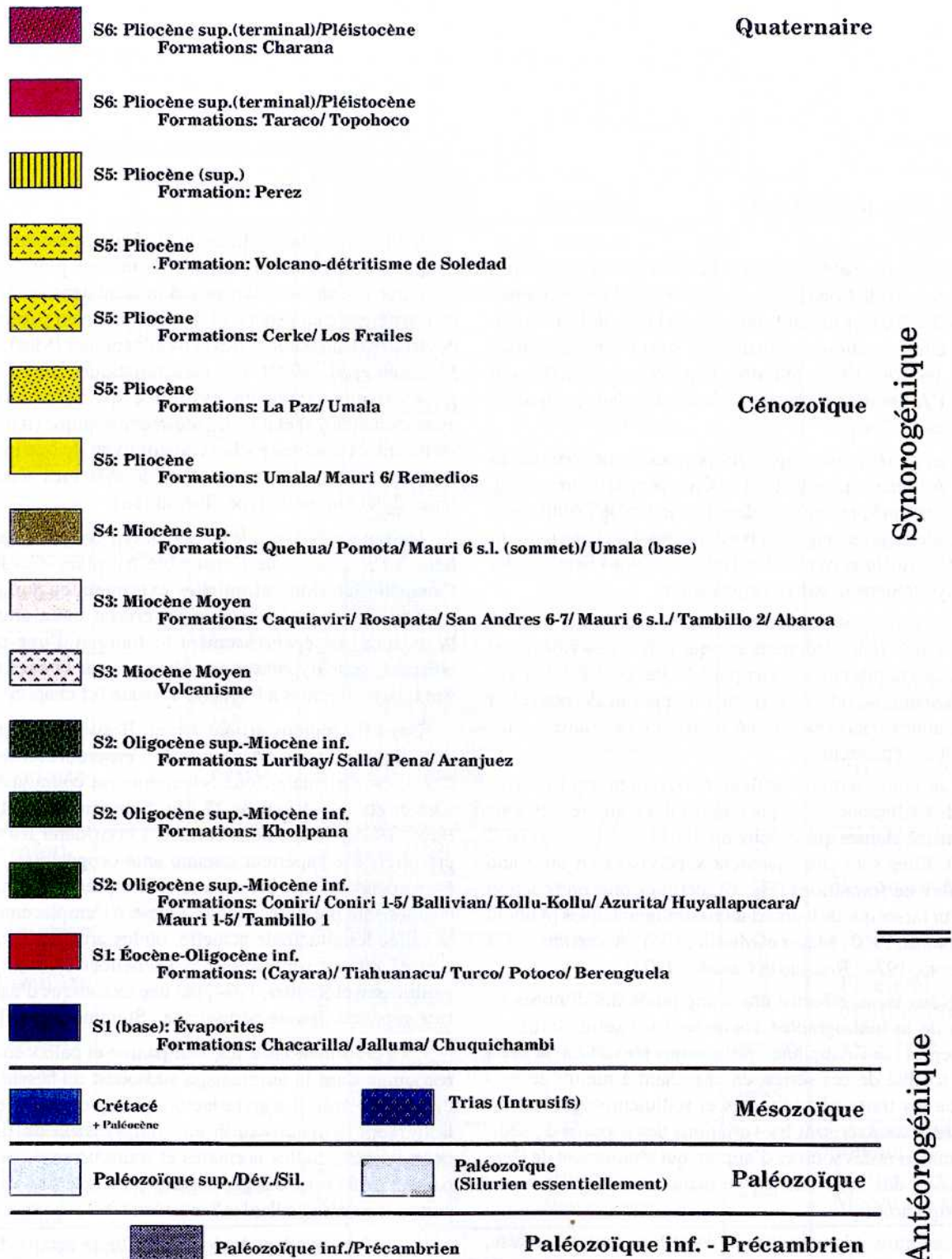
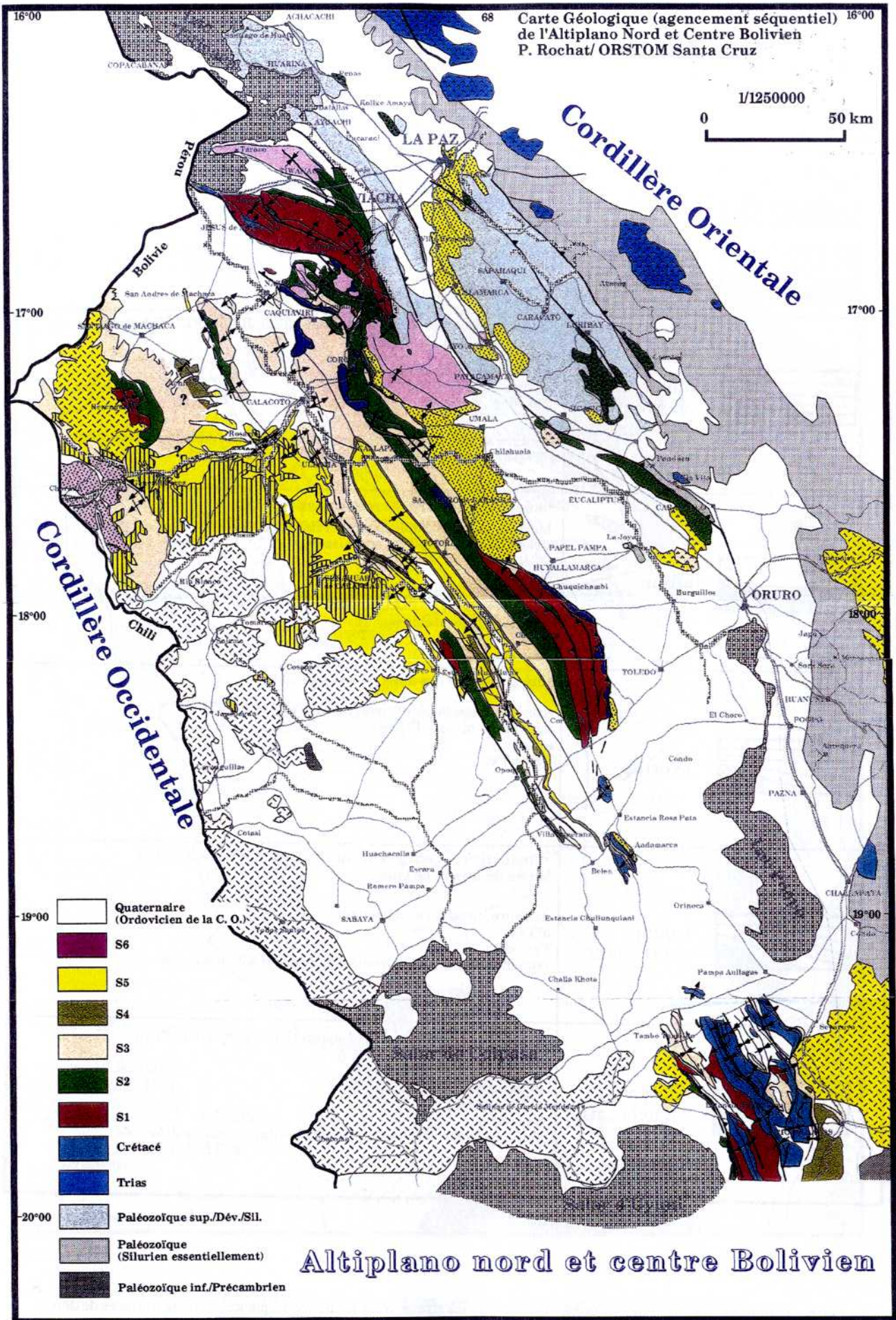


Fig. 7- Carte géologique de l'Altiplano Nord Bolivien (Agencement séquentiel)










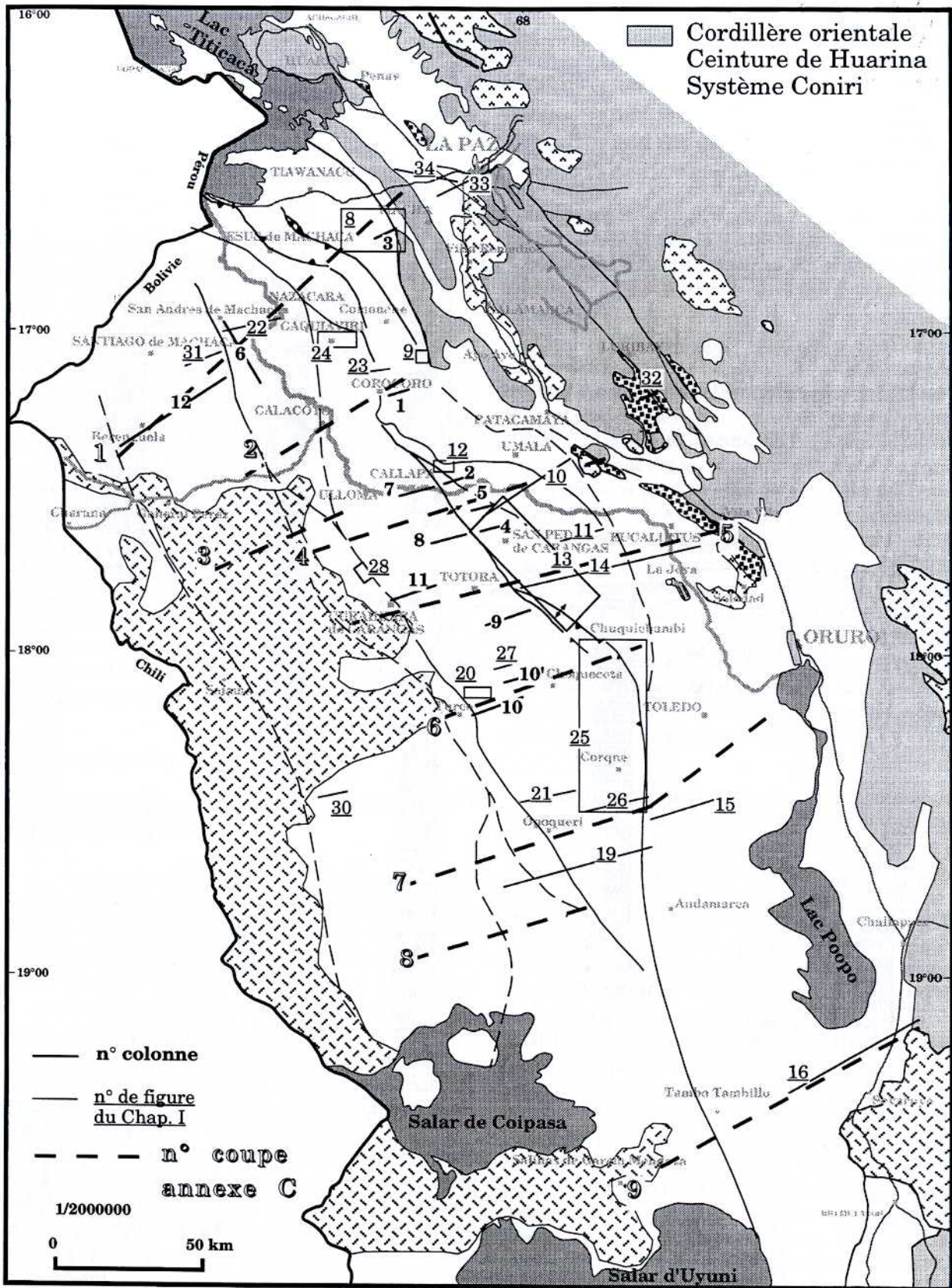
Géométrie	Signification en milieu continental
 onlap concordant  overlap concordant	<ul style="list-style-type: none"> • augmentation des aires de sédimentation: RETROGRADATION montée du niveau de base -bordure stable activité Tectonique ($a^{\circ}T=0$) Taux sédimentation $T_{xs} \gg$ Taux tectonique $T_{xt} (=0)$ (=tx soulèvement fct (Vit. Tect.))
 onlap en éventail	<ul style="list-style-type: none"> • augmentation des aires de sédimentation: RETROGRADATION montée du niveau de base -bordure instable; soulèvement $a^{\circ}T \neq 0$ $T_{xs} > T_{xt}$ -bordure stable; approfondissement du bassin: tendance à agradation $a^{\circ}T=0$ type subsidence isostatique $T_{xs} \gg T_{xt}$
 offlap	<ul style="list-style-type: none"> • diminution des aires de sédimentation -bordure instable; soulèvement; PROGRADATION niveau de base stable ou en baisse $a^{\circ}T \neq 0$ $T_{xs} < T_{xt}$ -bordure stable; AGRADATION niveau de base stable $a^{\circ}T=0$ $T_{xs} > T_{xt}$
 overlap	<ul style="list-style-type: none"> • augmentation des aires de sédimentation -bordure instable; soulèvement; RETROGRADATION montée du niveau de base $a^{\circ}T \neq 0$ $T_{xs} \gg T_{xt}$
 toplap concordant	<ul style="list-style-type: none"> • diminution des aires de sédimentation: PROGRADATION baisse du niveau de base -bordure instable; soulèvement $a^{\circ}T \neq 0$ $T_{xs} < T_{xt}$ =couches concordantes érodées/bordure stable déformée
 toplap en éventail	<ul style="list-style-type: none"> • diminution des aires de sédimentation: PROGRADATION baisse du niveau de base -bordure instable; soulèvement $a^{\circ}T \neq 0$ $T_{xs} \ll T_{xt}$ =offlaps érodés ou overlaps érodés/bordure instable déformée

FIG. 8- Différents types de relations géométriques entre les strates et les limites de séquences et/ou de surfaces de dépôts reconnus dans l'Altiplano.



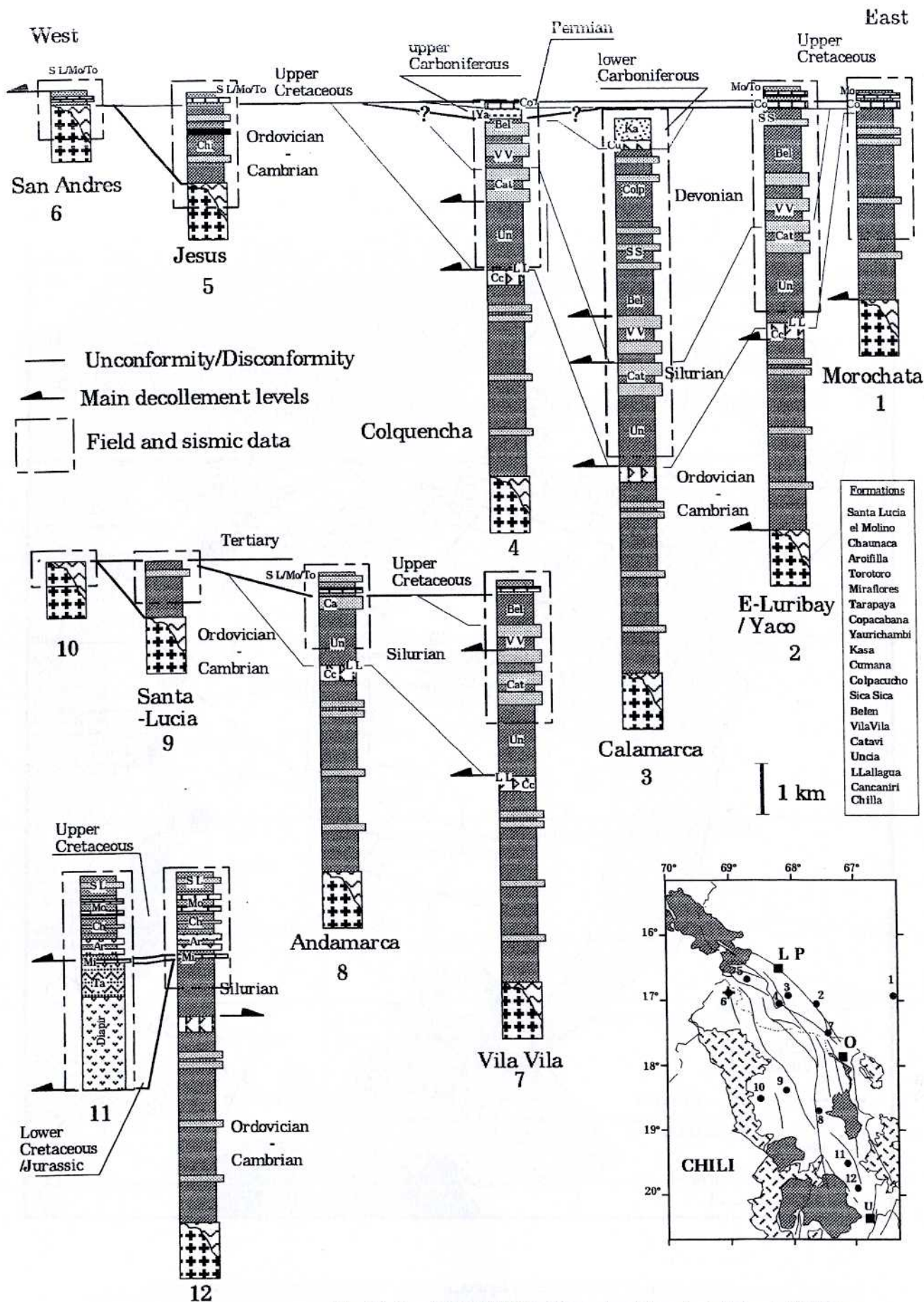


FIG. 10- Corrélations stratigraphiques des séries ante-tertiaires de l'Altiplano

Cet événement du Crétacé supérieur coïncide sur l'Altiplano avec une déstabilisation des systèmes sédimentaires ; celle-ci est mise en évidence par l'existence d'une surface d'érosion à la base des séries coniaciennes et par une augmentation des taux de subsidence [Sempere, 1994]. En revanche aucune conséquence structurale n'est connue, et les parties arrière-arc n'ont pas été déformées. De même, des déformations plicatives de faible intensité, et localisées à l'extrême sud de l'Altiplano [Marocco *et al.*, 1987], ainsi qu'un changement de nature de la sédimentation [Sempere *et al.*, 1997 ; Martinez, 1980], constituent les seules manifestations corrélables aux déformations paléocènes.

Durant l'Éocène la partie avant-arc, au Sud de 18°S (le long de la bordure Ouest du bassin de Atacama), montre des déformations compressives ; elle est illustrée par une tectonique de réactivation et d'inversion de failles normales, associée à des décrochements dextres longitudinaux, qui se localisent au niveau de l'arc magmatique contemporain [Reutter *et al.*, 1991], situé à cette époque à l'emplacement actuel de la Précordillère [Scheuber *et al.*, 1994]. Celui-ci a chevauché légèrement le bassin arrière-arc [Charrier et Reutter, 1994].

L'intensité des déformations pré-oligocène supérieur, et les styles structuraux évoqués, viennent à l'appui de notre hypothèse, qui considère que ces événements tectoniques ne sont pas les témoins de la création d'une racine crustale par redoublement tectonique, mais sont plutôt en relation avec des mouvements longitudinaux au niveau de l'avant-arc [Reutter *et al.*, 1991] et/ou avec des mécanismes liés à la mise en place et au fonctionnement des arcs magmatiques [Lucassen et Franz, 1996].

2.- BASSIN ORIENTAL

2.1. Caractéristiques structurales et géométrie du remplissage sédimentaire

Le bassin oriental montre des dispositifs structuraux différents du Nord au Sud. Il est caractérisé par une série tertiaire, entrecoupée de surfaces d'érosion et de discordances progressives (Fig. 3), moins épaisse que dans le bassin Corque (Fig. 5).

Au Nord de 17°15'S, il est bordé à l'Est par les structures compressives du système Coniri. Le front du système Coniri est communément appelé Faille Coniri [Martinez, 1980] ; cependant il ne correspond pas à un simple chevauchement, mais à un dispositif plus complexe (cf chap. 4). Au Sud de 17°15'S, le système Coniri s'enracine sous le bassin Oriental ; à cette latitude le front montre une virgation (Fig. 2), bien mise en évidence par l'analyse des profils sismiques, et bien marquée par une anomalie gravimétrique positive (Fig. 5). Au Nord, dans la région de Patacamaya, il s'oriente NW-SE, puis NNW-SSE, et enfin s'amortit le long de la faille de Chuquichambi au Nord de Corque (Fig. 2). À l'Est, des chevauchements plus internes montrent en sismique les mêmes orientations ; les axes des structures plicatives associées s'ennoient vers le Sud (Fig. 5). Le chevauchement le plus externe du sys-

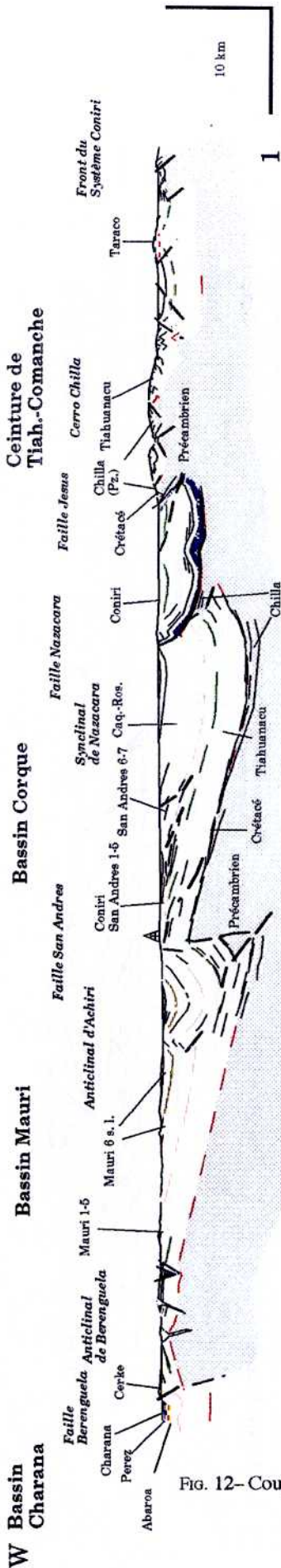
tème Coniri sépare ainsi le bassin oriental en deux unités morphotectoniques distinctes (Fig. 3).

Une partie occidentale, caractérisée par un substratum qui n'est pas déformé. C'est le bassin de Corocoro dans lequel la succession tertiaire, entrecoupée de surfaces d'érosion, est stratigraphiquement presque entièrement représentée. Son axe de subsidence est penté vers le Nord Ouest (Fig. 5). Au Nord de 17°30'S, le bassin de Corocoro est déformé par un système d'écaillés à vergence ouest. Ces écaillés de Corocoro sont individualisées au dos de trois chevauchements principaux, représentés d'Ouest en Est par la faille Umala, la faille de Corocoro et la faille de Topohoco (Fig. 2). Elles montrent une virgation à la latitude de 17°15'S et s'amortissent vers le Sud en direction du front du système Coniri.

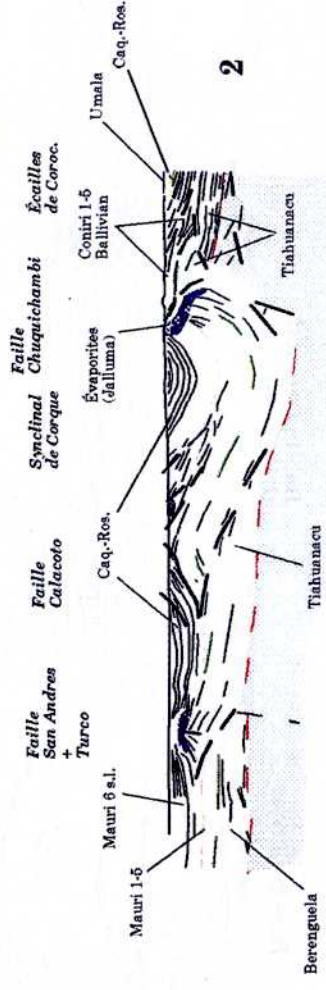
Ces écaillés se rejoignent dans la région de Corocoro, et se prolongent vers le Nord jusqu'à la limite ouest de la ceinture plissée de Comanche-Tiahuanacu, constituée par le chevauchement à vergence ouest de Jesus de Machaca. La ceinture plissée de Comanche-Tiahuanacu se différencie par le fait que des niveaux structuraux plus profonds y apparaissent, et par l'absence de sédiments du Tertiaire supérieur (Fig. 7). Au Sud du lac Titicaca, les structures de la ceinture plissée de Comanche-Tiahuanacu, de direction NW-SE, sont légèrement obliques au front du système Coniri NNW-SSE. Elles montrent des axes pentés vers le Sud, tel le Cerro Chilla qui correspond à un anticlinorium complexe à double déversement, au centre duquel affleurent des niveaux paléozoïques (Fig. 7). Le bassin de Corocoro disparaît au Sud, à la latitude de 18°15'S, coïncé entre les chevauchements de Chuquichambi à l'Ouest et le système Coniri à l'Est.

Une partie orientale, où les dépôts du Tertiaire supérieur surmontent les structures du système Coniri érodées. C'est le bassin Poopo qui est limité au Nord par la faille de Eucalyptus, au dos de laquelle affleure le Paléozoïque. La faille de Eucalyptus correspond à un chevauchement interne à vergence ouest du système Coniri. Elle est légèrement oblique au front de ce système. L'axe de subsidence du bassin est orienté NW-SE, avec un maximum à la latitude de 18°30'S (Fig. 5). Il est parallèle à une limite tectonique (faille de Sevaruyo, Fig. 2) qui n'apparaît pas à l'affleurement, mais qui sépare le bassin Poopo (anomalie négative) d'une zone d'anomalie gravimétrique positive. Celle-ci est oblique à la faille de Chuquichambi qu'elle rejoint au Sud de Corque (Fig. 2). Au Sud, la faille Pahua correspond au chevauchement du bassin de Sevaruyo sur le bassin Poopo. Elle montre une direction NW-SE dans sa partie méridionale, et WNW-ESE dans sa partie septentrionale (Fig. 2), où elle rejoint la faille de Chuquichambi au Sud de Andamarca. Elle forme la limite nord-est du bassin de Sevaruyo, constitué essentiellement par des terrains crétacés. Les directions des structures compressives de ce bassin sont parallèles à la faille de Pahua. Plus au Sud, le bassin de Sevaruyo disparaît sous le système de chevauchements de Calazaya [Baby *et al.*, 1992].

E

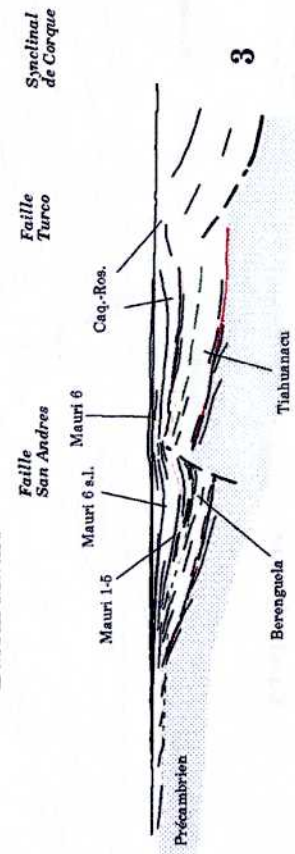


Bassin Oriental (Corocoro)



Évaporites
Pré-tertiaire

Bassin Corque



Concordance
Discordance

Limite inf. S6
Limite inf. S5
Limite inf. S4
Limite inf. S3
Limite inf. S2
Limite inf. S1

Fig. 12— Coupes séries présentant les données de surface et de subsurface (sismique réflexion YPFB). Localisation des coupes 1, 2, 3 sur Fig. 9.

E

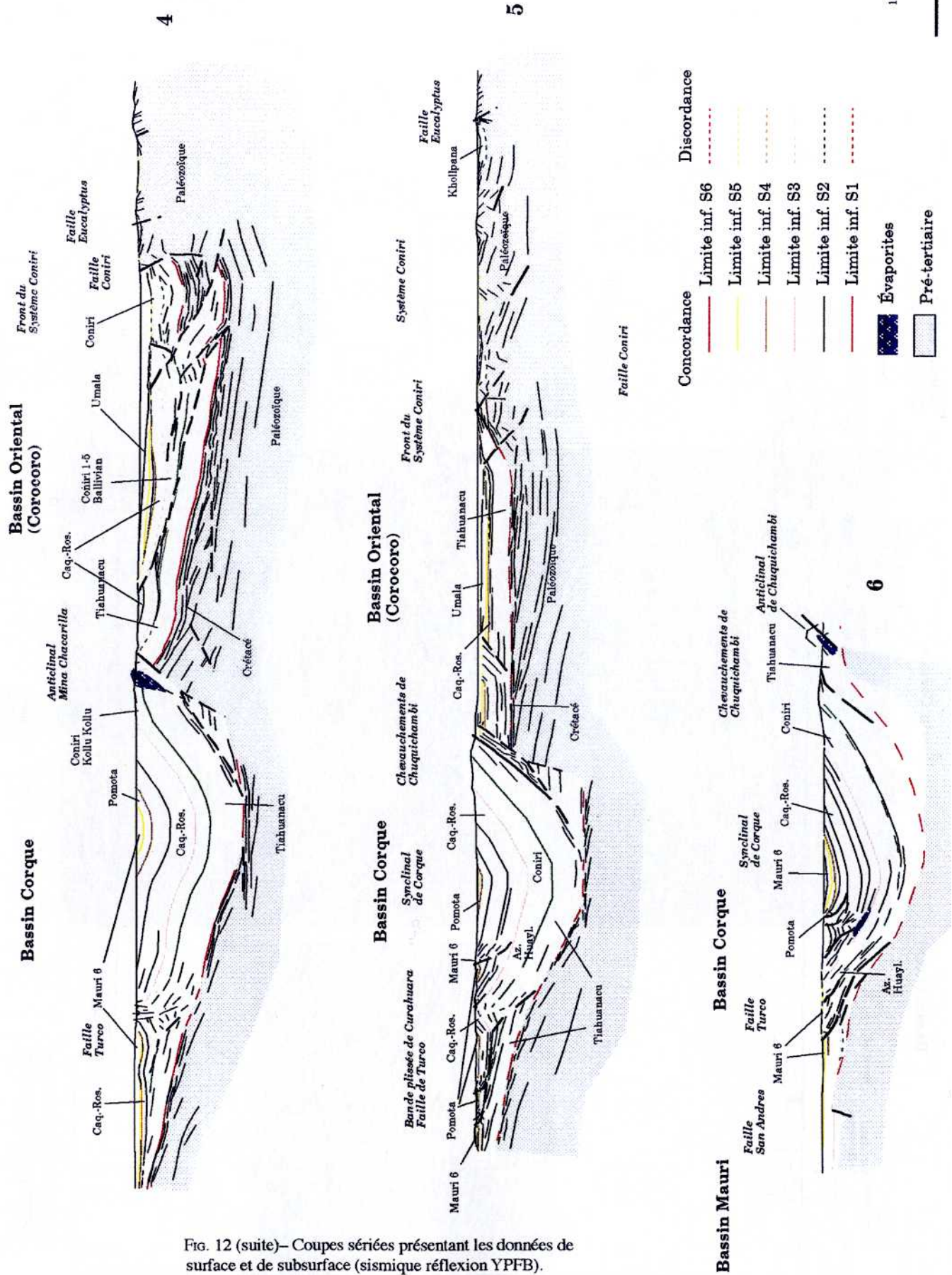


Fig. 12 (suite)– Coupes séries présentant les données de surface et de subsurface (sismique réflexion YPFB).

Localisation des coupes 4, 5, 6 sur Fig. 9.

2.2. Unités sédimentaires

2.2.1. Séries ante-orogéniques

2.2.1.a. Unités paléozoïques

Les unités sédimentaires les plus anciennes présentes sur l'Altiplano affleurent dans la prolongation nord du bassin oriental (ceinture de Tiahuanacu-Comanche), notamment sur sa bordure occidentale. Au Cerro Chilla et à Jesus de Machaca (Fig.9 et 10/col. 5), des anticlinaux érodés et des failles inverses mettent à jour une série sédimentaire silicoclastique marine de type turbiditique avec des intercalations de roches volcaniques altérées d'âge encore inconnu [Diaz, 1996]. C'est la formation Chilla qui montre de nombreuses affinités avec des séries du Cambrien inférieur et/ou du Cambrien supérieur- Ordovicien connues en Bolivie et en Argentine [Diaz, 1996].

Les structures du système Coniri, qui constituent le substratum du bassin Poopo, affleurent à l'Est de la faille Coniri au Nord de 17°30'S. Les terrains paléozoïques, qui les composent, présentent des termes allant du Silurien au Permien. Cette succession est cependant très incomplète, et marquée par des lacunes importantes (Fig.9 et 10/col.4). Elle débute par plus de 1500 m de lutites noires et d'intercalations de grès verts à grain fin, appartenant à la Formation Uncia (Wenlock-Ludlow), qui affleurent au dos de la faille Coniri et au centre des anticlinaux, sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale. Elles sont surmontées par 700 m de grès compacts micacés verts avec quelques intercalations de lutites noires, qui définissent la formation Catavi, et par 900 m de grès quartzitiques et de quartzites blanchâtre avec des rides d'oscillations (formation Vila Vila, Lochkovien). La formation Vila Vila passe progressivement à des lutites vertes et à des grès gris légèrement quartzitiques, qui définissent la formation Belen (Praguien-Emsien) [Sempere, 1995]. Epaisse d'une centaine de mètres, elle est directement surmontée, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, de terrains du Carbonifère [Cherroni, 1968]. Ceux-ci sont composés de grès et de lutites conglomératiques (formation Yaurichambi), d'âge carbonifère supérieur [Diaz, 1995]. Le Carbonifère inférieur et moyen n'est pas représenté. La formation Yaurichambi, épaisse de 150 m, passe vers le haut à la formation Copacabana, constituée par un membre basal où prédominent des termes silicoclastiques, et un membre supérieur où prédominent des termes carbonatés appartenant au Permien. Entre 70 et 200 m de cette formation sont préservés dans le synclinal de Colquencha (Fig.9 et 10/col.4).

2.2.1.b. Unités mésozoïques à paléocènes

Les unités mésozoïques de l'Altiplano affleurent uniquement dans ce domaine et ses bordures. Elles sont toujours discordantes sur le Paléozoïque, mais deux successions lithostratigraphiques différentes sont observées selon que l'on est dans le Bassin de Sevaruyo ou dans le reste du bassin oriental.

Dans l'ensemble du bassin oriental, on observe entre 200 et 300 m de dépôts rouges, marins et continentaux,

qui constituent les formations Torotoro, El Molino et Santa Lucia. Celles-ci forment une super-séquence d'âge sénonien-paléocène [Sempere, 1994], qui affleure dans la partie nord de l'Altiplano, au Sud du lac Titicaca [Martinez, 1980]. A Jesus de Machaca, elle est épaisse de 250 m et repose sur les terrains du Paléozoïque inférieur, représentés par la formation Chilla (Fig.9 et 10/col.5). Au centre de l'Altiplano, à Andamarca, (Fig.9 et 10/col.8) cette séquence, épaisse de 400m, recouvre en discordance des terrains silurien à dévonien inférieur. Les principaux niveaux de roches mères connus sur l'Altiplano sont compris dans cet ensemble sédimentaire [Moretti et Aranibar; 1994], dont les caractéristiques lithostratigraphiques sont les suivantes :

Formation Torotoro : elle débute par un conglomérat à clastes de quartzites paléozoïques, surmonté par des grès continentaux.

Formation El Molino : elle présente trois grands cycles transgressifs régressifs montrant de fines alternances calcaires dans un ensemble de marnes et pélites vertes et noires. Les meilleurs niveaux de roches mères sont compris dans la séquence inférieure. Cette formation est attribuée à l'intervalle Santonien-Thanéien [Blanc-Valleron *et al.*, 1994].

Formation Santa Lucia : elle est constituée de pélites rouges, intercalées de quelques lits de marnes lacustres datées du Thanéien [Blanc-Valleron *et al.*, 1994].

Sous la partie occidentale du bassin oriental (bassin Corocoro), la sismique (Fig.11) montre que cette super-séquence présente une épaisseur régulière (300-400m) sous les dépôts tertiaires, et surmonte les terrains paléozoïques par l'intermédiaire d'une discordance régionale. En revanche, dans la partie orientale, affectée par le système Coniri (bassin Poopo), elle est érodée au dos des structures compressives, mais probablement partiellement conservée au centre de petits synclinaux (Fig. 12).

Dans le bassin de Sevaruyo, la super-séquence sénonien-paléocène est plus épaisse (1600m), et ne contient pas de termes détritiques (F. Torotoro) à la base de la mégaséquence (Fig.9 et 10/col.11). Les formations Aroifilla et Chaunaca, qui constituent un ensemble équivalent (Fig. 6) à la formation Torotoro [Sempere, 1994], montrent des grès fluvio-lacustres et des argiles rouges avec quelques intercalations d'évaporites (Formation Aroifilla) ; les niveaux argileux deviennent de plus en plus importants vers le haut. Ils sont surmontés par des marnes grises, des calcaires, des argiles noires et des dolomies jaunâtres fossilifères, d'origine marine, intercalés avec des argiles rouges (Formation Chaunaca). Plus haut, les formations El Molino et Santa Lucia montrent les mêmes faciès que dans les zones septentrionales, mais des épaisseurs légèrement supérieures. Mais, à la différence du Nord de l'Altiplano, les terrains sénonien-paléocène surmontent ici (Fig.9 et 10/ col.11 et 12) une superséquence d'âge cénomaniens-turonien (Formation Miraflores, Fig. 6), constituée de calcaires et de marnes, d'origine marine, d'épaisseur faible, mais assez régulière (20-30m.). Une discontinuité majeure sépare ces deux mégaséquences, avec localement une érosion des calcaires de la formation Miraflores [Sempere, 1994].

Un puits pétrolier (Fig.9 et 10/col.11), localisé au cœur d'un anticlinal du bassin de Sevaruyo (Fig. 12/ coupe9), a rencontré, sous la formation Aroifilla, 2500 m d'évaporites (Anhydrites) surmontant 900m de grès sombres à grain très fin. Ces terrains sont corrélés à la Formation Tarapaya, qui affleure plus à l'Est dans le bassin de Potosi avec des faciès gréseux non évaporitiques [Sempere, 1994]. La Formation Tarapaya appartient à la super-séquence kimméridgien-albien (Fig. 6), et a été reconnue en sismique au SE du Salar de Uyuni [Welsing *et al.*, 1995]. Les niveaux évaporitiques de la Formation Tarapaya constituent ici des diapirs au sein de nombreux centres anticlinaux du bassin de Sevaruyo, et forment au sein de la série mésozoïque un niveau de décollement préférentiel.

2.2.1.c Unités paléocène-oligocène inférieur (Fig. 6)

A San Pedro et Andamarca, ainsi que dans le bassin de Sevaruyo, les dépôts crétacé-paléocène sont recouverts par un membre plus gréseux dénommé formation Cayara. Épaisse d'une centaine de mètres, cette formation montre des alternances d'argiles et de grès à grain grossier. Au Sud du lac Titicaca, à l'extrémité nord de la ceinture de Tiahuanacu, elle est constituée par des termes gréseux à grain grossier, feldspathiques, à stratifications grossières et entrecroisées, avec quelques passées conglomératiques à clastes de quartzites, et de grès paléozoïques. Les intercalations argileuses sont absentes. De nombreuses figures d'instabilité sont présentes dans ces termes gréseux (slumps). Quelques mesures, effectuées sur les bancs gréseux, ont montré des sens d'alimentation du NE vers le SW. La formation Cayara surmonte sans discordance apparente les argiles et lutites de la formation Santa Lucia du Paléocène. La base de la formation Cayara a été datée par magnétostratigraphie à 58 Ma [Sempere *et al.*, 1997], dans un bassin de la Cordillère Orientale, au Sud de Cochabamba, hors du domaine étudié ici.

Au dessus de la Formation Cayara, la succession se poursuit (Fig. 6), sans discontinuité, par une puissante alternance de grès et de niveaux argilo-pélimitique, constituant les formations Tiahuanacu, qui affleurent largement dans la ceinture de Tiahuanacu, et Potoco, présente dans le bassin de Sevaruyo. Le haut de la formation Tiahuanacu a été daté dans la ceinture de Tiahuanacu à 29.2 ± 0.6 Ma (Table 1, n°71).

Dans le détail, les formations Potoco et Tiahuanacu sont composées de grès feldspathiques à grain fin à très fin, à stratifications planes ou obliques, à ripple marks, et montrant quelques chenalisations ; elles présentent de nombreuses traces de minéralisations cuprifères. Les niveaux gréseux, qui contiennent parfois de petits clastes de granites rouges, sont intercalés avec des niveaux rouges à rouge sombre, argilo-pélimitiques, plus ou moins épais ; ces intervalles s'épaississent vers le milieu de la formation. De part et d'autre du Cerro Chilla, au Nord, de nombreux plis décamétriques, dus à des décollements sur les interfaces argileux, soulignent cette partie médiane. Au même niveau stratigraphique, des termes grésocalcaires ou franchement calcaires, apparaissent au sein des bancs gréseux. Vers le haut, les niveaux gréseux sont plus nombreux.

Il est à noter que la formation Potoco, présente au Sud, montre en moyenne un faciès plus gréseux que la formation Tiahuanacu au Nord. Les alternances régulières argiles-grès, ainsi que la faible granulométrie, indiquent une sédimentation fluviale distale, localement lacustre. Dans la ceinture de Tiahuanacu, et dans le bassin de Corocoro, en avant du chevauchement le plus externe du système Coniri, les formations Cayara et Tiahuanacu forment un ensemble de 2000 m d'épaisseur. Vers l'Est, les profils sismiques indiquent clairement que la formation Tiahuanacu s'interrompt contre une limite verticale (faille Coniri) (Fig. 49). A partir de cette latitude, les dépôts paléocène-oligocène inférieur ne sont plus présents au sein des structures du système Coniri.

Au Sud, dans le bassin Poopo, les dépôts paléocène-oligocène sont aussi absents, probablement à la suite d'une érosion. Un forage pétrolier implanté sur une structure du système Coniri, sous le bassin Poopo, a rencontré le Tertiaire supérieur en discordance directement sur le Silurien. Cependant, la formation Potoco est connue sur la bordure Ouest du bassin Poopo, à San Pedro et à Andamarca. Elle est en partie érodée et recouverte par l'intermédiaire d'une surface d'érosion par le Tertiaire supérieur. Ainsi, comme le Crétacé, les dépôts paléocène-oligocène inférieur peuvent être partiellement préservés au centre de petits synclinaux individualisés au sein du système compressif Coniri (Fig. 12/ coupe 7).

Dans le bassin de Sevaruyo, l'ensemble formation Cayara-Potoco repose, sans discordance apparente, sur la formation Santa Lucia. Il est épais de 1500m.

2.2.2 Syn-orogénique (Fig. 6)

Les sédiments syn-orogéniques sont caractérisés dans le bassin oriental par l'arrivée de matériel détritique grossier.

2.2.2.a Unités d'âge oligocène-miocène inférieur

Dans la ceinture plissée de Tiahuanacu, les termes supérieurs de la formation Tiahuanacu passent à des faciès grésos-conglomératiques (Fig. 13/col. 3), constituant la formation Coniri [Martinez, 1980 ; Lavenu, 1986]. Celle-ci a fourni un âge radiochronologique de $25,5 \pm 1,7$ Ma (Table 1, n°75). Des alternances d'argiles, de pélites rouges et de grès à grain moyen à grossier à lentilles conglomératiques et avec quelques stratifications entrecroisées, constituent des séquences grano-décroissantes à la base de la formation. Les niveaux conglomératiques sont constitués par des clastes de roches paléozoïques, qui sont largement prédominants sur ceux de granites rouges toujours présents. Les termes de base de la formation Coniri, d'une épaisseur de l'ordre de (200-300 m), montrent un faciès nettement plus proximal que la formation Tiahuanacu. La formation Coniri évolue vers le haut vers des faciès purement conglomératiques (fig. 1.7/col. 3) dont les clastes grossiers sont constitués de roches paléozoïques. Ces niveaux, déposés dans des cônes de dissection (alluvial fan), recourent en biseau les termes inférieurs de la formation Coniri, ainsi que le sommet de la formation Tiahuanacu, le long d'éventails sédimentaires, ouverts vers l'Ouest, bien représentés entre le Cerro Chilla et le front

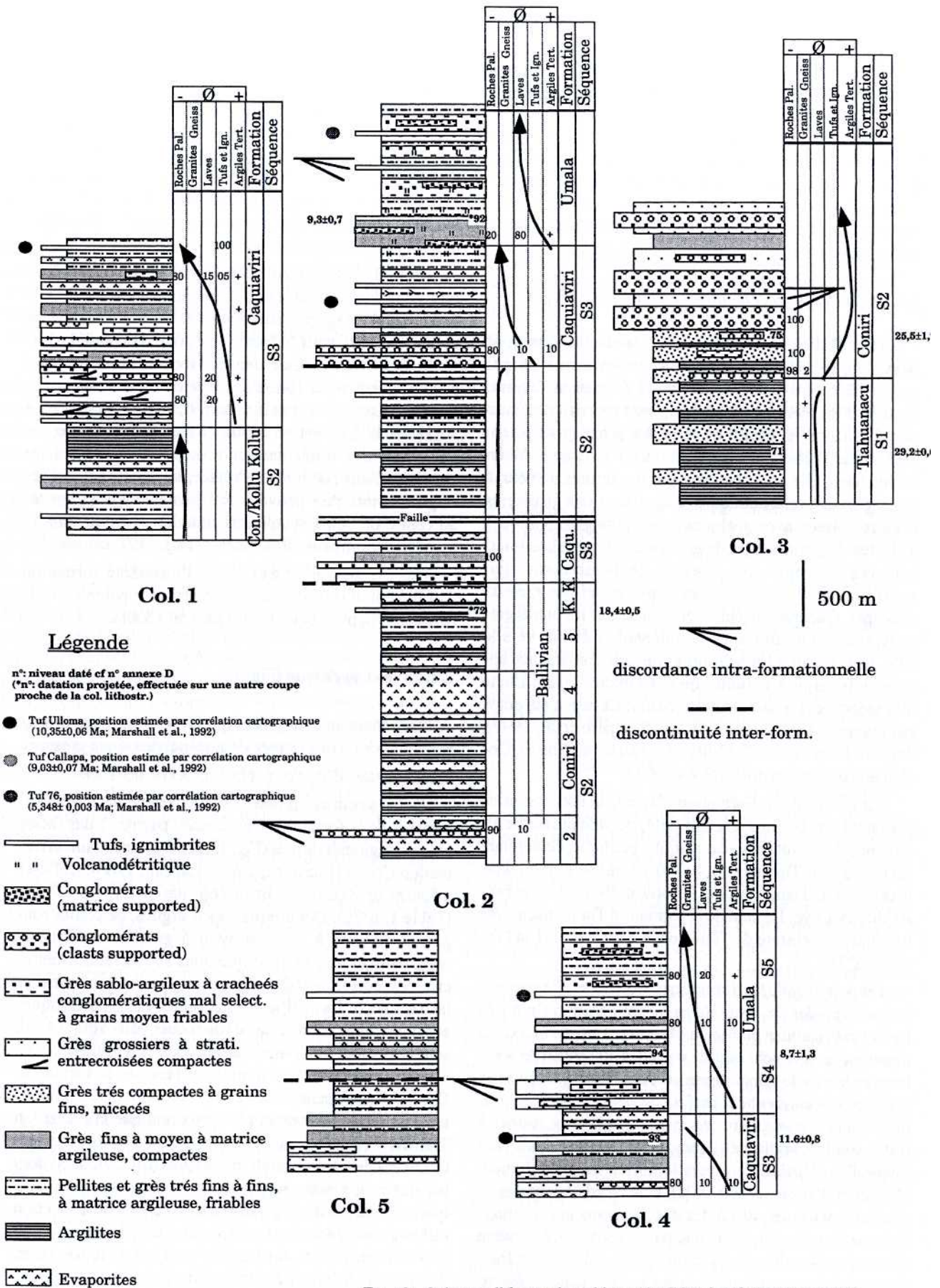


Fig. 13- Colonnes lithostratigraphiques étudiées dans le bassin oriental.

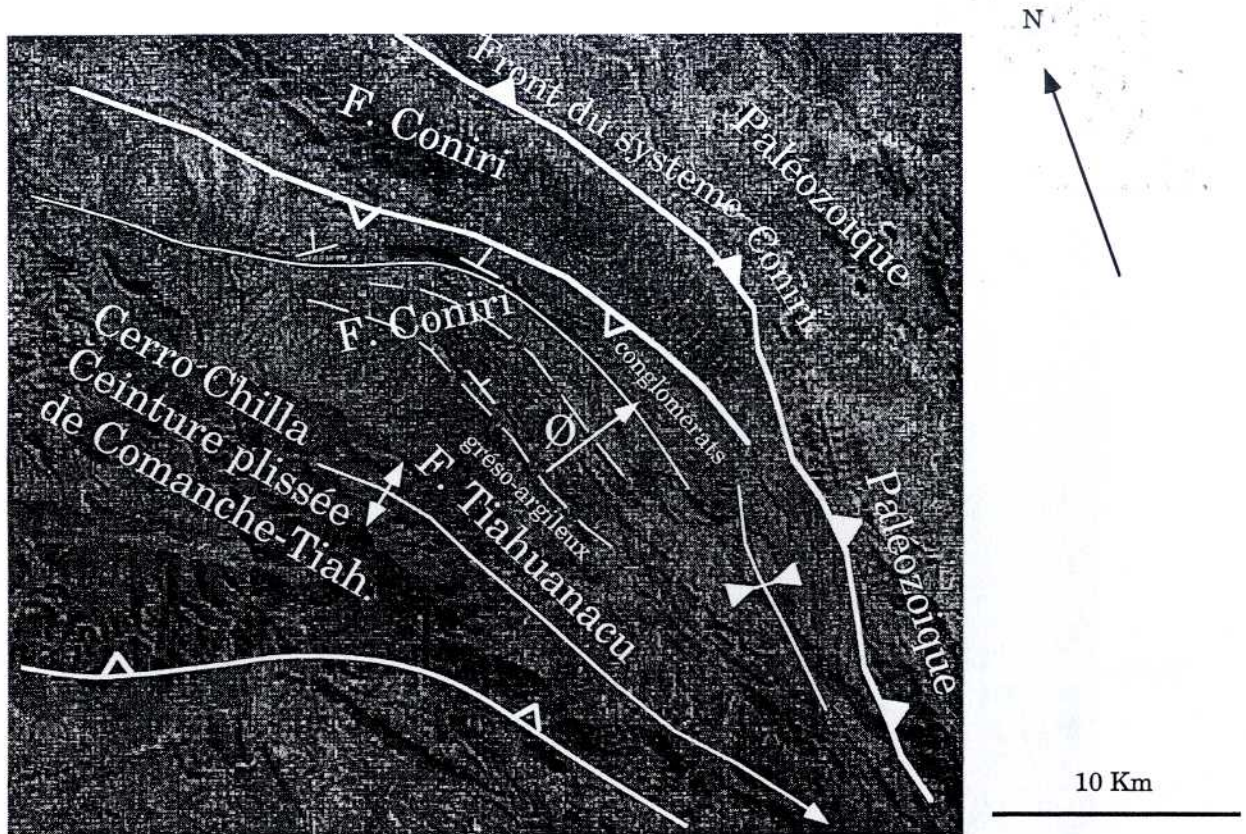


Fig. 14— Discordances progressives au sein de la Formation Coniri (2^{ème} Séquence).

du système Coniri (fig. 1.8). A l'échelle de l'affleurement, ces discordances progressives montrent des dispositifs de toplaps en éventail, surmontés de onlaps en éventail et/ou de overlaps (fig. 1.9), en direction du système Coniri. Ce type d'agencement sédimentaire s'observe également sur les profils sismiques. Des overlaps se développent, vers le haut, dans les niveaux conglomératiques supérieurs (forte amplitude sismique), submergeant le front du système Coniri (Fig. 49), et recouvrant directement le Paléozoïque déformé et érodé. Plus au Sud, le long de la même bordure (Fig. 16), les mêmes niveaux, dessinent toujours un éventail sédimentaire ouvert vers l'Ouest, et forment des toplaps en éventail. Les faciès grossiers, bien développés le long du front du système Coniri, passent vers l'Ouest, en quelques kilomètres, aux niveaux grés-argileux plus fins de la Formation Kollu Kollu (Fig. 13/ col.1 et 2). Celle-ci ne montre pas de discordances progressives. Elle a été datée à 18.4 ± 0.5 Ma (Table1, n° 72).

Dans la partie ouest du bassin de Corocoro, les termes conglomératiques de base de la Formation Coniri ont pratiquement disparu, et la succession se compose de termes argilo-pélicites à intercalations de sel gemme, et de grès argileux à grain fin, où s'intercalent toutefois deux niveaux grés-conglomératiques à clastes, représentés à 90% par des quartzites et grès du Paléozoïque, et à 10% par des calcaires et des granites rouges ; vers le haut, les niveaux argilo-éaporitiques disparaissent (Fig. 13/ col.2). Ces termes sont cartés sous l'appellation F. Ballivian (18.9 ± 2.4 Ma, Table1, n° 85) sur les cartes géologiques du service géologique bolivien, et F. Coniri 1 à 5 par YPF. Ils sont surmontés par les grès argileux de la formation Kollu

Kollu. A l'inverse de ce qui s'observe dans les zones situées en bordure du système Coniri, les terrains oligocène supérieur-miocène inférieur montrent ici des discordances progressives seulement à la base de la succession. Elles sont constituées de toplaps en éventail ouverts, relayés vers l'Est par des offlaps, eux-mêmes surmontés directement par des overlaps (Fig. 11 et 16).

La formation Coniri mesure 2000 m (Fig. 12/ coupe 4) d'épaisseur dans les parties nord du bassin de Corocoro et s'amincit vers le Sud, où elle disparaît sous une surface d'érosion (Fig. 12/ coupe 5), qui se développe en avant de la faille. L'analyse des profils sismiques indique que la formation présente, sous la surface d'érosion, un éventail sédimentaire ouvert vers le NNW, composé de toplaps en éventail.

Dans le bassin Poopo, elle n'est pas reconnue, mais pourrait être localement préservée au sein du système Coniri. En effet, dans un synclinal localisé sur la bordure Est du bassin Poopo (Fig. 122/coupe 5), des sédiments conglomératiques sont attribués, grâce à la nature des clastes, à l'intervalle 19-15 Ma [Soler *et al.*, 1992; Hérial *et al.*, 1993]. Ils caractérisent la formation Kollpana, discordante sur le Paléozoïque, qui suit la faille de Eucalyptus. Les faciès sont ceux de cônes alluviaux, passant vers l'Ouest à des faciès moins grossiers, de type fluvial proximal, et montrent des dispositifs de discordances progressives [Hérial *et al.*, 1992].

Sur la bordure Ouest du bassin de Sevaruyo (Fig. 12/ coupe 9), le membre 1 de la formation Tambillo, d'une épaisseur d'environ 500m, surmonte la Formation Potoco. Un tuf prélevé à sa base a fourni un âge de 24.8 ± 0.8 Ma (Table1, n° 59).

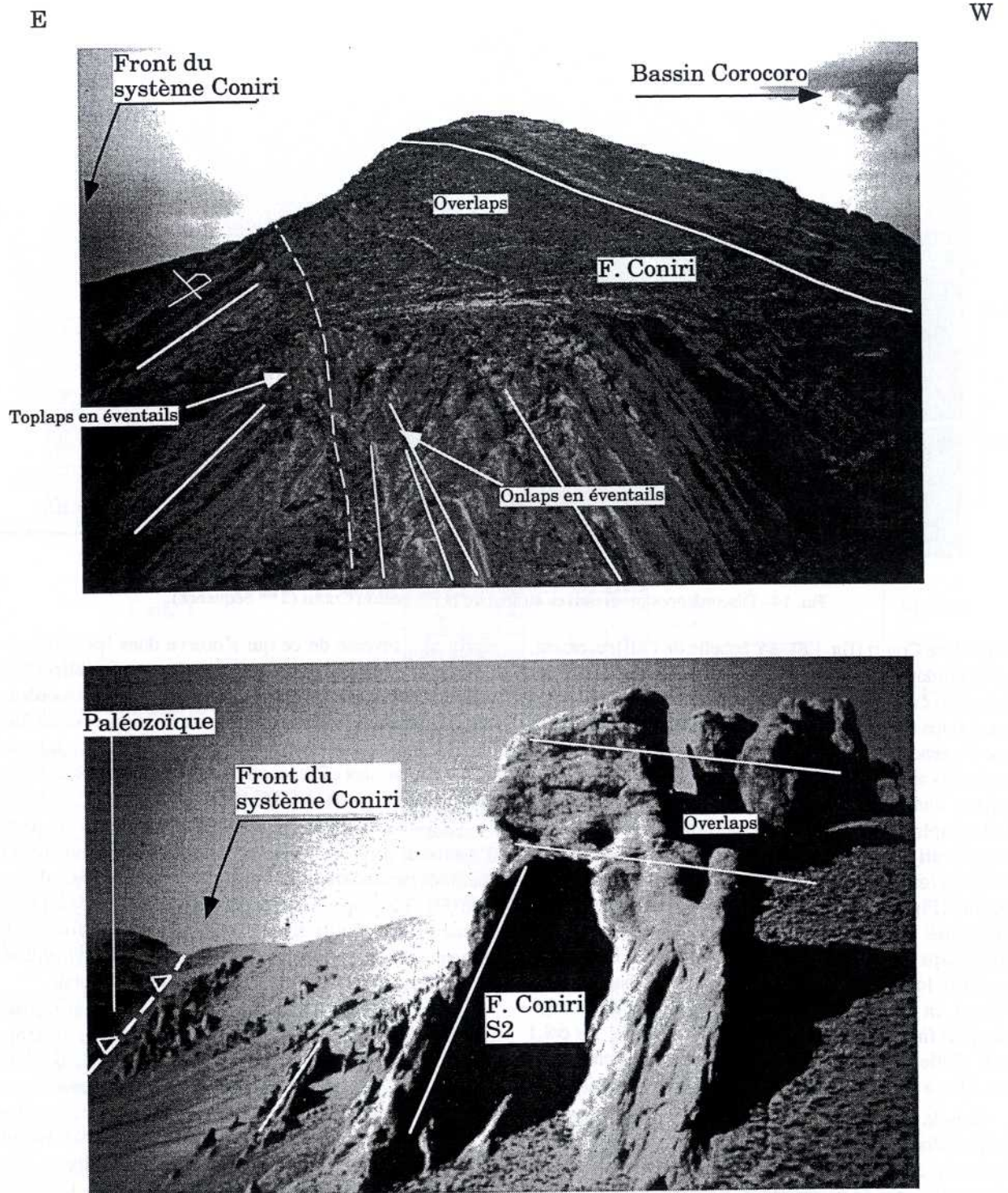


FIG. 15- Dispositifs de discordances progressives au sein de la Formation Coniri (2^{ème} Séquence) au front du système Coniri.

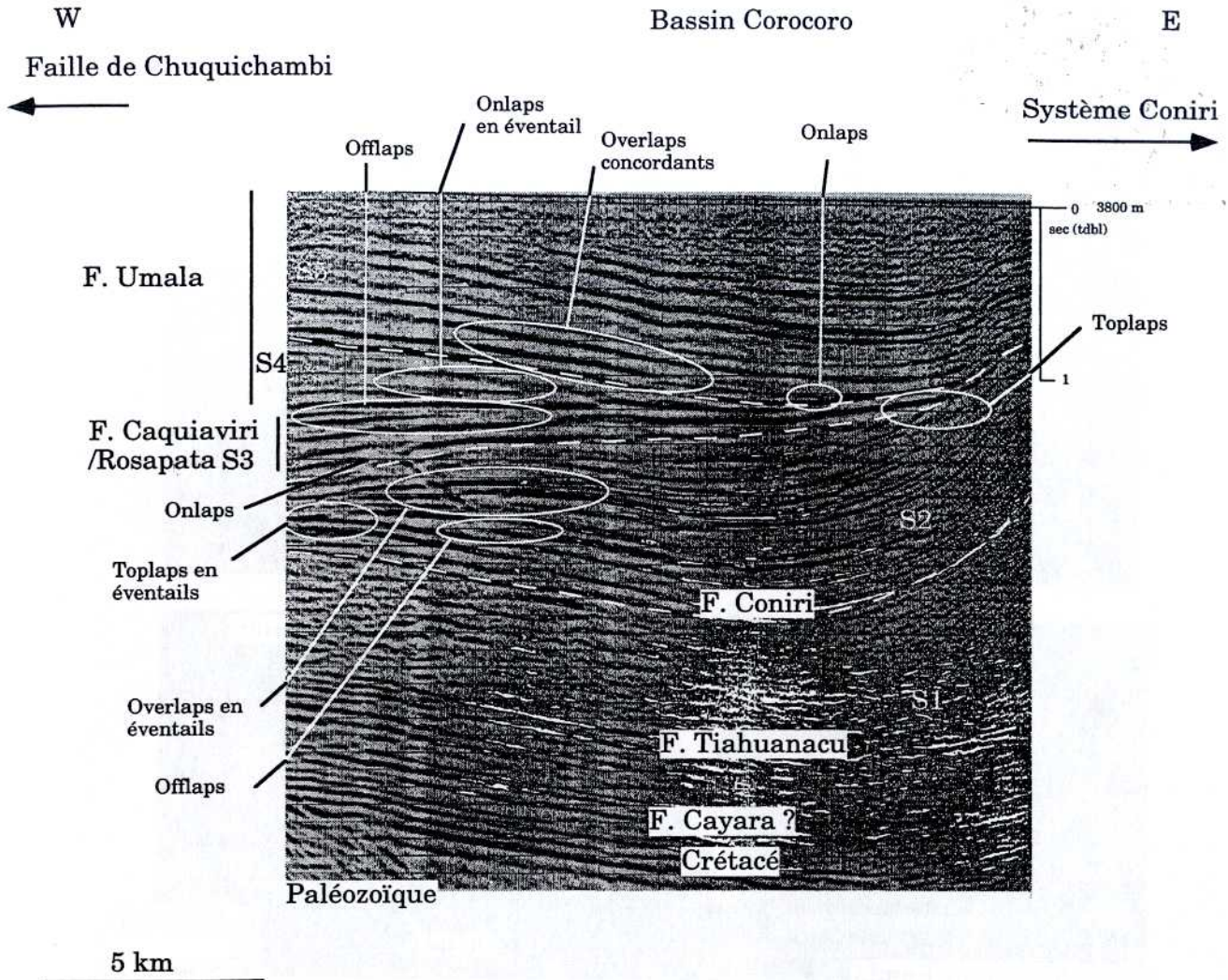


FIG. 16— Relations géométriques entre les différentes formations tertiaires dans la partie sud du bassin de Corocoro.

Cette formation débute par un niveau conglomératique à clastes de roches paléozoïques, de granites rouges et de gneiss précambriens [Espinoza, 1995], et se poursuit par des grès grossiers et des grès tufacés, alternant avec de minces passées pélitiques rouges. A la différence de la Formation Coniri qui contient surtout des clastes de roches paléozoïques, la base de la formation Tambillo montre une grande proportion de granites et de gneiss précambriens. Le membre 1 contient de nombreux sills basaltiques et andésitiques, datés entre 23 et 25 Ma [Espinoza, 1995 ; Espinoza *et al.*, 1994 ; Fornari *et al.*, 1996 ; Kennan *et al.*, 1995], regroupés sous l'appellation Laves de Tambillo.

2.2.2.b. Unités du Miocène moyen

Dans la partie centrale du bassin de Corocoro, la première unité est constituée par la formation Caquiaviri. En arrière de la faille de Corocoro, le long du Rio Putuni, elle recouvre en concordance apparente les faciès argilo-évaporitiques de la formation Coniri 5. Cette formation Caquiaviri (Fig. 13/ col. 2) est constituée de grès à grain moyen, à passées conglomératiques rouges, intercalés dans des niveaux pélitiques fins, et contenant de minces lits évaporitiques. Les clastes des conglomérats sont légèrement émoussés, d'un diamètre moyen de l'ordre de 5 cm, et composés de Paléozoïque (80%) et de Précambrien (20%). Les termes conglomératiques peuvent atteindre 3 m

de puissance à la base de la formation, mais leur épaisseur diminue rapidement (d'ordre décimétrique) en même temps que les grès deviennent argileux. Plus haut encore dans la série, les grès argileux à grain moyen évoluent vers des alternances de pélites rouges à rosées et de grès argileux à grain fin. Ces niveaux sont riches en passées évaporitiques et en tufs. La formation Caquiaviri a une épaisseur de 600 m. Elle indique un milieu de dépôt fluviatile distal qui évolue vers une sédimentation peu dynamique probablement lacustre, comme le montrent les niveaux d'évaporites présents dans le haut de la formation.

Dans le bassin de Corocoro, mais en avant de la faille de Corocoro, la formation Caquiaviri forme le flanc est de l'anticlinal de Mina Chacarilla. Elle est épaisse de 1300 m et débute par 250 m de pélites et de grès en lits grano-et strato-croissants (Fig. 13/ col. 2).

Au centre de l'anticlinal de Chacarilla, elle est en parfaite concordance avec les dépôts oligo-miocène inférieur. En revanche au pied de la faille de Corocoro, les niveaux de base montrent un dispositif en onlap vers l'Est sur une surface d'érosion qui surmonte les terrains de la formation Ballivian déformés (Fig. 17). On note la présence de failles normales synsédimentaires, actuellement retournées comme l'ensemble de la Formation, par la faille de Corocoro.

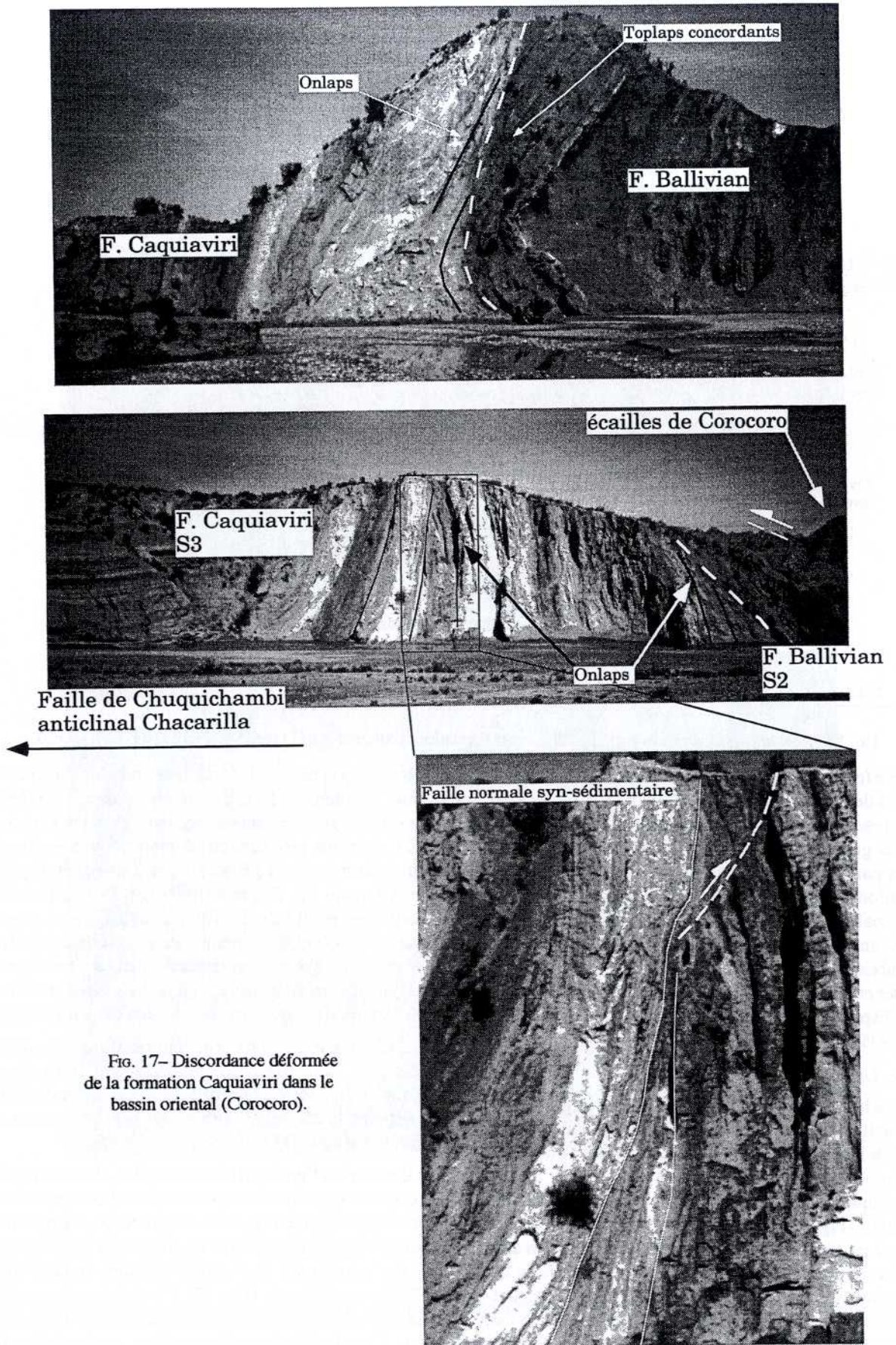


FIG. 17- Discordance déformée de la formation Caquiaviri dans le bassin oriental (Corocoro).

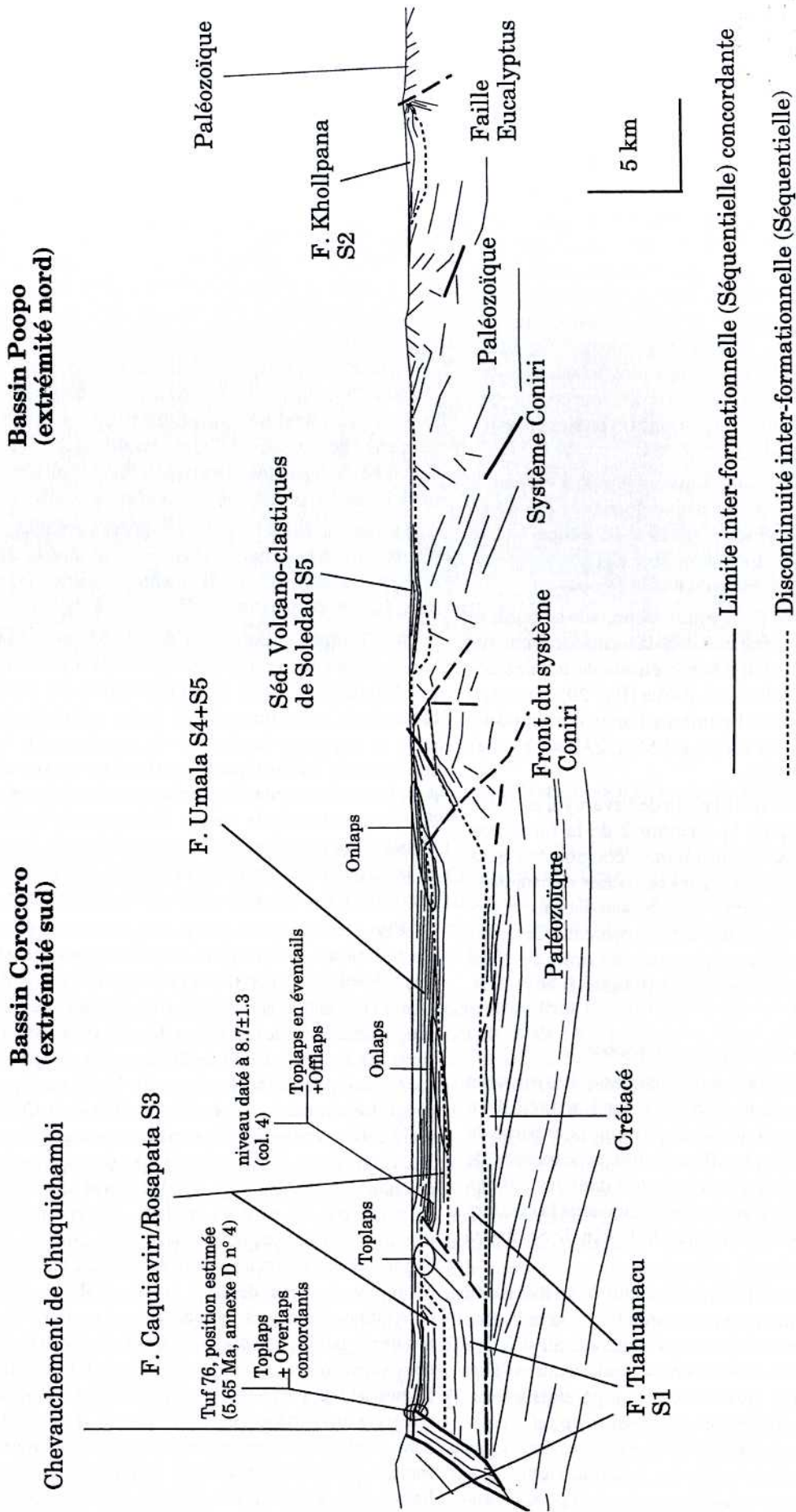


FIG. 18- Pointé sismique profond dans le bassin oriental suivant la coupe 5 (Fig. 12).

Vers le haut, les bancs gréseux (Fig. 13/col 4) diminuent rapidement d'épaisseur et la série passe à un ensemble de grès et d'argiles, épais de 800m et légèrement évaporitique. Il contient de nombreux niveaux tuffacés, dont le tuf Ulloma qui a fourni ici un âge de 11.6 ± 0.8 Ma (Table 1, n°93). Le tuf Ulloma constitue un niveau repère sur l'ensemble de l'Altiplano, et a été daté en de nombreux sites entre 10 et 11 Ma (Table 1, n°10-48-49-51).

Les faciès fins du haut de la formation Caquiaviri sont regroupés sous l'appellation Formation Rosapata; ils affleurent plus au Sud, au pied des chevauchements de Chuquichambi (annexe A) dans la région de Huayllamarca ($17^{\circ}50'S$). A cette latitude, l'analyse sismique (fig. 18) montre que l'ensemble Caquiaviri-Rosapata n'est épais que de 900 m et montre un dispositif progradant, avec des onlaps réguliers vers l'Est, sur les sédiments éocène-oligocène supérieur légèrement déformés et érodés en avant du système Coniri (Fig. 12/ coupe 5).

Sur les bords est et ouest du bassin Poopo, l'ensemble formation Caquiaviri-Rosapata est déformé par des structures compressives et érodé (Fig. 19 et 12/ coupe 7). Les sédiments du Miocène moyen ne sont pas connus plus à l'Est sur la bordure orientale du bassin Poopo.

A l'extrémité sud du bassin Poopo, sur sa bordure ouest, les terrains cartographiés dans la formation Tambillo (annexe A) constituent une bande étroite de terrains déformés en avant de la faille de Pahua (Fig. 20). Un corps ignimbritique, dénommé Ignimbrite Larco, contenu dans cette formation a été daté à 16 ± 2 Ma (K/Ar sur biotite) [Leroy et Jimenez, 1996].

Sur la bordure Ouest du bassin de Sevaruyo, au coeur du synclinal de Kapora le membre 2 de la formation Tambillo est constitué par des termes conglomératiques [Espinoza, 1995] riches en clastes de roches volcaniques, de gneiss et granites rouges et de grès sous-jacents; il surmonte le membre 1 sans discordance apparente. Ce membre définit une unité d'une épaisseur de l'ordre de 1 km qui a fourni un âge à $15,8 \pm 0,1$ Ma [Kennan et al., 1995].

2.2.2.c. Unités miocène supérieur-pliocène

Sur l'ensemble du bassin oriental, les unités miocène supérieur-pliocène sont marquées par l'arrivée d'un détritisme qui a la particularité de provenir pour partie de l'érosion des formations sédimentaires cénozoïques de l'Altiplano. Ces unités sont reconnues dans les bassins Poopo et de Corocoro mais sont absentes dans la ceinture de Comanche-Tiahuanacu et dans le bassin de Sevaruyo (Fig. 7).

Dans le bassin de Corocoro, il s'agit de la formation Umala; sa base surmonte en concordance les termes fins formant le haut de la formation Caquiaviri au dos des écaillés de Corocoro. Elle montre des alternances (Fig. 13/col. 2) de niveaux grésolo-limoneux à pélitiques indurés, de teinte rosée, très riches en niveaux de tufs remaniés et de niveaux conglomératiques à matrice limoneuse dont les clastes peu émoussés sont constitués à 80% par des roches volcaniques et à 20% par des roches paléozoïques. Ces niveaux riches en volcanodétritique forment un ensemble mal stratifié.

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 38

Plus au Sud, le long de la route de Callapa Vituyo de Umala, ces mêmes niveaux grésolo-conglomératiques ont été cartés dans la Formation Caquiaviri. La datation d'un niveau de tuf a fourni un âge à 9.3 ± 0.7 Ma (Table 1, n°92). Ces terrains sont pentés de 20° vers le NE au dos de l'écaillé la plus externe du bassin de Corocoro. Ils sont recouverts en discordance angulaire par des grès conglomératiques, cartographiés eux aussi sous le nom formation Umala. Cet ensemble gréseux, riche en horizons tuffacés, contient le tuf «Toba 76» qui constitue un repère stratigraphique sur l'ensemble de l'Altiplano Nord et a été daté aux alentours de 5.4 Ma [Lavenue, 1986] (Table 1, n° 52-54-55).

La surface de discordance est définie par le sommet de toplaps en éventail qui indiquent l'existence en profondeur d'un éventail sédimentaire ouvert vers l'Est. Effectivement, l'analyse d'une ligne sismique située au niveau du synclinal de Topohoco (en arrière des écaillés de Corocoro) indique que la base de la Formation Umala présente bien ce type d'agencement (Fig. 49).

Le haut de la Formation Umala est formé par des sables bleutés, très riches en clastes de volcanites, alternant avec des passées pélitiques finement laminées, de teinte rose, parfois évaporitiques (Fig. 13/ col. 2).

A la latitude de Chacarilla, dans le bassin de Corocoro mais en avant des écaillés de Corocoro, la base de la formation Umala (Fig. 13/col. 5) est représentée par des grès en bancs épais, sablo-limoneux, à grains grossiers, de teinte grise et contenant des lentilles de conglomérats à galets émoussés de Paléozoïque; leur diamètre moyen est inférieur à 3 cm; cet ensemble forme un horizon caractéristique épais d'une dizaine de mètres. Cette base de la formation Umala recouvre ici en pseudoconcordance les termes fins de la formation Caquiaviri plus récents que le tuf Ulloma qui forment le flanc est de l'anticlinal de Chacarilla.

Vers le Sud, au pied des chevauchement de Chuquichambi, les conglomérats sont plus épais (100 m) (Fig. 13/col. 5); l'analyse des pendages montre qu'ils constituent un éventail sédimentaire ouvert vers l'Est. Les bancs conglomératiques les plus bas dans la série, sont concordants sur les termes fins de la Formation Caquiaviri; ils sont recoupés en biseau vers le Nord par les bancs conglomératiques situés plus haut dans la série. Cet éventail sédimentaire forme une discordance cartographique (Fig. 21). En sismique, il est caractérisé par des toplaps surmonté de onlaps en éventail (Fig. 11). L'éventail sédimentaire est surmonté par des niveaux argileux et évaporitiques alternant avec des passées de grès sableux, à grain fin, de teinte bleutée, et présentant de nombreux niveaux tuffacés; ceux-ci ont donné un âge de 8.7 ± 1.3 Ma (Table 1, n°94). Des corrélations sismiques indiquent que ces niveaux ne sont pas impliqués dans le dispositif de discordance progressive sous-jacent, et qu'ils constituent des overlaps réguliers vers l'Ouest et basculés vers l'Est. Vers l'Est, ils progradent en onlap sur une surface d'érosion (Fig. 11). Ils passent, vers le haut, à des niveaux argilo-limoneux de teinte bordeaux, présentant quelques intercalations gréseuses fines, puis à des limons fins contenant des lentilles de conglomérats à matrice argileuse (Fig. 13/col. 4).

L'éventail sédimentaire qui se développe à la base de

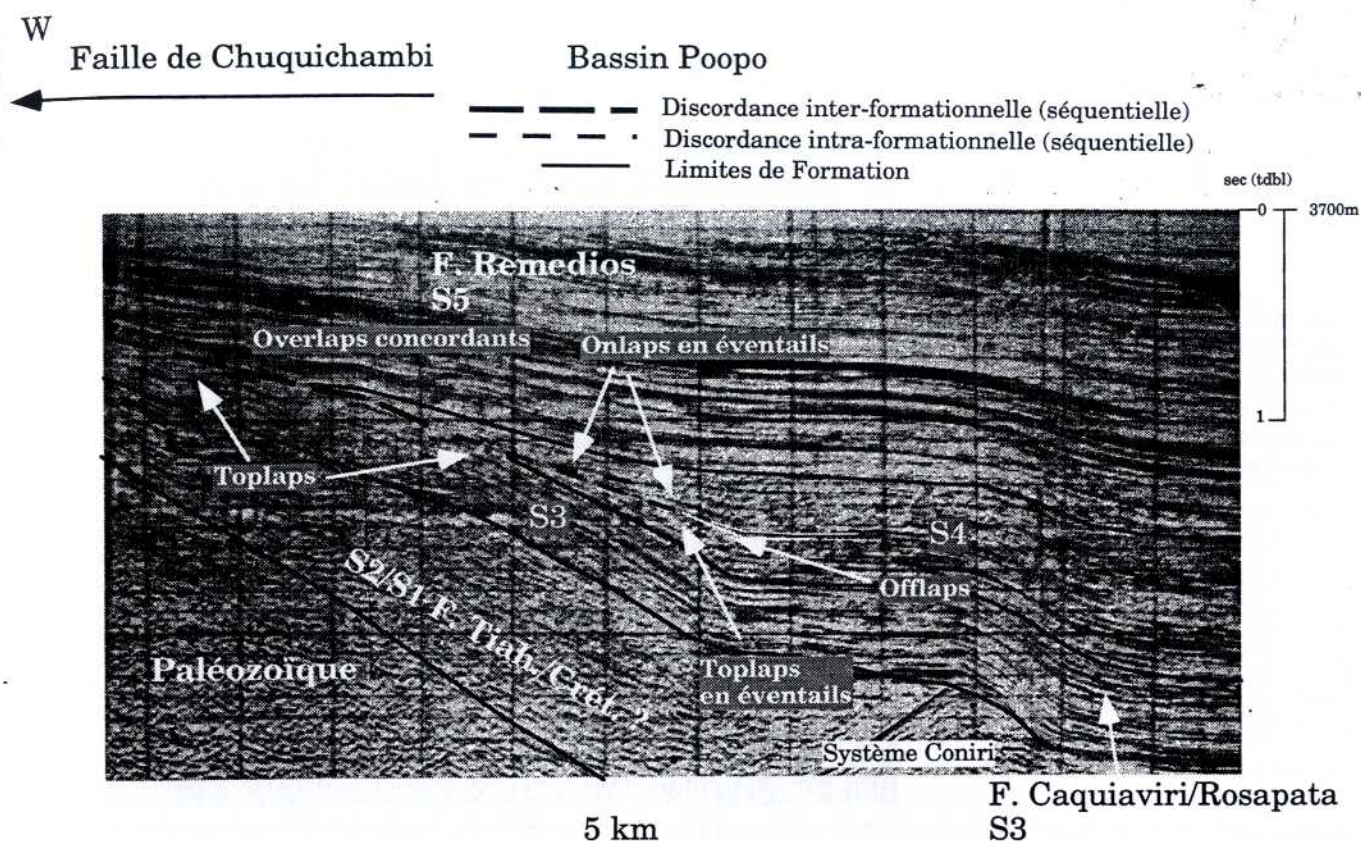


FIG. 19— Relations géométriques entre les formations tertiaires sur la bordure ouest du bassin Poopo (sismique réflexion YPFB).

la formation Umala se suit, vers le Sud, à l'affleurement au pied des chevauchements de Chuquichambi. A Estancia Villa Nekketha, il surmonte les faciès fins de la formation Rosapata et se développe dans les niveaux conglomératiques. Quelques km plus au Sud, à la latitude de Huyallamarca, cet éventail sédimentaire est recouvert, au pied des chevauchements de Chuquichambi par des niveaux plus récents appartenant toujours à la formation Umala eux-mêmes déformés (Fig. 18). Ils contiennent un tuf repère qui semble correspondre à un échantillon daté à 5.65 Ma (Table 1, n°4), mais qui est mal localisable à partir des données de la littérature [Everdeen *et al.*, 1977].

En sismique, on observe un autre éventail qui se développe en avant d'une écaille à vergence est, localisée entre la faille de Chuquichambi et le front du système Coniri. Cette écaille est constituée par des terrains de l'Eocène-Oligocène inférieur, surmontés en discordance par des terrains du Miocène moyen. Les niveaux, qui forment cet éventail, se corrélient en sismique aux discordances progressives de la base de la formation Umala, telle qu'on l'observe plus au Nord dans la région de Chacarilla. Cependant, dans le détail, les réflecteurs qui recouvrent le haut de l'écaille érodée se prolongent au dessus des niveaux en overlap, datés à 8.7 Ma dans la région de Chacarilla, indiquant qu'ici, les réflecteurs à 8.7 Ma participent à l'éventail sédimentaire. En revanche, quelques kilomètres plus au Nord, ils forment en surface, au dos de l'écaille un anticlinal peu marqué qui affecte

le niveau tuffacé daté à 5.65 Ma, au pied de la faille de Chuquichambi. Les niveaux constituant l'éventail sédimentaire, ainsi que ceux qui le surmontent, montrent un dispositif rétrogradant vers l'Est, avec des onlaps sur une surface d'érosion (Fig. 18).

A la même latitude, près de Soledad, c'est à dire au sein du système Coniri, des terrains volcano-sédimentaires ont été datés à 5.2 ± 0.3 , 4.6 ± 0.2 et 5.0 ± 0.7 (Table 1, n° 28) et à 6.5 ± 0.2 et 5.8 ± 0.2 Ma (Table 1, n° 76 et 77). Ils surmontent directement, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, les terrains paléozoïques déformés (Fig. 18).

A la latitude de Corque, sur la marge Ouest du bassin Poopo, il s'agit de la formation Remedios. Celle-ci est constituée à sa base par des conglomérats mal lités, de couleur verdâtre [Lavenu, 1984], qui passent à des dépôts lacustres de types sablo-argileux vers le centre du bassin. Elle contient une faune pliocène [Lavenu, 1984], et a été datée à sa base à 7.06 ± 0.16 , 5.73 ± 0.16 et 4.51 ± 0.13 (Table 1, n°56) ; elle constitue ainsi un équivalent de la formation Umala. Les conglomérats de la base sont déformés au mur des chevauchements de Chuquichambi [Lavenu, 1984].

En sismique la formation Remedios forme un corps sédimentaire d'épaisseur régulière, basculé de quelques degrés vers l'Est jusqu'au centre du bassin Poopo (Fig. 12/ coupe 7). Dans la partie ouest du bassin, elle repose en overlaps concordants sur une surface d'érosion qui se perd vers l'Est dans un éventail sédimentaire. Dans le détail

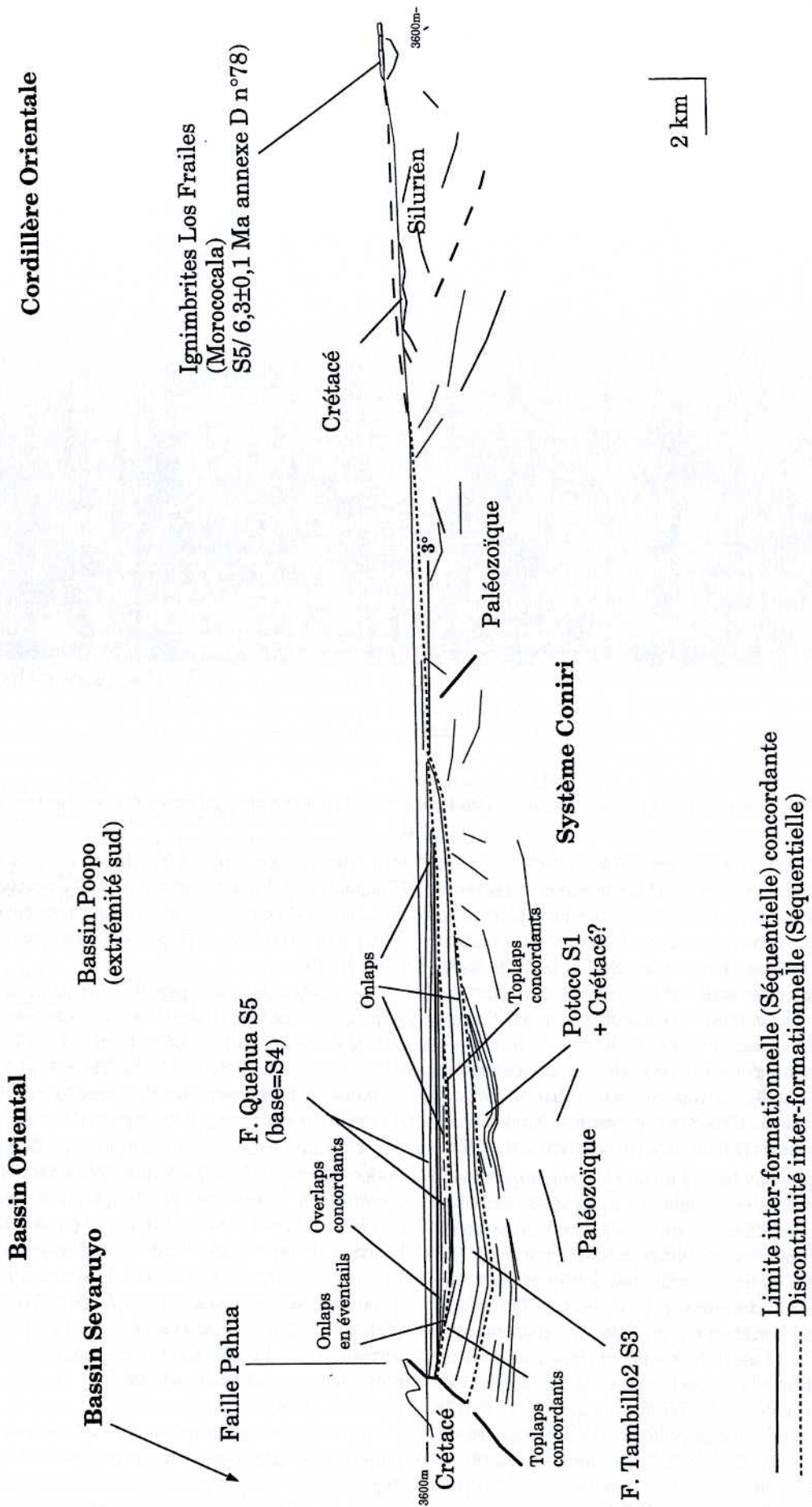


FIG. 20— Données de sismique réflexion (pointé profond) et de terrain à l'extrémité sud du bassin oriental et la bordure ouest de la Cordillère Orientale.

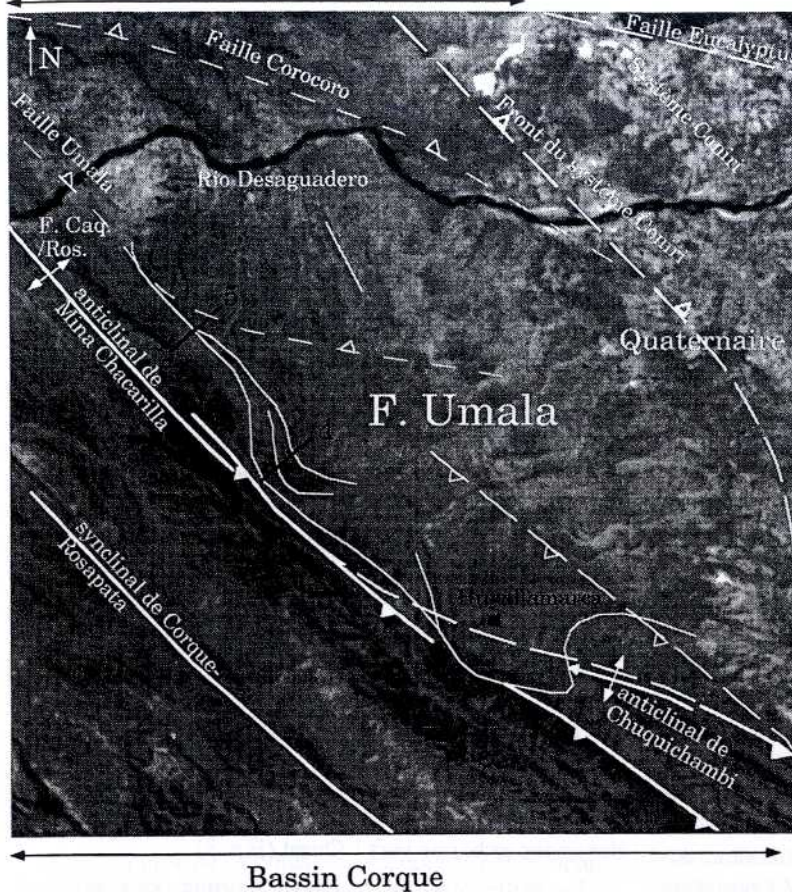


FIG. 21- Discordances progressives à la base de la formation Umala (Miocène sup. -Pliocène inf.).
 4 et 5 : colonnes lithostratigraphiques FIG. 13

ce dernier est constitué de toplaps en éventail, relayés vers le centre du bassin par des offlaps, et recouverts par des onlaps en éventail (Fig. 19). Au centre du bassin, les réflecteurs corrélables à la base de la formation Remedios sont concordants sur les termes supérieurs de l'éventail sédimentaire (Fig. 12/ coupe 7).

Le long de la bordure est du bassin Poopo, ces réflecteurs surmontent à nouveau des éventails sédimentaires ouverts vers l'Ouest. Ces derniers se localisent au front de structures compressives à vergence ouest, qui déforment la surface d'érosion sur laquelle reposent les sédiments du Miocène moyen. Les réflecteurs, corrélés à la formation Remedios, progradent en onlap vers l'Est, sur les structures plicatives érodées (Fig. 12/ coupe 7).

Dans le bassin de Sevaruyo, les unités miocène supérieur et pliocène ne sont pas représentées. En revanche, à l'extrémité sud du bassin Poopo, en avant de la faille de Pahuja, des terrains non déformés recouvrent en discordance la formation Tambillo. Il s'agit de sédiments volcanogènes, constitués de grès rouges argileux, présentant des intercalations de tufs remaniés et de conglomérats à éléments principalement volcaniques. Ils sont regroupés dans la formation Quehua. Plus au Sud, cette formation Quehua contient une faune attribuée au Miocène supérieur [Marshall et Sempere, 1991]. En sismique (Fig. 20), la surface de discordance se perd vers le centre du bassin Poopo, par l'intermédiaire d'un éventail sédimentaire ouvert vers l'Est. Celui-ci se développe au dessus des réflecteurs qui constituent la formation Tambillo. Dans le détail, il montre, près de la faille de Pahuja, des toplaps réguliers recouverts par des onlaps en éventail et par des-

overlaps réguliers, qui constituent la discordance visible sur le terrain. Dans la partie est du bassin, tous les réflecteurs qui forment cet éventail sédimentaire progradent en onlap vers l'Est.

Sur la bordure est du bassin Poopo (Fig. 7), la formation Quehua est surmontée par la formation Los Frailes ; celle-ci est constituée par une nappe ignimbritique, pentée de 3° vers l'Ouest, recouvrant les reliefs de la bordure ouest de la Cordillère orientale. Dans le détail, la formation Los Frailes est constituée de plusieurs unités pyroclastiques qui ne sont pas parfaitement datées ; l'ensemble dépasse 300 m d'épaisseur [Leroy et Jimenez, 1996]. Un échantillon prélevé à la base de la formation, au dessus de la formation Quehua, a fourni un âge de 8.9 ± 0.4 Ma (Table 1, n°81) ; ceci est en contradiction apparente avec l'opinion de Leroy et Jimenez [1996], qui interprètent la formation Quehua comme synchrone, voire postérieure, aux ignimbrites de Los Frailes. Or dans sa partie orientale, la nappe ignimbritique a été datée à 7.13 ± 0.3 , 6.8 ± 0.23 et 11.9 ± 0.6 dans sa partie basale (Table 1, n° 67, 68, 69). Il semble donc qu'il y ait, à l'extrémité sud-est du bassin oriental, interdigitation entre la formation Quehua et les coulées ignimbritiques qui provenaient d'un point d'émission localisé sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale [Leroy et Jimenez, 1996].

Plus au Nord, une autre nappe ignimbritique (Fig. 20), également cartographiée sous l'appellation Formation Los Frailes, a fourni des âges à 6.3 ± 0.13 et 6.3 ± 0.11 (Table 1, n°78 et 79). Elle recouvre une surface d'érosion située à une altitude de 4400 m et installée sur le Paléozoïque déformé de la bordure ouest de la Cordillère Orientale.

Au Nord de 17°45'S (Fig. 12/coupe 2), il chevauche vers l'Ouest le synclinal de Nazacara, le long de la faille de Calacoto. Celle-ci n'apparaît pas en surface, mais est mise en évidence par la présence de structures plicatives de faible longueur d'onde (Fig. 7), qui définissent une bande déformée.

Le synclinal de Nazacara forme la partie occidentale du bassin Corque, et il est lui aussi caractérisé par un biseau général des séries tertiaires vers l'Ouest (Fig. 12/ coupe 1 et Fig. 5). Son axe est parallèle à la faille de Calacoto dans sa partie sud, et montre une virgation vers le NW, à la latitude de 17°S, correspondant à celle marquée par la ceinture plissée de Comanche-Tiahuanacu. Ce dispositif est bien illustré par les isobathes de la base des sédiments tertiaires (Fig. 5).

Ce synclinal est chevauché par son flanc oriental le long de la faille de Nazacara (Fig. 2 et 12/ coupe 1). Celle-ci disparaît au Sud, sous les écaillés de Corocoro. Le flanc occidental du synclinal est déformé par de modestes structures plicatives au dos de la faille de San Andres.

Le synclinal de Nazacara disparaît à 17°30'S, entre les failles de Calacoto et de Turco.

Au Sud de 17°45'S, la faille de Calacoto est relayée par celle de Turco (Fig. 2). Elle constitue un chevauchement majeur vers l'Ouest du flanc occidental du synclinal de Corque. Au Nord, la faille de Turco s'amortit contre la faille de San Andres.

Dans la région de Curahuara de Carangas, des structures plicatives et cassantes de faible longueur d'onde (Fig. 7), restreintes à l'extrémité ouest du flanc occidental du synclinal de Corque, matérialisent l'emplacement de la faille de Turco.

Au Sud de 18°15'S, ces structures affectent le flanc occidental sur l'ensemble de sa largeur, définissant ainsi la bande plissée de Curahuara de Carangas [Lavenu, 1986]. Dans le détail, cette dernière montre des directions structurales obliques (NW-SE) à la faille de Turco (NNW-SSE), dans la région de Curahuara de Carangas, alors qu'au Nord elles deviennent parallèles. Et de même vers le Sud, les structures qui forment la bande plissée de Curahuara s'infléchissent dans la direction NNW-SSE, parallèlement à l'axe du synclinal de Corque. A ces latitudes, la bande plissée de Curahuara est composée essentiellement de structures cassantes ; la faille de Turco apparaît à l'affleurement, et correspond aussi à une anomalie gravimétrique positive (Fig. 4).

Au Sud de 18°30'S, à la latitude de Andamarca, la faille de Turco s'amortit contre la faille de Chuquichambi et se parallélise à celle-ci, marquant l'extrémité sud du synclinal de Corque Rosapata. L'analyse de données gravimétriques et sismiques permet de mettre en évidence un domaine peu déformé, situé à l'Ouest de la faille de Turco (Fig. 3), où le biseau des sédiments tertiaires se prolonge vers l'Ouest, jusqu'à la faille de Villa Flor-San Andres, au dos de laquelle la série tertiaire est d'épaisseur inférieure à 3000 m (Fig. 5).

Vers le Nord, ce domaine, qui constitue la partie occidentale du bassin de Corque, n'est déformé que par la faille verticale de Santa Lucia orientée NW-SE, et qui s'amortit au Sud de 18°45'S; celle-ci se connecte au Nord à la faille

de San Andres. La faille de Santa Lucia correspond à une forte anomalie positive. La partie occidentale du bassin Corque se rétrécit à la latitude de 18°30'S, et disparaît dans la zone déformée située entre les failles de Turco et de San Andres (Fig. 2).

Vers le Sud, ce domaine s'élargit et se prolonge, entre les failles de San Andres à l'Ouest et de Chuquichambi à l'Est, jusqu'au Salar de Uyuni. A cette latitude, les séries tertiaires sont épaisses, le long de la bordure orientale du bassin chevauché par le bassin de Sevaruyo, le long de la prolongation sud de la faille de Chuquichambi (Fig. 12/ coupe 9). Ces séries s'amincissent sur la bordure occidentale qui est déformée par une structure compressive à vergence Ouest, le pli de Salinas (Fig. 12/ coupe 9), qui correspond à une faible anomalie gravimétrique positive. Ce pli de Salinas se prolonge, vers le Nord, selon une direction NNW-SSE, et s'amortit contre la faille de Turco à la latitude de 19°S.

3.2. Unités sédimentaires

3.2.1. Anté-orogénique

3.2.1.a. Unités paléozoïques

Les unités paléozoïques ne sont pas connues à l'affleurement dans le bassin Corque. Elles ont été reconnues à la base d'un puits pétrolier implanté au dos de la faille de Santa Lucia (18°40S), sous forme de lutites noires (300 m) attribuées à l'Ordovicien [données YPFB non publiées], et sont directement surmontées par des sédiments tertiaires (Fig. 9 et 10/col. 9). Dans la partie Nord de l'Altiplano, l'analyse de profils sismiques (Fig. 12/coupe 1) montre que la formation Chilla (Ordovicien), reconnue dans la ceinture plissée de Comanche-Tiahuanacu, se prolonge sous le bassin Corque. Épaisse de 200 m sous le flanc est du synclinal de Nazacara, cette formation Chilla montre une structure en biseau vers l'Ouest, et n'est plus présente sous les dépôts crétacés au niveau du puits de San Andres (Fig. 9 et 10/col. 6) [Lehmann, 1978].

3.2.1.b. Unités mésozoïques

Les unités mésozoïques ne sont pas davantage présentes à l'affleurement dans ce domaine. Elles existent cependant en profondeur. Ainsi dans le puits de San Andres, les formations El Molino, Santa Lucia et Torotoro forment un ensemble de 300 m d'épaisseur avec des faciès identiques à ceux observés dans la ceinture plissée de Tiahuanacu (Fig. 9 et 10/col.5). Cette succession d'âge sénonien-paléocène est ici discordante directement sur le Précambrien. L'analyse des profils sismiques et la corrélation des réflecteurs crétacés indiquent que, sur l'ensemble du bassin Corque, les dépôts crétacés ont presque toujours la même épaisseur qu'à San Andres.

3.2.1.c Unités paléocène-oligocène inférieur (Fig. 6)

Les unités paléocène-oligocène inférieur affleurent largement sur le flanc est du synclinal de Corque (Fig. 22/ col. 9). Dans la serrania de Chuquichambi, elles correspondent à des lutites rosées intercalées avec des lits évaporitiques verdâtres à blanchâtres (F. Chuquichambi).

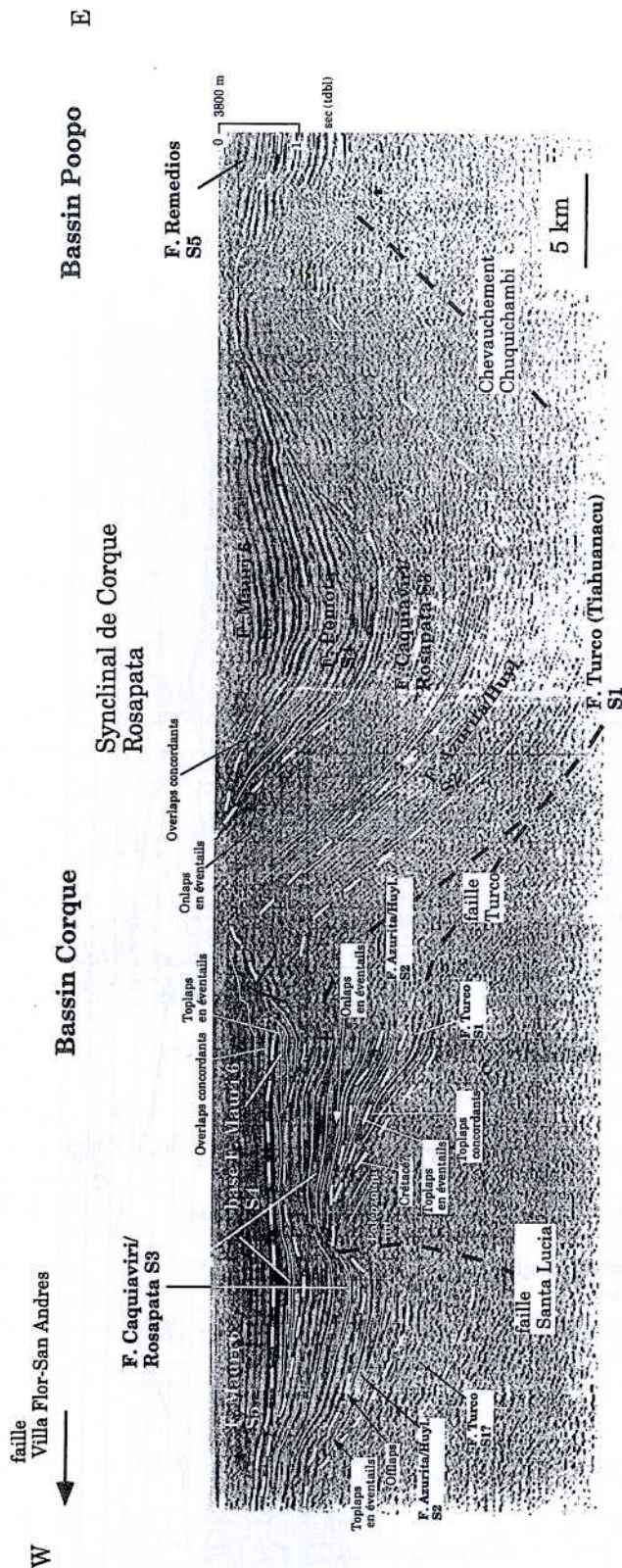


Fig. 24— Relations géométriques entre les différentes formations tertiaires du bassin Corque (sismique réflexion YPFB).

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 38

Cet ensemble, d'une épaisseur de l'ordre de 500 m, constitue la semelle des écaïlles de Chuquichambi, et montre de nombreuses déformations plicatives mineures, associées à un diapirisme local des passées évaporitiques. Vers le haut, il passe en continuité aux grès sus-jacents de la formation Tiahuanacu, constituant le substratum du flanc est du synclinal de Corque-Rosapata.

Ces terrains se retrouvent plus au Nord, le long de la bordure est du bassin Corque, au niveau d'un diapir qui traverse l'ensemble des séries tertiaires (Fig. 7). Au centre de l'anticlinal de Chacarilla, ils ont été dénommés F. Chacarilla, et ont fourni un âge à $48,9 \pm 0,5$ Ma (Table 1 n°95). Dans la région de Corocoro, ils sont définis sous le nom de F. Jalluma.

Les couches sus-jacents (Fig. 22-23/ col. 9) sont constituées par un ensemble de grès feldspathiques marron rouge à violet, alternant avec des couches de lutites marron sombre (base F. Tiahuanacu). Les faciès de grès chenalisés, friables, à grain grossier (formation Cayara) connus dans les autres domaines ne sont pas présents ici.

La succession (formation Tiahuanacu) se poursuit par
-des grès massifs à grain fin, en bancs de 1m, de teinte marron violet, intercalés avec des lutites de 0,3 à 0,5 m de puissance ;

-des grès feldspathiques et ferrugineux, en bancs de 1 m, intercalés avec des lutites; quelques bancs de grès présentent des stratifications entrecroisées ;

-des grès de couleur marron à rouge, très compacts, qui apparaissent bien dans le relief, qui sont suivis par des grès plus clairs, intercalés avec des lutites ;

-des grès marron rouge, intercalés avec des bancs de lutites marron clair à foncé, en couches de 0,2 à 0,4 m; quelques niveaux de grès tufacés sont présents.

Malgré quelques variations dans la lithologie, la formation Tiahuanacu présente un faciès de sédimentation de type fluvial distal, peu dynamique, comme le suggèrent la présence de stratifications entrecroisées et les bases peu érosives des grès. L'extension des bancs de grès indique un milieu de plaine d'inondation, avec de probables cours d'eau en tresse. La granulométrie est fine, seuls quelques clastes de granites rouges (d max=1cm) sont observables dans les bancs de grès les plus grossiers.

Comme dans le bassin oriental (cf § 2.2.1.c), le sommet de la formation Tiahuanacu est, ici aussi, constitué de faciès plus gréseux à nombreux clastes de granites rouges (Fig. 22-23/ col. 9) ; les intervalles argilo-pélitiques se réduisent au profit de bancs de grès à grain fin à moyen, toujours quartzo-feldspathiques, mais présentant quelques intercalations microconglomératiques, à clastes de roches essentiellement paléozoïques.

La formation Turco (300 m), dont le sommet affleure au dos de la faille de Turco sur le flanc ouest du synclinal de Corque Rosapata, se corrèle en sismique à la formation Tiahuanacu du flanc est du bassin (Fig. 12/ coupe 7). Les faciès de la formation Turco (Fig. 22-23/col. 10) sont légèrement plus grossiers que ceux de la formation Tiahuanacu. Ce sont des grès feldspathiques, à grain moyen à grossier, en bancs pouvant atteindre 3 m d'épaisseur, avec intercalations de niveaux argilo-pélitiques épais de

0,20 à 1 m, de teinte rouge à marron. Vers le sommet, les bancs gréseux se chargent en lentilles de conglomérats à clastes de granites rouges et de gneiss.

Au centre du synclinal de Corque, la formation Tiahuanacu est épaisse de 3500 m. Elle diminue d'épaisseur vers l'Ouest, où (formation Turco) elle mesure moins de 2000 m au dos de la faille de Turco.

Plus au Nord, à la latitude de San Andres, elle est épaisse de 3000 m au centre du synclinal de Nazacara, et de 2300 m dans le forage pétrolier de San Andres (Fig. 22/ col. 6).

En avant de la faille de Turco, au Sud de 18°S, les réflecteurs corrélés à la F. Turco disparaissent vers l'Ouest sous une surface d'érosion, et forment des toplaps concordants (Fig. 23).

Ils ne sont pas reconnus dans un forage pétrolier, situé au dos de la faille de Santa Lucia (18°30S) ; là le Tertiaire supérieur repose directement sur l'Ordovicien. En revanche, des réflecteurs formant un corps triangulaire apparaissent en avant de la faille de Santa Lucia, limités à l'Est par cette faille; ils se corrént à la formation Turco (Fig. 23). Vers l'Ouest, ils disparaissent sous une surface d'érosion par l'intermédiaire de toplaps.

Dans le synclinal de Tambillo, l'équivalent de la formation Potoco mesure en sismique 3000 m (Fig. 12/ coupe 9). Au niveau du pli de Salinas, il ne présente plus que 2700 m d'épaisseur.

3.2.2. *Syn-orogénique* (Fig. 9)

3.2.2.a *Unités d'âge oligocène-miocène inférieur*

Sur le flanc est du synclinal de Corque-Rosapata, la formation Coniri présente, comme dans le bassin oriental, des faciès de cônes alluviaux conglomératiques grossiers contenant essentiellement des clastes de roches paléozoïques (Fig. 22-23/ col.9). Elle surmonte sans discordance la formation Tiahuanacu. Cependant, à la différence des zones situées en bordure du système Coniri dans le bassin oriental, il n'y a pas d'éventails sédimentaires ni de discordances intraformationnelles ; de plus les corps conglomératiques sont moins développés. Un tuf situé 150 m au dessus de la base de la Formation Coniri, dans la branche sud de la Serrania de Chuquichambi, a été daté à 23 ± 0.8 Ma (Table 1, n°63). A cette même latitude, un horizon volcano-détritique, inclus dans les conglomérats de base de la formation, contient de nombreux fragments de basaltes [Kennan *et al.*, 1995] ; ils appartiennent au même épisode magmatique que les roches extrusives présentes sur la bordure ouest du bassin de Sevaruyo [Espinoza, 1995] dans la formation Tambillo 1.

La formation Coniri forme un ensemble grano-décroissant ; elle passe, vers le haut, au faciès alluvial distal (formation Kollu-Kollu) qui forme le cœur de l'anticlinal Chacarilla (Fig. 24/ col. 8 et 22-23/ col.9). A l'extrémité sud du bassin de Corque, les terrains oligocène supérieur-miocène inférieur n'affleurent pas, mais la formation Tambillo 1 a été rencontrée, sur une épaisseur de 1800 m, dans un forage pétrolier implanté sur l'anticlinal de Salinas, à la bordure ouest du bassin (Fig. 12/ coupe 9).

Elle présente les mêmes faciès que dans le bassin de Sevaruyo (cf § 2.2.2.a), bien que plus épaisse (2400 m), et l'horizon basaltique y est présent à 2000 m de profondeur. Des réflecteurs à forte amplitude sismique se corrént avec cet horizon, et dessinent un biseau vers l'Ouest (Fig. 12/ coupe 9), indiquant que l'épaisseur maximale se situe au pied de la faille de Chuquichambi, précisément là où la formation Tambillo 1 repose en concordance sur la formation Potoco (Éocène-Oligocène inférieur).

Sur le flanc ouest du synclinal de Corque, au dos de la faille de Turco, la formation Turco est surmontée en concordance par la formation Azurita (Fig. 22-23/ col. 10). En sismique, celle-ci apparaît comme la continuité de la formation Coniri du centre du synclinal (Fig. 12/ coupe 5 et 6). La formation Azurita forme un ensemble granocroissant puis granodécroissant.

Elle est constituée à sa base par des grès à grain moyen, contenant des clastes disséminés de grès quartzitiques, de granites et de gneiss, lesquels ont été datés à 647 Ma (Table 1, n°15). Elle évolue rapidement vers des bancs conglomératiques, gris à marrons, contenant de nombreux clastes de granites rouges et de gneiss de type granulitique ; le diamètre de ces clastes peut atteindre 60 cm. Des galets gréseux ont été datés à 34.1 Ma (Table 1, n°74). Les conglomérats montrent un mauvais classement, et la matrice est gréseuse à grain grossier. Au milieu de la formation, des coulées andésitiques à basaltiques, de teinte violette à marron, en partie remaniées, envahissent la sédimentation et constituent réellement la matrice des conglomérats.

Cet épisode est équivalent aux basaltes de la formation Tambillo 1 [Kennan *et al.*, 1995]. Plus haut, la formation Azurita est essentiellement volcano-détritique. Les corps conglomératiques deviennent moins épais vers le haut, et les clastes volcaniques y ont un diamètre moindre (3 à 5 cm maximum) ; ils sont intercalés avec des grès à grain fin, volcano-détritiques, de teinte rougeâtre. La formation Azurita se termine par 100 m de pélites rouge foncé, en couches de 3 m alternant avec des grès volcano-détritiques en lits de 10 à 20 cm. Elle caractérise un milieu de sédimentation, d'abord alluvial distal, à la transition avec la formation Turco sous-jacente, qui évolue ensuite vers une sédimentation proximale volcano-détritique.

La formation Azurita est surmontée par des termes grauwackeux verdâtres, qui constituent la formation Huyallapucara (Fig. 22/ col. 10). Celle-ci montre des grès à grain moyen à grossier, volcano-détritiques, avec des passées microconglomératiques ou conglomératiques contenant de nombreux clastes de quartz. Le haut de la formation présente de nombreuses passées argileuses rouges, très indurées, d'épaisseurs décimétriques (30 cm) dans lesquelles s'intercalent des termes greywackeux à grain moyen. Un tuf a fourni des âges à 18.9 ± 0.5 Ma (Table 1, n°73). Les âges à 15.4 ± 0.9 et 13.7 ± 2.9 (Table 1, n°65 et 66), attribués à la formation Huyallapucara [Kennan *et al.*, 1995], ne sont pas représentatifs de cette formation, car ils proviennent de la formation sus-jacente (Fig. 25) qui est discordante (cf § 3.2.2.b).

A l'affleurement, la transition entre les formations Azurita et Huyallapucara s'accompagne d'un changement de pendage perceptible (Fig. 26) ; les couches de la base de la formation Huayllapucara sont en effet moins pentées, dessinant un éventail sédimentaire ouvert vers l'Est, et partiellement érodé (toplaps en éventail). Cette géométrie est clairement imagée en sismique réflexion (Fig. 25), où l'on observe que les réflecteurs attribués à la F. Huyallapucara montrent des géométries de types toplaps en éventail (vers l'Ouest). Ces derniers définissent une surface d'érosion, recouverte par des terrains miocène moyen ; en revanche, vers le centre du bassin, cette surface n'est plus matérialisée ; les réflecteurs montrent un dispositif en offlap.

Au centre du synclinal de Corque, les formations Azurita et Huyallapucara mesurent entre 2500 et 2800m.

Entre les failles de Turco et de Santa Lucia, elles disparaissent sous une surface d'érosion, marquée par la présence au sommet de toplaps en éventail (Fig. 24). En avant de la faille de Santa Lucia, des réflecteurs, attribués par corrélation sismique aux formations Azurita et Huyallapucara, dessinent un éventail sédimentaire ouvert vers l'Est (Fig. 24). Ils définissent un corps triangulaire, dont le maximum d'épaisseur se situe au pied de la faille de Santa Lucia. A la base, il y a concordance sur des réflecteurs attribués à la formation Turco ; vers l'Ouest en revanche, ils forment un dispositif transgressif en onlaps sur une surface d'érosion (Fig. 12/ coupe 7).

Au sommet, ils montrent, en direction de la faille de Villa Flor-San Andres, une surface d'érosion caractérisée grâce à des toplaps en éventails, qui est remplacée par un dispositif en offlaps en direction de la faille de Santa Lucia (Fig. 24). L'épaisseur des formations Azurita et Huyallapucara augmente du Nord au Sud, à l'Ouest de la faille de Santa Lucia (Fig. 12/ coupe 7 et 8) ; elle peut atteindre 2800 m.

Au Nord du 17°30'S, les terrains oligocène supérieur-miocène inférieur (Fig. 22-23/col.6) (Formations Coniri et San Andres 1 à 5) affleurent sur la bordure ouest du bassin Corque, dans la Serrania de San Andres (Fig. 7). La formation Coniri y est constituée par des grès rouges, à grain moyen à grossier, à matrice argileuse ; les lits gréseux montrent des stratifications grossières et entrecroisées à lentilles conglomératiques, contenant essentiellement des clastes de granites rouges. Elle affleure au centre de la structure de San Andres, et a été rencontrée dans un forage pétrolier, en concordance sur la formation Tiahuanacu.

Elle est surmontée par les membres 1 et 2 de la formation San Andres (YPFB), qui est constituée par une alternance de grès rouge sombre à lentilles conglomératiques, contenant des clastes arrondis de roches volcaniques et quelques éléments de granites rouges (San Andres 1). Ils sont surmontés par deux fines passées de laves basaltique verdâtres, intercalées dans des niveaux gréseux qui les remanient (San Andres 2).

Le membre San Andres 3 correspond à 150 m de grès calcaréo-argileux et de calcaires rosés, à silicifications noires intercalés avec des niveaux argileux rouges, épais de 20 m, et qui montrent quelques passées de gypse.

Les termes les plus grossiers contiennent des microconglomérats volcano-détritiques et des grès tufacés à grain grossier. Un niveau de tuf du membre San Andres 3 a fourni un âge à $20,2 \pm 0,4$ Ma (Table 1, n°90).

Le membre San Andres 4 est constitué de passées argilo-pélitiques et grés-tufacées, qui diffèrent de ceux du membre 3 par l'absence de couches calcaires et de niveaux grossiers ; vers le haut il passe à 200 m d'argiles et de pélites rosées à rouges (San Andres 5), contenant des lits évaporitiques épais de 1 m au maximum et de nombreuses lentilles de tufs remaniés.

Sur le flanc ouest du synclinal de Nazacara, au dos de la faille de San Andres, les formations Coniri et San Andres 1 à 5 mesurent 800 m d'épaisseur, et sont surmontées par une surface d'érosion, peu marquée en surface, mais bien mise en évidence en sismique par la présence de toplaps.

3.2.2.b Unités du Miocène moyen

Sur la bordure nord-est du bassin Corque, ces terrains sont connus sous le nom de formation Pisaqueri. A l'Ouest du Cerro Chilla, ils reposent en discordance érosive sur les formations oligo-miocène inférieur (Ballivian/Kollu Kollu). Ils sont constitués d'épais niveaux de grès argilo-sableux à passées conglomératiques, pouvant atteindre 3 m et qui contiennent des clastes émoussés de Paléozoïque ($D < 2$ cm) et de roches pyroclastiques ou volcaniques, ainsi que des éléments provenant du remaniement des dépôts tertiaires sous-jacents (nombreux clastes d'argiles et grès rouges). Des passées plus limoneuses sont riches en oxydes de fer. Certains niveaux conglomératiques montrent des figures de haute énergie (type turbiditique) et des cheaux à bases très érosives.

La base de la formation est essentiellement représentée par des corps conglomératiques ; plus haut ceux-ci se réduisent à des crachées, voire à des galets très épars, dans une matrice sableuse (matrix supported). Cette formation a fourni un âge à $15,6 \pm 0,6$ Ma (Table 1, n° 97).

Dans la région de Corocoro, le long de la faille de Chuquichambi, les mêmes niveaux grés-conglomératiques définissent la base de la formation Caquiaviri qui forme le flanc est du synclinal de Corque. Elle repose en discordance angulaire sur la formation Ballivian (Fig. 27). La surface de discordance est marquée par la présence d'une cuirasse d'altération ferrique [trace d'un paléosol, Lavenu, 1986]

Les galets de volcanites et d'intrusifs, présents en très grand nombre dans les conglomérats de base, montrent de grandes similitudes [Cherroni, 1974] avec les roches constituant les stocks de Comanche et de Miriquiri tout proches, qui sont datés à 14.6 et 16.7 Ma (Table 1, n° 18).

Dans le détail, la surface de discordance disparaît vers l'Ouest au sein d'un éventail sédimentaire développé dans les bancs gréseux ; au sein de cet éventail, s'observe le passage entre les couches verticalisées de la formation Ballivian et les couches moins pentées vers l'Ouest de la formation Caquiaviri (Fig.27).

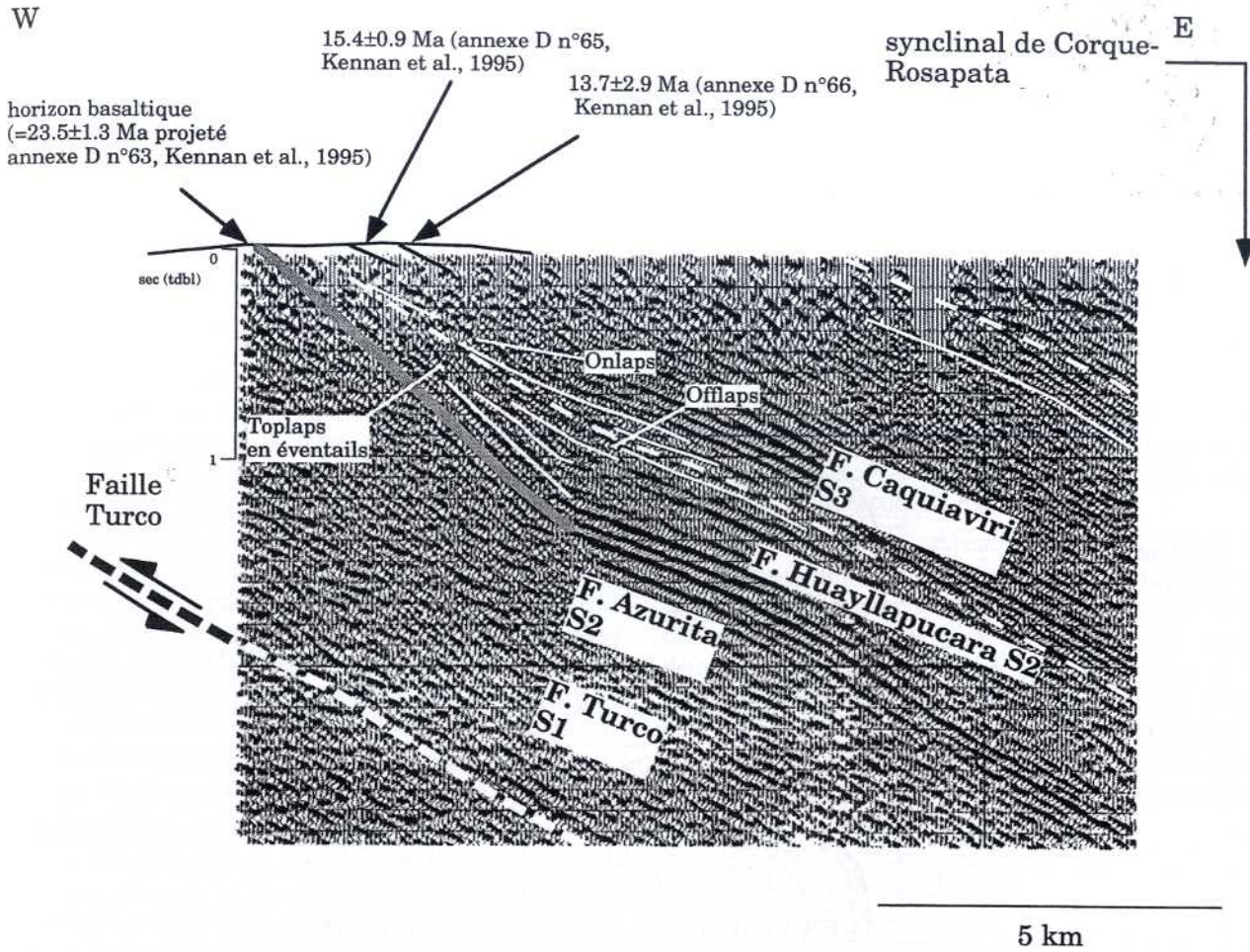


FIG. 25- Eventail sédimentaire (progradation) au sein de la formation Huayllapucara et discordance de la formation Caquiaviri sur le flanc ouest du synclinal de Corque-Rosapata (sismique réflexion YPFB).



FIG. 26- Discordance de la formation Mauri 6 (S 5) sur le flanc ouest du synclinal de Corque. Les toplaps en éventail dans les terrains oligo-miocène témoignent de la progradation de la sédimentation vers le centre du bassin Corque pendant S 2.

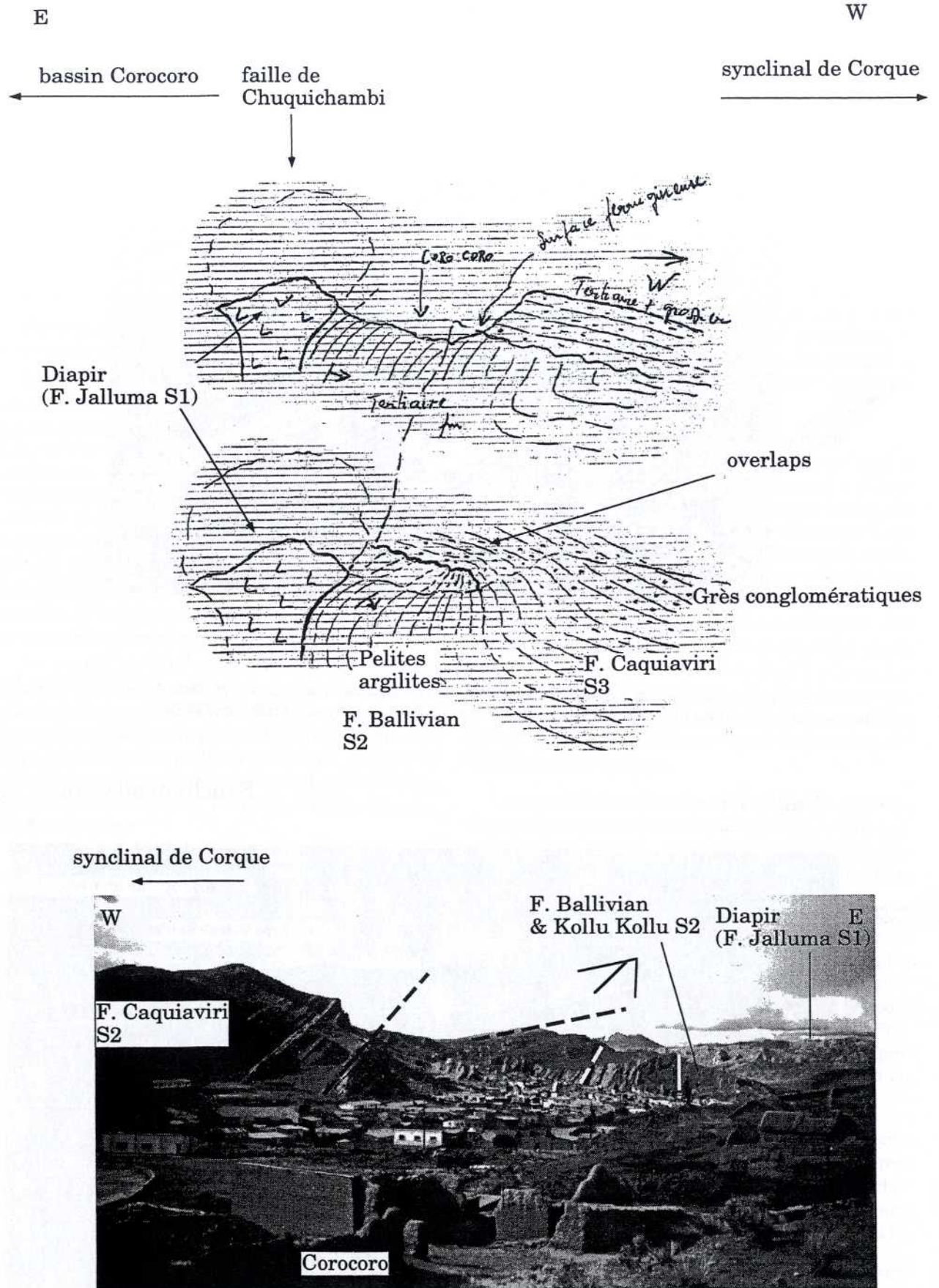


Fig. 27- Discordances progressives au passage formation Ballivian (Oligocène sup- Miocène inf.) et Caquiaviri (Miocène moyen sur le flanc d'un diapir d'évaporites le long de la faille de Chuquichambi.

La formation Ballivian est déformée par un diapir d'évaporites (F. Jalluma, Eocène) au niveau de la faille de Chuquichambi ; celui-ci est en partie recouvert par les overlaps de la Formation Caquiaviri.

L'éventail sédimentaire observé à la base des unités miocène inférieur n'est plus visible en sismique, sur le flanc est du synclinal de Corque, ni en son centre (Fig. 12/coupe 4).

Sur les hauteurs de la Serrania de Caquiaviri, à l'extrémité nord du synclinal de Corque, des faciès fins argilo-pélitiques rouge sombre sont surmontés par les conglomérats que l'on observe à la base de la Formation Caquiaviri à Corocoro. L'ensemble a été regroupé sous le terme de formation Caquiaviri. Les bancs de conglomérats passent rapidement vers le haut à des faciès essentiellement gréseux à stratifications entrecroisées. Une étude cartographique détaillée montre une variation de l'azimut et du pendage des couches (Fig. 28). Les conglomérats recourent en biseau, vers l'WSW, les niveaux fins, et sont à leur tour recoupés en biseau dans la même direction par les bancs de grès sus-jacents. Bien que cet éventail sédimentaire soit difficile à mettre en évidence, à cause du faible pendage des couches vers le SW, il constitue la prolongation vers le Nord de celui qui est présent entre les formations Ballivian et Caquiaviri à Corocoro. C'est pourquoi nous attribuons les termes fins cartographiés comme formation Caquiaviri à la formation Ballivian (Fig. 28).

Vers le Sud, tout au long du flanc est du synclinal de Corque, la base de la Formation Caquiaviri est concordante sur la Formation Coniri ou sur la Formation Kollu Kollu (Fig. 12/coupe 4 à 6). Elle est marquée seulement par un brutal changement de faciès (Fig. 23/col.8 et 22/col.9), correspondant à l'apparition de bancs de grès grossiers à stratifications entrecroisées et à lentilles de conglomérats (clasts supported), riches en clastes de Paléozoïque et de Tertiaire. Ces niveaux indiquent une sédimentation fluviale, proximale à intermédiaire, de haute énergie.

Vers le haut, les passées conglomératiques disparaissent et cèdent la place à des lits argilo-pélitiques, où les bancs de grès argileux sont moins puissants et moins grossiers (Fig. 23/col.8 et 22/col.9). La formation Caquiaviri passe en continuité à la Formation Rosapata, constituée de limons et argiles, localement évaporitiques. La formation Caquiaviri a été datée ici (à mi-hauteur) à 12.2 ± 0.6 Ma (Table 1, n° 82) ; elle contient vers le haut, le tuf repère Ulloma, daté dans le synclinal de Corque entre 10 et 11 Ma (Table 1, n° 48 et 49). La formation Rosapata correspond à une sédimentation de type fluviale distal à lacustre. Elle est couronnée par le tuf Callapa, daté aux alentours de 9 Ma (Table 1, n° 7, 8 et 50), qui cependant ne constitue pas le haut de la formation Rosapata, comme on peut l'observer plus au Sud, où il appartient à la formation conglomératique sus-jacente (Fig. 22/col. 9).

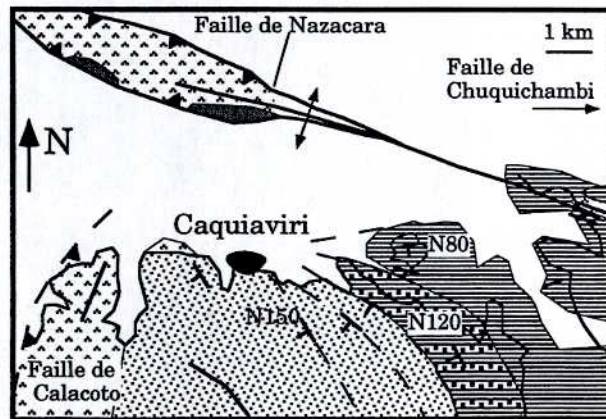
Les épaisseurs des formations Caquiaviri et Rosapata sont constantes sur le flanc oriental (4500/5000 m) et au centre du bassin de Corque ; en revanche elle diminuent vers l'Ouest Fig. 12/ coupe 5).

Sur le flanc Ouest du synclinal de Corque, dans la région de Turco, la formation volcano-détritique

Huyallapucara est surmontée par la formation terrigène Caquiaviri. Des alternances de pélites rouges (1.50 m) et de grès gris (40 cm), à grain moyen à fin, avec de rares clastes épars de taille inférieure à 1 cm (Fig. 22/col. 10), constituent la base de la formation Caquiaviri (carte YPFB). Elles recouvrent en pseudo-concordance les niveaux volcano-détritiques du sommet de la formation Huyallapucara. Ces niveaux correspondent à ceux datés plus au Sud à 15.4 ± 0.9 et 13.7 ± 2.9 Ma (table 1 n° 65 et 66). Sur les profils sismiques, ils recouvrent en onlaps vers l'Ouest une surface d'érosion installée sur l'Oligo-Miocène inférieur (Huyallapucara) (Fig. 25).

Vers le haut, les grès disparaissent rapidement, laissant place à des niveaux évaporitiques et tufacés en alternance avec les passées argilo-pélitiques (formation Rosapata) (Fig. 22/col. 10), en partie érodés sous le Pliocène.

Dans la région de Curahuara de Carangas, les unités miocène moyen du flanc ouest du synclinal sont mieux exposées ; elles mesurent 2500 m d'épaisseur. Les coeurs des anticlinaux (Fig. 12/ coupe 5 et 6), formant la bande déformée de Curahuara, laissent apparaître la base de la formation Caquiaviri qui présente un faciès moins détritique, légèrement évaporitique (Fig. 22/ col. 11). Dans le haut de la formation Rosapata, au dessous du tuf Callapa, apparaissent des bancs de grès à passées conglomératiques volcano-détritiques (Fig. 22/ col. 11).



▲ Azimut et pendage des couches

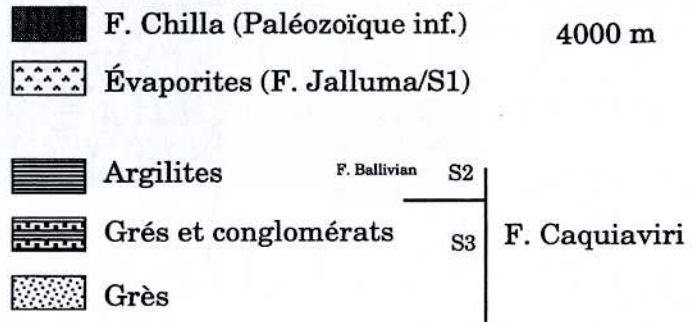


FIG. 28— Discordances progressives cartographiques au passage F.Caquiaviri/ F. Ballivian

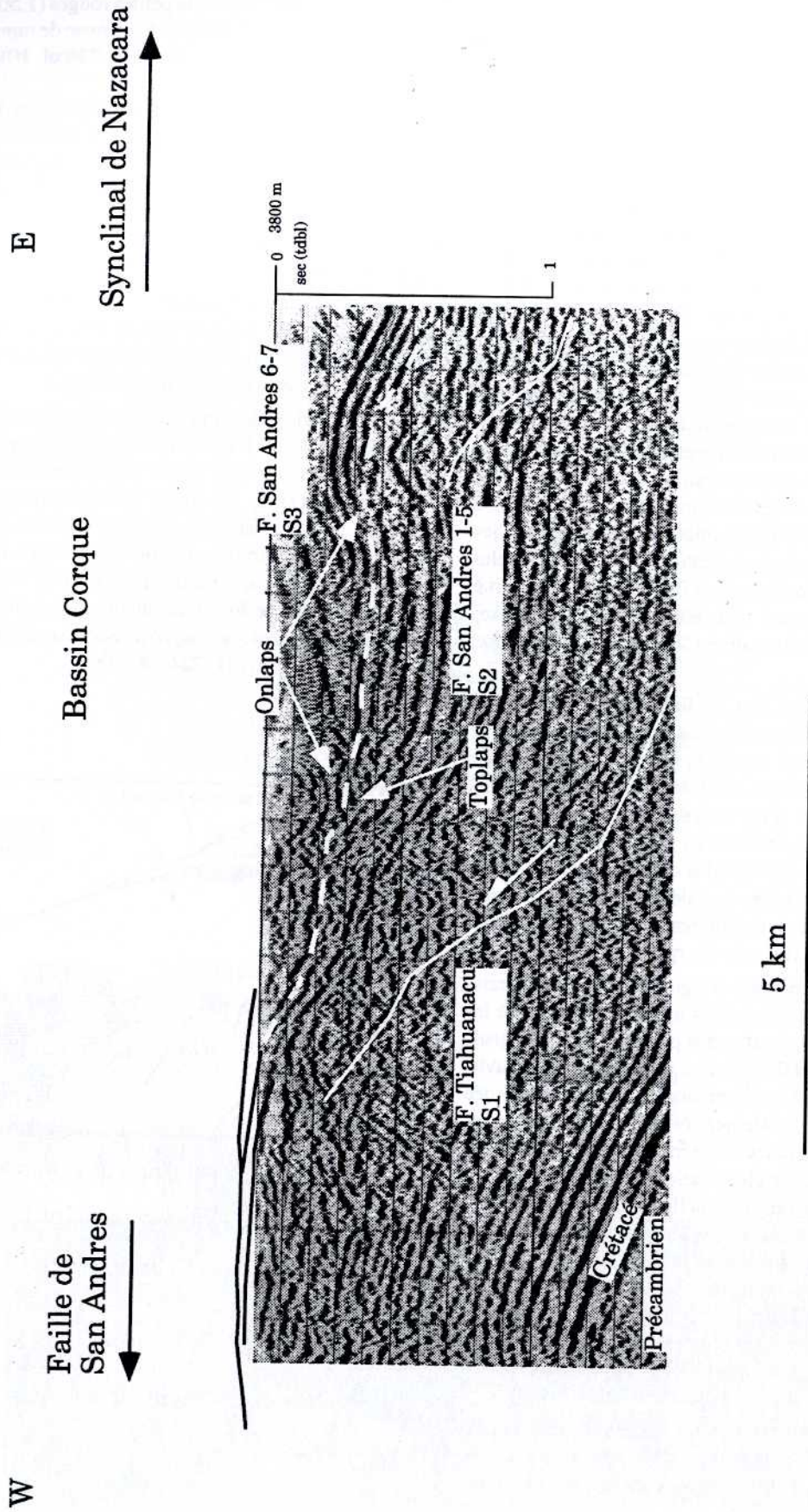


FIG. 29— Discordance de la formation San Andres 6 (S 3) sur la formation San Andres 1-5 (S 2) au dos de la structure de San Andres (bordure W du bassin Corque, 17°S ; sismique réflexion YPFB).

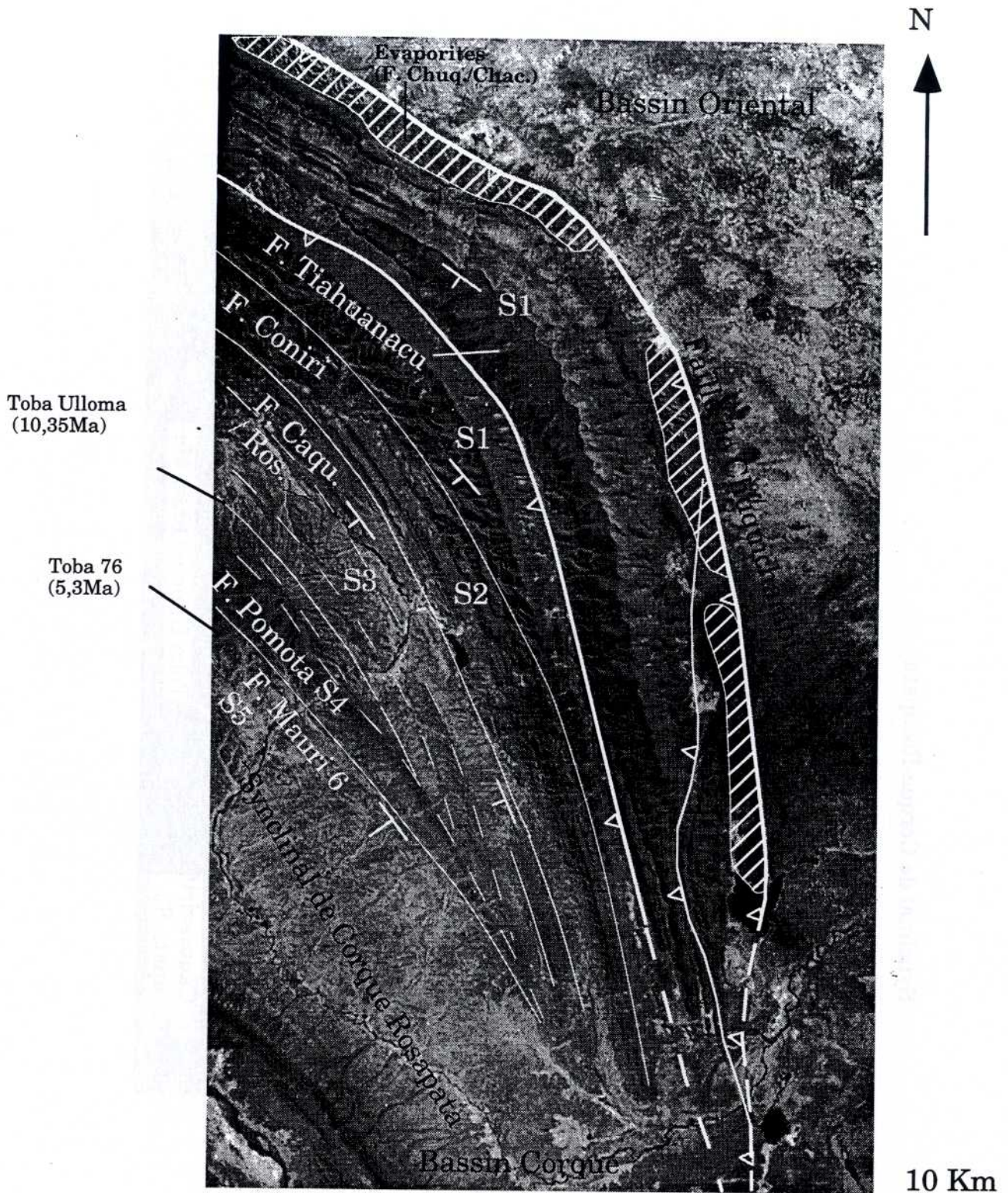


FIG. 31– Discordances progressives au sein de la formation Pomota (S4) : flanc est du synclinal de Corque, extrémité sud.
Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 38

En avant de la faille de Turco, au Sud de 18°S, les réflecteurs corrélés aux formations Caquiaviri et Rosapata forment un biseau vers l'Ouest (Fig. 24). Au pied de la faille de Turco, ils recouvrent avec des géométries en onlaps en éventail la surface d'érosion installée au sommet des terrains oligo-miocène inférieur (Fig. 12/ coupes 3 à 6) et, vers l'Ouest, au revers de la faille de Santa Lucia, des terrains plus anciens. En avant de la faille Santa Lucia, l'ensemble formation Caquiaviri-Rosapata est plus épais et forme un biseau sédimentaire également tourné vers l'Ouest. Au mur de la faille, cet ensemble est concordant sur les terrains oligocène supérieur-miocène inférieur (Fig. 12/ coupe 7 et Fig. 24).

Dans les parties nord ouest du bassin Corque, les unités miocène moyen affleurent au revers de la faille de San Andres (Fig. 7). Elles constituent le membre San Andres 6, volcano-détritique qui affleure largement au Sud de la structure de San Andres ; il s'agit de 500 m de conglomérats vert clair et de grès tufacés à grain grossier, contenant des clastes arrondis de volcanites, dont le diamètre maximum peut atteindre 30 cm. Les grès et conglomérats mal triés alternent avec de minces passées argilo-pélitiques rosées (Fig. 23/ col. 6). Cet ensemble détritique est surmonté par un niveau repère d'argilite bordeaux foncé, puis par des couches de sel gemme, pouvant atteindre 10 m d'épaisseur, intercalées avec des argiles rosées à jaunâtres (San Andres 7).

Au Nord de la structure de San Andres, le membre San Andres 6 est peu épais (<100 m) et moins grossier. Il montre, au dessus des niveaux fins à évaporites du membre San Andres 5, des marnes calcaires blanchâtres contenant de fins niveaux de grès sableux bleutés à grain fin et de tuf remaniés. Ces tufs ont fourni un âge à 16,7 ± 0,8 Ma (Table 1, n° 97).

Compte tenu de l'orientation des plis constituant la structure de San Andres, le changement d'épaisseur du membre San Andres 6 représente un biseau sédimentaire vers le NW. Sur les profils sismiques du flanc ouest du synclinal de Nazacara, la base du membre San Andres 6 est caractérisée par des onlaps vers l'Ouest, au dessus d'une surface d'érosion installée sur les terrains oligocène supérieur-miocène inférieur (Fig. 29).

A l'extrémité sud du bassin Corque, la formation Tambillo 2 n'affleure que localement. En sismique elle forme un corps sédimentaire très épais au pied de la faille de Chuquichambi (2500 m), et qui diminue d'épaisseur vers l'Ouest ; elle n'est plus que de 1500 m en avant du pli de Salinas (Fig. 12/ coupe 9).

3.2.2.c. Unités miocène supérieur

Ces unités sont connues sous des appellations variées : formation Pomota et Quehua.

Sur le flanc est du synclinal de Corque, il s'agit de la formation Pomota. Celle-ci est conglomératique ; la matrice est sableuse à argileuse peu indurée (matrix supported), et les galets sont essentiellement constitués de Paléozoïque (Fig. 23/ col.7 et 8 et 22/col. 9). Vers le haut, apparaissent des galets de roches volcaniques.

Dans la partie nord du synclinal, la base de la formation Pomota se situe au dessus du tuf repère Callapa (9 Ma), et est en concordance sur la formation Rosapata (Fig. 23/ col.7 et 8).

En revanche, vers le Sud, les faciès conglomératiques de la formation Pomota apparaissent à des niveaux stratigraphiquement inférieurs au tuf Callapa (Fig. 22/ col.9), mais toujours supérieurs au tuf Ulloma (10 Ma). De plus, à la latitude de Corque, les termes supérieurs de la formation Pomota forment un biseau progressif sur les formations Rosapata et Caquiaviri pentées vers l'Ouest (Fig. 30). En sismique, les discordances progressives, qui forment cet éventail sédimentaire ouvert vers l'Ouest, sont clairement illustrées (Fig. 31).

Dans le détail, l'agencement géométrique des niveaux qui le composent montre de bas en haut des toplaps en éventail qui définissent à leur sommet une surface d'érosion sur le flanc est du synclinal. Celle-ci disparaît vers le centre du synclinal, et le dispositif géométrique montre des offlaps surmontés de onlaps en éventail qui recouvrent vers l'Est la surface d'érosion ; ils passent vers le haut à des overlaps qui forment, plus à l'Est, un dispositif transgressif fossilisant les toplaps concordants des couches supérieures du Miocène moyen (formations Caquiaviri-Rosapata).

Sur le flanc ouest du synclinal de Corque, la formation Pomota présente un faciès plus volcano-détritique. Elle se compose de grès et conglomérats riches en clastes de roches volcaniques et de granites rouges (Fig. 22/ col. 11). A la latitude de Turco, la taille des galets volcaniques et leur émoussé peu important indiquent un probable remaniement des formations volcano-détritiques sous-jacentes (Azurita et Huayllapucara) présentes à l'affleurement quelques km plus à l'Ouest au dos de la faille de Turco.

Le dispositif en discordances progressives est partiellement observable, tout au long de la bande plissée de Curahuara, c'est à dire entre 17°45'S et 18°20'S, sur la largeur du flanc ouest du synclinal de Corque ; en particulier les toplaps en éventail développés dans les bancs de grès et de conglomérats de la base de la formation Pomota sont reconnaissables (Fig. 32).

En un seul site nous avons pu observer dans la formation Pomota des niveaux en toplaps en éventail recouverts par d'autres niveaux en onlaps en éventail (Fig. 22/ col. 10'). Ceux ci ont fourni un âge à 7,0 ± 0,2 Ma (Table 1, n° 87) ; ils sont souvent en partie érodés et recouverts en discordance par le Pliocène.

En revanche, les niveaux fins de la formation Rosapata qui s'enrichissent en sédiments grossiers au dessus du tuf repère Callapa (Fig. 22/ col. 11) ne sont jamais intégrés à l'éventail sédimentaire et montrent toujours des tronçures de type toplap concordant (Fig. 32).

Les niveaux en overlaps concordants n'appartiennent jamais à la formation Pomota mais toujours au Pliocène inférieur ; ce qui explique que ces éventails sédimentaires n'aient jusqu'ici jamais été reconnus [Lavenue et Mercier, 1991]. Ces dispositifs sont déformés et/ou replissés pos-

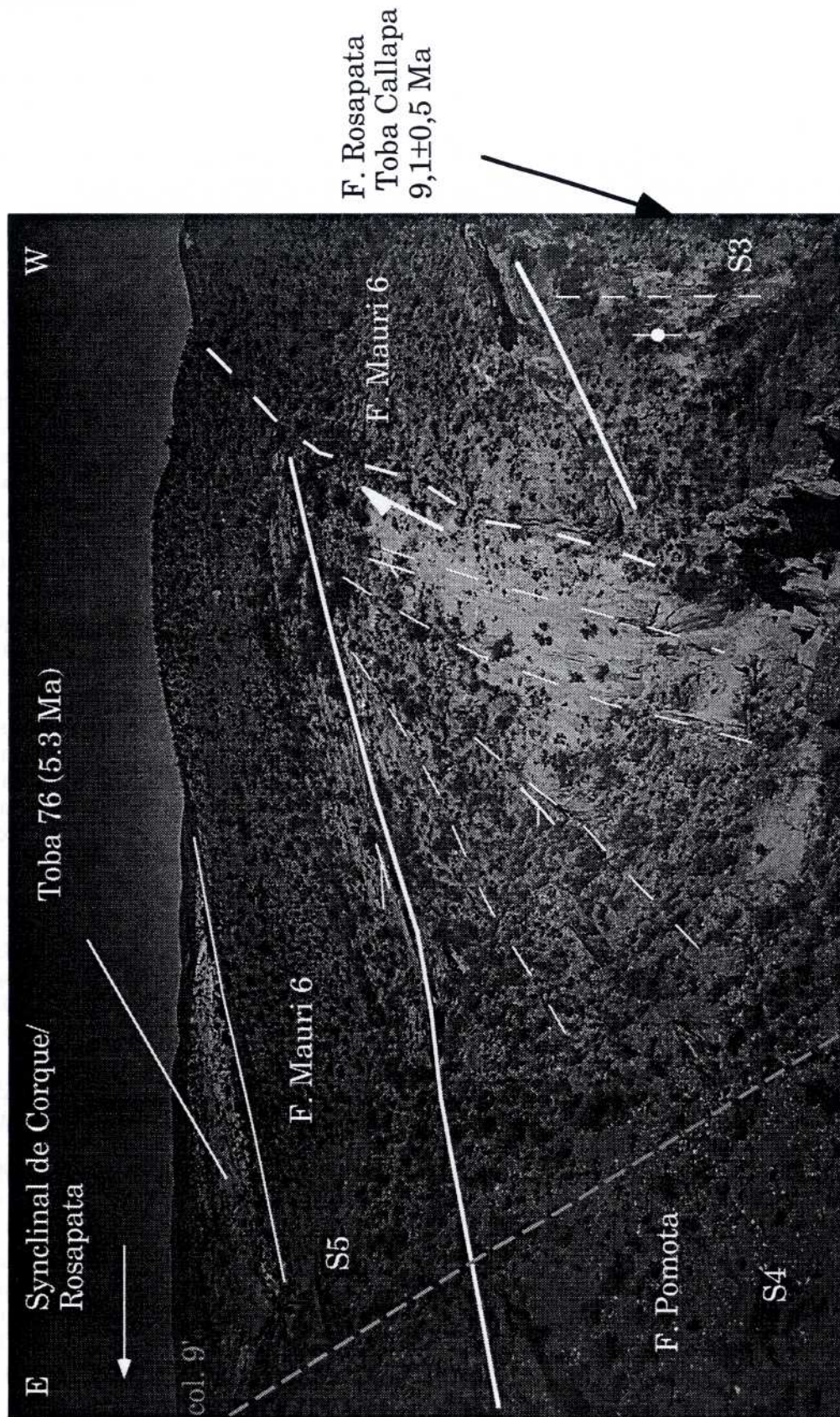


FIG. 32– Discordances progressives au sein de la formation Pomota (S 4) et discordance de la formation Mauri 6 (S 5) ; bordure ouest du synclinal de Corque.

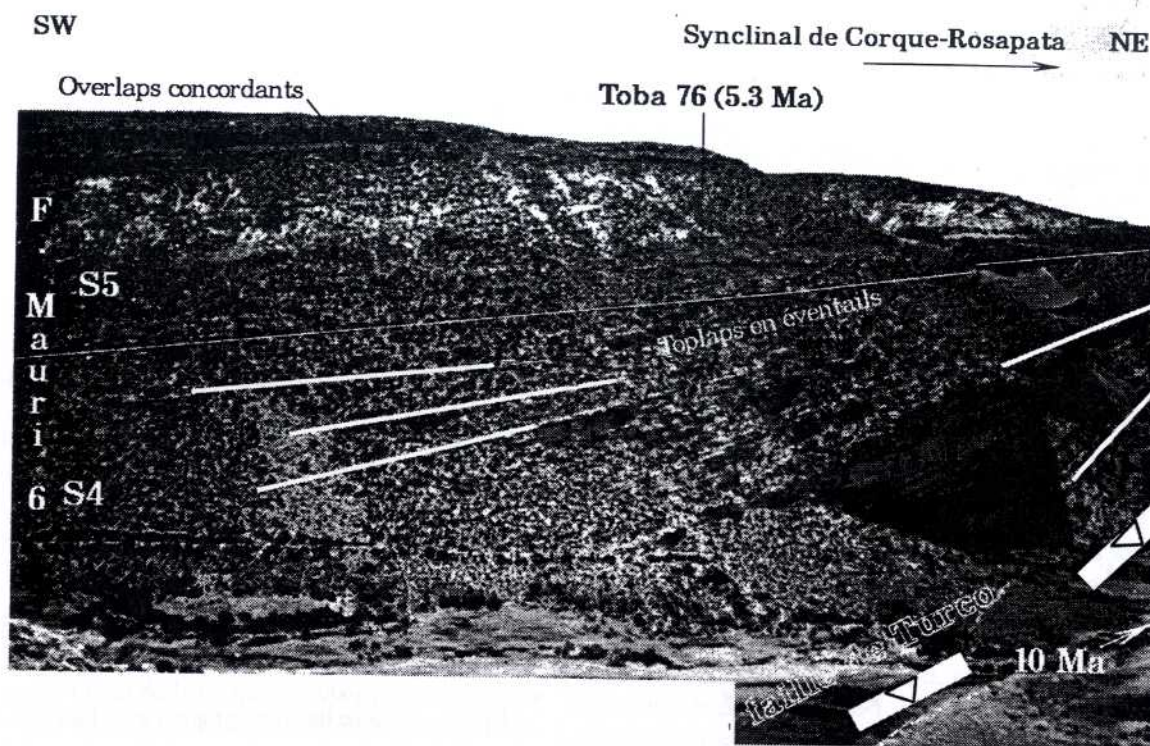


FIG. 33—Discordances progressives au sein de la F. Mauri 6 en avant de la faille de Turco (bordure ouest du bassin de Corque).

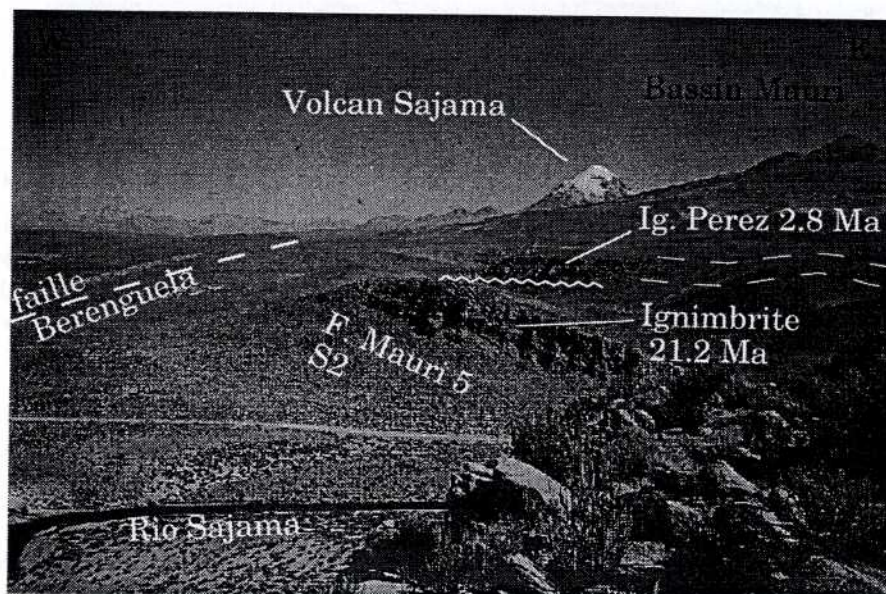
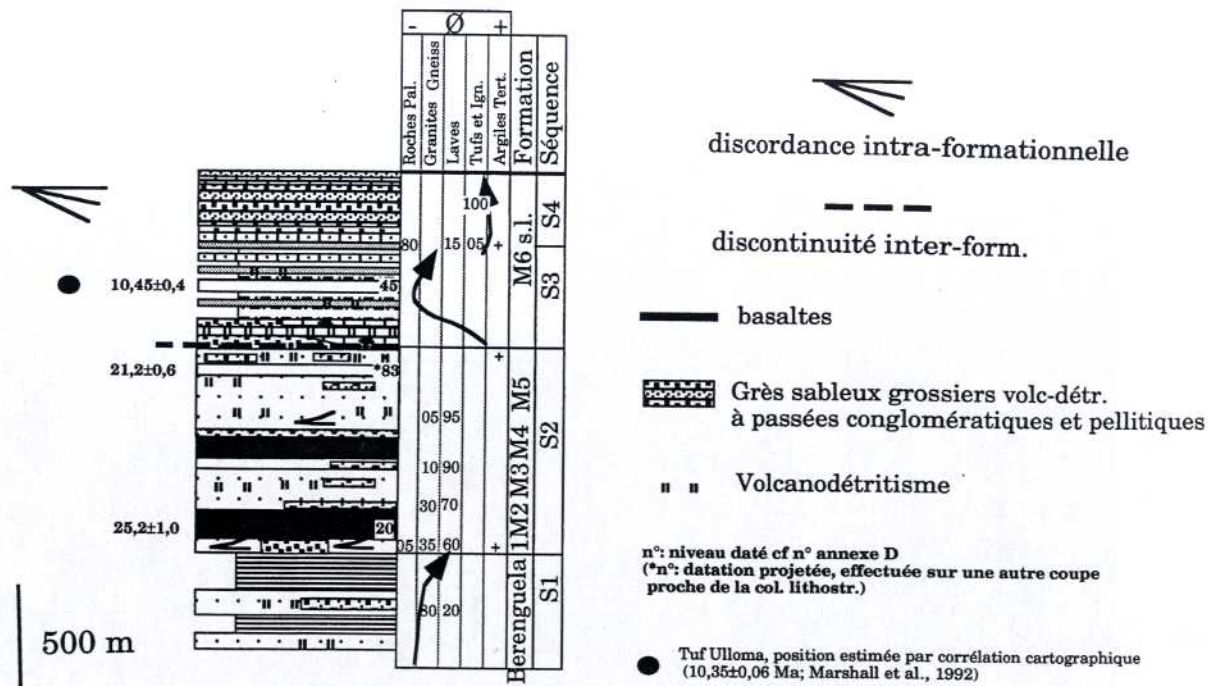


FIG. 34—Bordure ouest du bassin Mauri (nord de la plaine de Coipasa).



Col. 12

Fig. 35- Colonne lithostratigraphique du bassin Mauri.

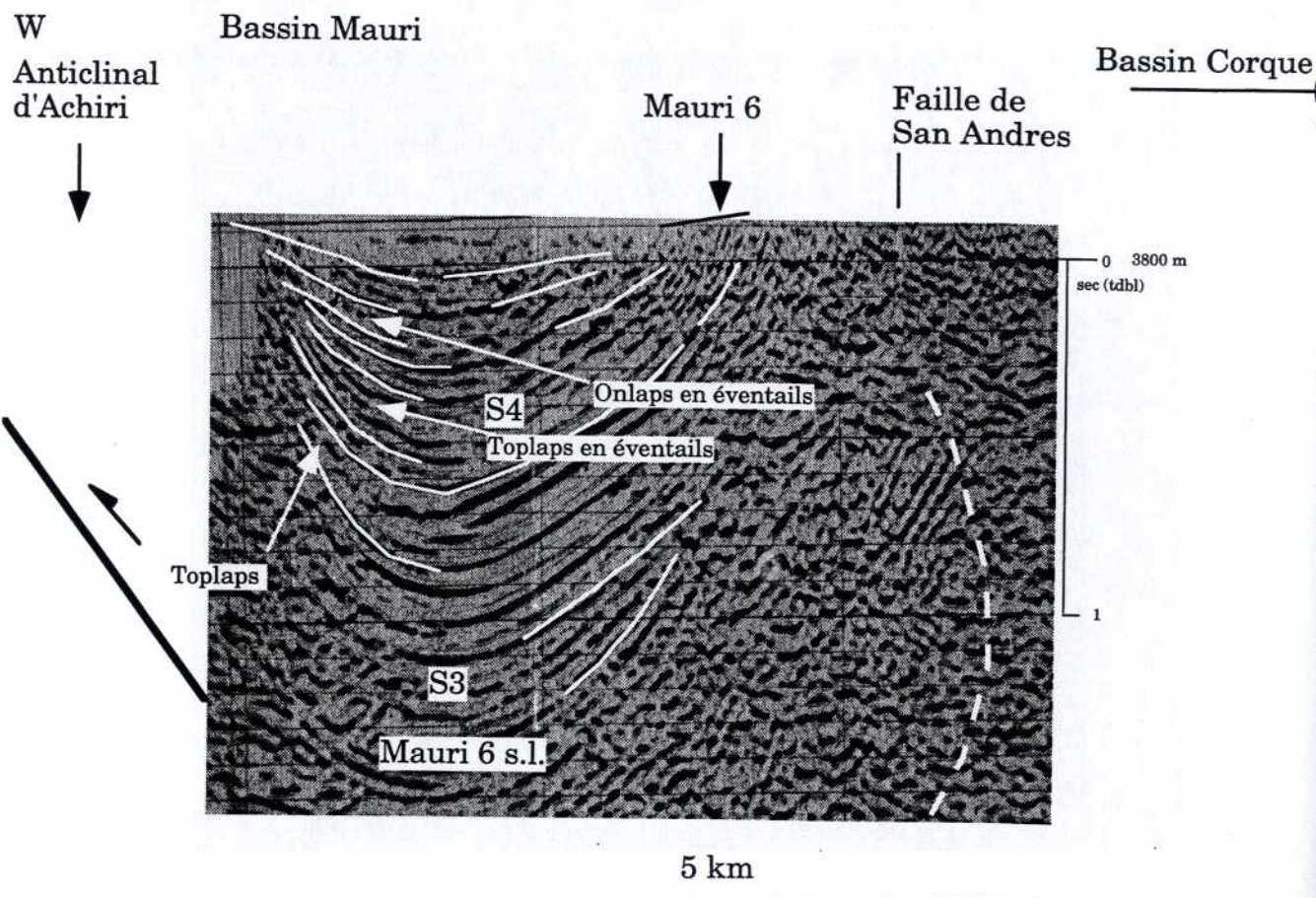


Fig. 36- Discordances progressives de la formation Mauri 6 (s.l.) sur le flanc est de l'anticlinal d'Achiri en avant de la faille de San Andres

térieurement à leur formation, le plus souvent grâce à des glissements banc sur banc (Fig. 32).

Au Nord de 17°45'S et au Sud de 18°20'S, le flanc ouest du synclinal de Corque est en fait un monoclinial ; les déformations plicatives sont limitées aux abords immédiats de la faille de Turco, et le dispositif en discordances progressives de la formation Pomota n'apparaît qu'à la bordure ouest du synclinal (Fig. 24), où il constitue des éventails sédimentaires complets.

L'épaisseur de la formation Pomota varie de 400 m au Nord à 800 m au Sud. Elle n'est pas connue au Nord du 17°30'S.

En avant de la faille de Turco et sur le flanc ouest de la structure la plus occidentale de la bande plissée de Curahuara, se développent des discordances progressives dans des niveaux de sables et de grès bleutés volcano-détritiques qui constituent des éventails ouverts vers l'Ouest (Fig. 33). Ils surmontent en concordance la formation Rosapata, fortement pentée vers l'Ouest, et constituent la base de la formation Mauri 6. La transition entre formations Rosapata et Mauri 6 est caractérisée par une augmentation progressive de la granulométrie au dessus du tuf Ulloma (10 Ma). La position de ces discordances progressives suggère que la base de la formation Mauri 6 est peut être un équivalent de la formation Pomota. Il est à noter que le faciès de la formation Mauri 6 est ici moins grossier que celui de la formation Pomota, et en particulier qu'il n'y a pas de gros galets de roches volcaniques. Ceci s'explique par le fait que les formations Azurita et Huayllapucara n'affleurent, la faille de Turco n'émergeant pas.

Les discordances progressives, situées en avant de la bande déformée de Curahuara et de la faille de Turco, sont visibles en sismique (Fig. 24). Elles se matérialisent au niveau de corps sédimentaire d'une épaisseur de 300 m qui montrent des dispositifs de toplaps en éventail au mur de la faille de Turco et d'onlaps en éventail vers l'Ouest (Fig. 24). A l'aplomb de la faille de Santa Lucia, leur épaisseur est moindre mais en avant de celle-ci, ils décrivent à nouveau le même type de dispositif que celui imagé au mur de la faille de Turco (Fig. 24).

Dans le Nord Est du bassin Corque, les unités détritiques miocène supérieur ne sont pas connues ; toutefois, le membre San Andres 5, apparaît dans un petit anticlinal localisé sur le flanc ouest du synclinal de Nazacara ; il est recouvert en discordance par des sables beiges conglomératiques volcano-détritiques pentés vers l'Est à 40°. Ceux-ci ne mesurent que quelques décimètres et contiennent un niveau ignimbritique daté à $9,1 \pm 0,4$ Ma (Table 1, n° 53).

Dans la partie sud du bassin Corque, des réflecteurs dessinent sur les profils sismiques des discordances progressives de part et d'autre de l'anticlinal de Salinas de Garci Mendoza (Fig. 12/ coupe 9). A l'Ouest, ils constituent un ensemble épais de 500 m, caractérisé par des toplaps en éventail en avant du pli ; ils manquent au sommet de l'anticlinal, dans le forage pétrolier de Salinas (YPFB), où la formation Tambillo est directement recouverte par du Pliocène.

A l'Est, ils constituent un corps sédimentaire de 1000 m d'épaisseur, qui surmonte en onlaps en éventail une surface d'érosion définie au sommet de toplaps concordants de la formation Tambillo 2. La surface d'érosion disparaît vers le centre du synclinal de Salinas et passe à un dispositif en offlap (Fig. 12/ coupe 9). Vers le haut, au revers du pli de Salinas, des toplaps en éventail marquent le sommet de cet ensemble. Par comparaison avec les éventails sédimentaires développés à la base de la formation Quehua sur la bordure occidentale du bassin Poopo, à la même latitude, (cf § 2.2.c) nous attribuons, à cette formation, les réflecteurs qui présentent ces éventails sédimentaires.

3.2.2.d. Unités pliocènes

Dans les parties nord du bassin de Corque, les terrains pliocène inférieur appartiennent à la formation Mauri 6 ; celle-ci n'existe qu'au Sud du 17°30'S (Fig. 7). Au Sud du Rio Desaguadero, elle occupe le centre du synclinal de Corque-Rosapata (Fig. 22/ coupe 4 à 7). Elle montre des sédiments volcano-détritiques composés de grès sableux marrons à gris, conglomératiques à la base, avec des passées terrigènes limoneuses rouges et de nombreux niveaux de tufs remaniés (Fig. 23/ col. 7, 8 et 22/ col. 9, 10' et 11). A sa base existe un épais niveau de tuf (Toba 76), daté aux alentours de 5.4 Ma (table 1, n° 3, 5, 52, 54, 55, 64), qui constitue un repère sur l'ensemble de l'Altiplano. Au centre du synclinal de Corque, la base de la formation Mauri 6 est concordante sur la formation Pomota. Elle mesure entre 400 et 600 m d'épaisseur. Elle recouvre en overlaps concordants l'éventail sédimentaire développé dans la formation Pomota (Fig. 30 et 31) et, plus à l'Est, la surface d'érosion installée sur les sédiments éocènes à miocène moyen du flanc est du synclinal de Corque (Fig. 24).

Sur le flanc ouest du synclinal de Corque, elle est discordante sur les terrains déformés de la bande plissée de Curahuara ; elle est elle-même légèrement déformée [Lavenu et Mercier, 1991], et donc seulement partiellement conservée (épaisseur < 100 m). A la latitude de Turco, elle est légèrement pentée vers l'Est ; elle recouvre en discordance les formations éocènes à miocène moyen plus fortement pentées (Fig. 26). A cette même latitude, elle forme un anticlinal à l'extrémité de la faille de Turco.

A la latitude de Curahuara, elle est discordante sur les structures anticlinales, ainsi qu'au centre des synclinaux, où la formation Pomota (Miocène supérieur) n'est jamais préservée dans son intégralité (Fig. 22/ col. 10). Dans le détail, les termes de base de la formation Mauri 6 forment des overlaps concordants sur les toplaps en éventail de la formation Pomota, ou sur les toplaps concordants des séries antérieures (Fig. 32).

A l'échelle de l'affleurement, nous avons parfois observé des dispositifs en onlaps concordants indiquant que la formation Mauri 6 s'est installée sur une paléo-topographie locale, bien que toujours peu marquée. La formation Mauri 6 n'est concordante sur les niveaux supérieurs de l'éventail sédimentaire de la formation Pomota (Miocène sup.) que sur la bordure ouest du centre du synclinal de Corque (Fig. 24).

En avant de la faille de Turco, l'éventail de base de la Formation Mauri 6 est surmonté par le tuf «Toba 76» (Fig. 33). Au dessus de celui-ci les bancs sont parallèles sans variations d'épaisseur notable (overlaps concordants) et montrent un faciès nettement moins grossier avec des passées carbonatées. Ces niveaux sont légèrement déformés et pentés vers l'Ouest. Sur les profils sismiques, on observe un réflecteur à forte amplitude qui correspond au premier niveau en overlap concordant ; il montre clairement une structure en antiforme, érodée au dos de la faille de Turco (Fig. 24). En revanche, ces niveaux ne sont pas déformés à l'aplomb de la faille de Santa Lucia, à part un léger basculement au niveau du haut de San Andres en direction duquel la formation Mauri 6 s'amincit (Fig. 24).

Au Sud du bassin Corque, ces terrains constituent la formation Los Frailes ; celle-ci est discordante sur la formation Tambillo qui constitue le haut de l'anticlinal de Salinas érodé ; elle a été traversée sur 200 m par un forage pétrolier (Fig. 12/ coupe 9). Elle montre des sédiments grossiers surmontés par un corps ignimbritique daté en surface à 7.0 ± 0.4 (Table 1, n°80). L'extension cartographique de ce corps ignimbritique indique qu'il est contemporain des coulées supérieures des ignimbrites Los Frailes, présentes sur le rebord oriental du bassin oriental (cf § 2.2.2.c).

Les terrains pliocène supérieur sont représentés par la formation Perez ; elle correspond à une importante assise volcanique d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Elle affleure à l'Ouest de la faille de Turco, où elle a fourni un âge à 2.8 ± 0.1 (Table 1, n°53) ; elle est toujours concordante sur les dépôts du Pliocène inférieur (Mauri 6) et peu déformée. Dans la bande plissée de Curahuara et en général à l'Est de la faille de Turco, elle n'est pas préservée [Lavenu et Mercier, 1991]. Localement au Nord de Curahuara, un corps ignimbritique recouvre en discordance des plis constitués par les formations Caquiaviri et Rosapata. Il est cartographié comme «ignimbrite Perez» mais n'a pas été daté. Compte tenu des relations observées entre les formation Mauri 6 et Perez à l'Ouest de la faille de Turco, nous corrélons ce corps au tuf Toba 76 ; il marque ici la base de la formation Mauri 6 partiellement conservée.

3.2.2.e Unité pléistocène

La formation lacustre Ulloma, épaisse de quelques mètres est datée du Pléistocène moyen [Marshall et al., 1992; Lavenu, 1995] ; elle affleure le long du cours actuel du Rio Desaguadero. Elle est horizontale, non déformée, et située à une altitude de 3860 m [Lavenu, 1995] ; elle repose en discordance sur l'ensemble des formations tertiaires plus anciennes. Elle représente le paléolac Bolivien [Lavenu, 1995].

4.- BASSIN MAURI

4.1. Caractéristiques structurales et géométrie du remplissage sédimentaire.

Le bassin Mauri est situé dans la partie occidentale de l'Altiplano en bordure de la Cordillère occidentale (fig. 2).

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 38

Il affleure principalement dans la région de Berenguela, où il représente un demi-graben, montrant un biseau vers l'Ouest de la série tertiaire (Fig. 3). Il correspond à une anomalie gravimétrique négative bien marquée, orientée NW, qui indique son axe de subsidence.

Sa bordure occidentale constitue un monoclinale penté vers l'Est, permettant l'affleurement de l'ensemble des séries tertiaires de nature volcano-détritique (Fig. 12/ coupe 1).

Sa limite ouest est constituée par le haut de Berenguela ; celui-ci correspond à une vaste structure anticlinale qui domine à l'Ouest la plaine quaternaire de Charaña. Cette structure, orientée NNW-SSE, disparaît vers le Sud sous les sédiments plio-quaternaire peu déformés du bassin Mauri (Fig. 7).

La bordure orientale du bassin Mauri est déformée le long de la faille de San Andres. Elle est en outre affectée par un pli d'axe NNW-SSE (anticlinal de Achiri), identifié en sismique, et qui se biseaute contre la faille de San Andres à la latitude de $17^{\circ}30'S$. C'est dans cette partie orientale du bassin Mauri, en avant de la faille San Andres, que la série tertiaire est la plus épaisse (<7000 m) Fig. 5).

Au Sud du $17^{\circ}30'S$, le bassin Mauri est recouvert par des dépôts volcano-détritiques peu déformés (Fig. 6). Cependant, l'analyse de profils sismiques confirme que, sous ce remplissage, le bassin présente toujours une géométrie typique de demi-graben Fig. 12/ coupe 3).

Il est difficile de préciser le devenir du haut de Berenguela sous ces dépôts volcano-détritiques, ainsi que sous la plaine de Coipasa ; cependant la découverte récente d'affleurements de niveaux structuraux profonds (Précambrien) montre qu'il se prolonge au Sud dans la région de Sacabaya, au SE du volcan Sajama (Fig. 2).

De même, la faille de San Andres n'affleure pas au Sud du $17^{\circ}30'S$; mais les données de sismique réflexion et de gravimétrie permettent de la mettre en évidence et d'observer qu'elle présente deux zones de virgation (Fig. 2) :

- une première vers $18^{\circ}S$, latitude au Nord de laquelle elle est orientée presque N-S et passe à NW-SE ;
- une deuxième vers $18^{\circ}30'S$, où elle retrouve une direction N-S, en même temps qu'elle correspond à une forte anomalie gravimétrique positive (Fig. 4).

4.2. Unités sédimentaires

4.2.1. Ante-orogénique

4.2.1.a. Unités paléocène-oligocène inférieur

Les terrains les plus anciens, qui apparaissent sur le haut de Berenguela (Fig. 7), correspondent à la formation Berenguela. Sa base n'est pas connue, et seuls 300 mètres de cette formation affleurent (Fig. 35/ col. 12) ; il s'agit de grès à grain grossier à moyen alternant avec des intercalations argileuses rouges peu épaisses (10 à 15 cm). La matrice des grès est argileuse et peu cimentée ; les stratifications sont parfois entrecroisées et toujours grossières voire mal définies. Quelques lentilles de conglomérats montrent des clastes de granites rouges (diamètre 3 à 10 cm) et de roches volcaniques.

Le faciès indique un milieu de sédimentation dynamique de type alluvial proximal. En sismique, la formation Berenguela définit un corps sédimentaire (Fig. 12/ coupe 3 et 8) dont l'épaisseur maximale atteint 2000 m au pied de la faille de San Andres, et qui diminue d'épaisseur vers l'Ouest sous une surface d'érosion.

4.2.2. Syn-orogénique

Les séries synorogéniques affleurent d'Ouest en Est, le long du monoclinale de Berenguela. La formation Berenguela y est surmontée par la formation Mauri, constituée de 6 membres en pseudo-concordance les uns sur les autres.

4.2.2.a Unités d'âge oligocène-miocène inférieur (Fig. 35/ col 12)

Les grès feldspathiques de la formation Berenguela sont surmontés en concordance apparente par des bancs grossiers de grès conglomératiques à stratifications entrecroisées, riches en débris de roches volcaniques, et contenant aussi des clastes de quartzites et de grès paléozoïques. Ils sont surmontés par quelques mètres de lutites de teinte bordeaux. Cet ensemble constitue le membre 1 de la formation Mauri, et témoigne d'un dynamisme sédimentaire plus important que la formation Berenguela.

Le membre 2 de la Formation Mauri repose en concordance sur le membre 1. Il montre une épaisseur (150 m) séquence de laves basaltiques vertes, datée à 25.2 ± 0.1 Ma (Table 1, n°20).

Le membre 3 montre à sa base 150 mètres de grès tufacés friables à matrice silteuse contenant à leur base des lentilles conglomératiques ; les clastes sont principalement issus de roches volcaniques et de granites précambriens ; leur diamètre peut atteindre 20 cm. De minces coulées de laves noires sont intercalées dans cette succession gréseuse. Ce faciès alluvial de base du membre 3 témoigne d'un détritisme et d'un dynamisme sédimentaire moins importants que dans le cas du membre 1.

Dans la partie supérieure du membre 3 (100 m), la succession toujours gréseuse contient, des horizons conglomératiques à clastes essentiellement volcaniques mais avec toujours quelques éléments de granites et gneiss précambriens ; le diamètre moyen des clastes volcaniques émoussés est de 3 cm.

Surmontant ces sédiments volcanodétritiques, le membre 4 est formé par 100 m de laves andésitiques basiques noires et vertes, datées à 25.6 Ma (Table 1, n°14).

La base (30 m) du membre 5 est conglomératique. Les galets, d'un diamètre moyen de 10 cm, sont dispersés dans une matrice grésotufacée de teinte bleutée et marron, présentant parfois des stratifications entrecroisées. Les clastes sont formés de laves basaltique noires et de laves andésitiques grises et rougeâtres, ainsi que de quelque granites rouges et gneiss. Les galets de roches volcaniques sont très peu émoussés, ce qui témoigne d'un faible transport.

Un corps ignimbritique, épais de 15 m, s'intercale dans ces sédiments greywackeux. Dans la partie supérieure du membre 5, les clastes de laves andésitiques atteignent un

diamètre maximum de 20 cm ; ils sont associés à quelques fragments de granites rouges très émoussés, dispersés dans une matrice marron constituée de laves faiblement remaniées.

Dans la partie sud du bassin Mauri-Villa Flor, située dans le prolongement du haut de Berenguela au pied du volcan Sajama, s'observent des sédiments volcano-détritiques pentés vers l'Est (Fig. 35). Ils sont recouverts en discordance par l'ignimbrite Perez (Pliocène). Il s'agit de conglomérats et grès grossiers greywackeux, de teinte marron, montrant un faciès très similaire au membre Mauri 5. Cet affleurement n'était pas distingué sur les cartes ; des datations effectuées sur un corps ignimbritique intercalé dans ces sédiments ont fourni un âge de 21.2 ± 0.6 Ma (Table 1, n°83).

L'analyse d'un profil sismique tiré au Sud du Rio Mauri (Fig. 12/ coupe 3), montre des réflecteurs attribués aux formations Mauri 1 à 5 en concordance sur la formation Berenguela au pied de la faille de San Andres, mais formant vers l'Ouest un dispositif d'onlaps en éventail sur une surface d'érosion, définie par des toplaps concordants au sommet de la formation Berenguela. Ce système forme un ensemble sédimentaire présentant son épaisseur maximale au pied de la faille de San Andres (Fig. 12/ coupe 7 et 8), jusque dans sa partie nord (Fig. 12/ coupe 1).

4.2.2.b. Unités du miocène moyen-miocène supérieur-pliocène (Fig. 35/ col 12)

Le membre Mauri 6 s. l. surmonte sans discordance apparente le membre 5 sur le monoclinale de Berenguela. Il est constitué à la base par des termes gréseux volcano-détritiques, dont la matrice tufacée provient du remaniement de corps ignimbritiques ; leur épaisseur est en moyenne de 10 m. Ils alternent avec des niveaux sablo-conglomératiques métriques, à clastes décimétriques de laves. Vers le haut, les passées ignimbritiques remaniées diminuent d'épaisseur, les intercalations conglomératiques disparaissent au profit de lits (1 m) de calcaires à cherts.

Ce changement de faciès est visible horizontalement à l'échelle de l'affleurement, où l'on observe que les bancs de calcaires à cherts progradent vers l'Ouest sur les termes détritiques sous-jacents.

La série se poursuit avec des bandes de pélites rosées, épaisses de 8 à 10 m, intercalées avec de fins niveaux grésosableux (1 à 2 m) toujours volcano-détritiques à grain moyen et contenant des clastes de roches volcaniques d'un diamètre maximum de 20 cm. On y note encore quelques rares niveaux centimétriques de calcaires argileux ou grésocalcaires. Un corps ignimbritique, intercalé au sein de ces alternances, a été daté à 10.45 ± 0.4 Ma (Table 1, n°45) ; il correspond au tuf Ulloma.

En sismique, les réflecteurs attribués au membre Mauri 6 forment un biseau sédimentaire vers l'Ouest ; ils recouvrent en onlap une surface d'érosion qui recoupe, dans les parties les plus occidentales les terrains pré-tertiaire et, vers l'Est les niveaux Mauri 1 à 5 (Fig. 12/ coupes 3 et 8).

Cette surface d'érosion disparaît au pied de la faille de San Andres, où le membre Mauri 6 admet son maximum d'épaisseur (1800 m).

Le membre Mauri 6 s'amincit ensuite, à l'aplomb de la faille qu'il recouvre et se corrèle, dans le bassin Corque, avec les réflecteurs de la formation Caquiaviri-Rosapata (Fig. 12/ coupes 3, 6, 7 et 8).

Les faciès fins du membre Mauri 6 deviennent de plus en plus détritiques et évoluent vers des alternances de sables bleutés volcano-détritiques micro-conglomératiques, contenant cependant toujours quelques passées pélitiques rosées. Sur le flanc ouest du synclinal d'Achiri (Fig. 2), ces niveaux grossiers érodent les niveaux plus fins sous-jacents constituant des onlaps en éventail vers l'Ouest. Sur le flanc est, ils forment un éventail sédimentaire complet ouvert vers l'Ouest ; là ils contiennent une faune typique du Miocène supérieur [Marshall et Sempere, 1991]. Ce type d'agencement en éventail est également visible en sismique, à la même latitude, sur le flanc oriental de l'anticlinal d'Achiri adjacent, ainsi qu'au pied de la faille de San Andres (Fig. 36).

Au cœur du synclinal d'Achiri, les termes les plus récents du membre Mauri 6 sont horizontaux ; ils constituent le haut de l'éventail sédimentaire (10 m) ; ils recouvrent en discordance les bords du synclinal. Ils correspondent à des sables fins bleutés en lits de 1 à 2 m de puissance, à stratifications entrecroisées, alternant avec des niveaux pélitiques limoneux rosés, épais de 5 m, et de minces niveaux calcaires. Ils ne sont pas datés et ne contiennent pas le tuf repère «Toba 76» (5.3 Ma). Ils sont également reconnus à l'affleurement au pied de la faille de San Andres, sur le flanc est du synclinal de San Andres (Fig. 36). En sismique, ils recouvrent en onlaps en éventail l'anticlinal d'Achiri.

Plus au Sud, les niveaux grossiers de la formation Mauri 6 dessinent des éventails sédimentaires partiellement observables dans l'entaille du Rio Mauri, le long des flancs de petits plis situés à l'aplomb de la faille de San Andres. Dans cette région, les niveaux en overlaps concordants sont limités à leur base par le tuf «Toba 76».

Plus au Sud, là où le bassin Mauri est peu déformé, le membre Mauri 6 apparaît dans les entailles des rios sous les dépôts volcaniques quaternaires ; il est horizontal. Il est constitué d'une dizaine de mètres de grès sableux bleutés, surmontant le tuf «Toba 76» qui recouvre lui-même des sédiments miocènes horizontaux [Lavenu, 1986]. En sismique, des éventails sédimentaires sont visibles à l'avant de la faille de San Andres (Fig. 12/coupe 8) ; ils sont surmontés par un corps régulier, qui correspond au membre Mauri 6 épais de 200 à 300 m.

A l'extrémité nord-ouest du bassin Mauri, une formation, constituée par un corps ignimbritique daté à 5.7 Ma \pm 0.5 (Table 1, n°26), repose en discordance sur le flanc occidental de l'anticlinal de Berenguela [Lavenu, 1986]. Elle est connue sous le nom de formation Cerke.

La formation Perez, datée dans ce domaine structural à 3.3 \pm 0.3 Ma [Lavenu *et al.*, 1989], représente les dépôts tertiaires les plus récents du bassin Mauri. Dans le Nord, elle repose en discordance sur la formation Mauri qui constitue le monoclinale de Berenguela.

Elle surmonte une surface d'érosion basculée vers l'Est. De ce fait, elle manque vers l'Ouest, sur le haut de

Berenguela (Fig. 6), et n'est préservée que dans la partie sud-est du bassin. En revanche, elle affleure largement au Sud de 17°30', là où le bassin est peu déformé. Elle repose en pseudo-concordance sur les sédiments volcano-détritiques du membre Mauri 6. Cependant, à sa base, des indices de paléosols s'observent au sein de sédiments détritiques peu épais (<10 m), témoignant de l'existence d'une surface d'ablation [Lavenu, 1986]. La formation Perez est affectée par des plis à grands rayons de courbure.

5.- BASSINS CORDILLÉRAINS EN BORDURE DE L'ALTIPLANO

Outre les trois grands domaines structuraux qui constituent l'Altiplano, de petits bassins tertiaires et quaternaires sont conservés dans les Cordillères Orientale et Occidentale ; ils ont enregistré l'évolution tectonique des bordures de l'Altiplano. Nous y avons effectué un certain nombre d'observations qui permettent de préciser les contextes géodynamiques de leur formation et de leur déformation.

Les bassins de La Paz et de Luribay sont localisés au sein de la ceinture de Huarina sur le versant occidental de la Cordillère Orientale. Celui de Charaña est situé à l'Ouest du haut de Berenguela. Il montre un remplissage plio-quaternaire [Lavenu, 1986], et correspond morphologiquement à la prolongation vers le Nord du bassin de Lauca [Kött *et al.*, 1995], qui s'étend au sein de la Cordillère Occidentale entre les appareils volcaniques quaternaires et la Précordillère au Chili.

5.1. Limites et structure

5.1.1 Le bassin de La Paz

Le bassin de la Paz (Fig. 2) est localisé au pied de la Cordillère Real, qui constitue les reliefs les plus importants de la Cordillère Orientale. Il est entaillé sur près de 1000 m de dénivelé par l'érosion régressive du Rio La Paz.

Les sédiments tertiaire supérieur et quaternaires [Martinez, 1980 ; Lavenu, 1986] forment une bande de direction NW-SE, s'étendant vers le Nord entre le lac Titicaca et la Cordillère Real [Lavenu et Mercier, 1991].

Le fond de ce bassin se situe actuellement 900 m plus bas que la surface de l'Altiplano, où affleurent des roches paléozoïques. Les termes sommitaux du remplissage sont présents sur l'Altiplano, dans la région de Ayo Ayo, entre les reliefs du système Coniri (Fig. 2 et 7). Ils constituent ainsi la partie altiplanique du bassin de La Paz. Discordants sur un substratum formé de terrain paléozoïques érodés, ils s'étendent vers le Sud en arrière de la faille de Eucalyptus, qui les sépare des dépôts tertiaires du bassin Poopo.

Le bassin de La Paz est déformé par une tectonique compressive, illustrée par des plis associés à des failles décrochantes WNW-ESE [Lavenu et Mercier, 1991] comme la faille de Amachuma (Fig. 2). En outre, les niveaux quaternaires sont affectés par des failles normales, parallèles à la bordure de la cordillère orientale [Lavenu et Mercier, 1991].

5.1.2 Le bassin de Luribay

Le bassin de Luribay contient plus de 500 m de sédiments oligo-miocène continentaux [Mac Ray, 1990], discordants sur un substratum paléozoïque et crétacé déformé. Son niveau de base se situe à 2500 m d'altitude et affleure au niveau de l'entaille du Rio Luribay. Il présente (Fig. 2) la même orientation (NNW-SSE) que les structures de la ceinture de Huarina qui le limitent à l'Ouest et à l'Est [Martinez, 1980]. Ce bassin est déformé par une tectonique plicative, dont les axes se moulent sur ceux des structures érodées sous-jacentes, indiquant leur réactivation.

Plus à l'Est, apparaît le bassin de Yaco ; plus petit que celui de Luribay, il présente le même remplissage sédimentaire. Sa limite orientale correspond à une faille chevauchante à vergence Ouest, orientée NNW-SSE, qui constitue la limite orientale de la ceinture plissée de Huarina, caractérisée par des niveaux siluriens et ordoviéniens (Fig. 2 et 7). Cette limite majeure se prolonge vers le Nord, et correspond à la limite ouest du bassin de La Paz (Fig. 2).

5.1.3 Le bassin de Charaña

Le bassin plio-quadernaire de Charaña (altitude 4500 m) est situé en contrebas de la serrania de Berenguela (5000 m) ; il montre un relief tourmenté au sein desquels affleurent des termes inférieurs de la série tertiaire (cf §4.2.2.a). Sa bordure orientale forme le flanc ouest de l'anticlinal de Berenguela (Fig. 7).

5.2. Unités sédimentaires

5.2.1. Anté-orogénique

5.2.1.a. Unités paléozoïques

Les terrains paléozoïques qui constituent les plis de la ceinture de Huarina, et le substratum des bassins de La Paz et de Luribay, montrent une série paléozoïque plus épaisse que celle qui affleure dans les structures externes du système Coniri à l'Ouest de la faille de Ayo Ayo (cf §2.2.1.a). La succession est composée par les formations suivantes (fig. I.6/col.3) :

- formations Uncia, Catavi, Villa Villa présentant les mêmes faciès que dans les structures externes du système Coniri, et constituant un ensemble de plus de 3000 m d'épaisseur ;

- formation Belen, épaisse de 850 m ; elle n'est pas érodée comme dans les structures externes du système Coniri ; elle passe vers le haut à des pélites micacées sombres (formation Sica Sica épaisse de 700 m), suivies par la formation Colpacucho (épaisse de 1500 m), caractérisée par une alternance de grès compacts à grain fin, parfois micacés, et de lutites sombres à verdâtres bien stratifiées. Un membre gréseux quartzitique blanchâtre à gros grain, appelé Santari, constitue un niveau repère au milieu de la formation Colpacucho ;

- à l'Est de la faille de Ayo Ayo, dans le synclinal de Calamarca (Fig.10/ col.3), des diamictites d'âge

carbonifère [Cherroni, 1968] (basé de la formation Cumana) surmontent en concordance les termes supérieurs de la formation Colpacucho [Isaacson et Diaz, 1995] ; elles passent, vers le haut, à des grès turbiditiques puis à la formation Kasa qui montre des grès grossiers blanchâtres à stratifications entrecroisées ; le Carbonifère supérieur n'est pas représenté.

Sur la bordure orientale du bassin de Luribay (Fig. 10/col.2), on observe à nouveau une lacune du Dévonien supérieur, et la formation Sica Sica, recoupée par une surface d'érosion, est surmontée par des dépôts permo-carbonifère [Blanco Rojas, 1994]. Plus à l'Est, les terrains du Paléozoïque supérieur sont de plus en plus rares et le niveau d'érosion, situé topographiquement plus haut, affecte les formations siluriennes et ordoviéniennes.

5.2.1.b. Unités mésozoïques

Elles n'existent pas dans les bassins de La Paz et de Charaña. Seule la ceinture de Huarina montre de petits affleurements épars de termes de la séquence sénonien-paléocène en discordance sur des terrains paléozoïques déformés [Martinez, 1980]. Ils sont préservés au cœur des synclinaux, et représentent les formations Torotoro, El Molino, Santa Lucia [Martinez, 1980, Blanco Rojas, 1994] (Fig. 10/ col.2). Il est à noter que la base de la formation El Molino montre parfois, comme à Yaco, un faciès conglomératique riche en clastes de basaltes [Blanco Rojas, 1994].

5.2.1.c. Unités paléocène-oligocène inférieur

Ces unités ne sont représentées, ni dans l'ensemble de la ceinture de Huarina (bassins de La Paz et de Luribay), ni dans le bassin de Charaña.

5.2.2. Syn-orogéniques

5.2.2.a. Unités oligocène supérieur-miocène inférieur

Dans le bassin de Luribay, un conglomérat à galets de quartzites et grès paléozoïques, discordant sur le Paléozoïque représente la formation Luribay (Fig. 37). Elle passe vers le haut à la formation Salla (500 m), dont la base est toujours constituée de conglomérats, à clastes subarrondis de roches paléozoïques (diamètre moyen compris entre 15-20 cm) [Mc Rae, 1990] ; ils forment une séquence granodécroissante, qui passe vers le haut à des grès, puis à des sédiments argilo-pélitiques riches en niveaux tufacés. Ils représentent des dépôts de cônes alluviaux [Mc Rae, 1990], qui cèdent la place à des dépôts de type fluviatile distal, puis lacustre [Mc Rae, 1990]. Ceux-ci sont constitués par des alternances de grès à grain le plus souvent fin, de sédiments argilo-pélitiques mal consolidés avec quelques niveaux de gypse et de calcaires lacustres, formant des séquences grano-décroissantes ; des tufs interstratifiés ont permis des datations à 24.93 ± 0.5 et 24.79 ± 0.27 (2d) [Kay *et al.*, 1995] dans la partie moyenne de la formation Salla.

L'âge des premiers conglomérats à Luribay est sujet à discussion. Ainsi Mac Fadden *et al.* [1985] proposent, pour la formation Salla, un âge entre 28 et 24 Ma. Sempere *et al.* [1990], argumentant sur une mauvaise corrélation avec l'échelle magnéto-stratigraphique, proposent des

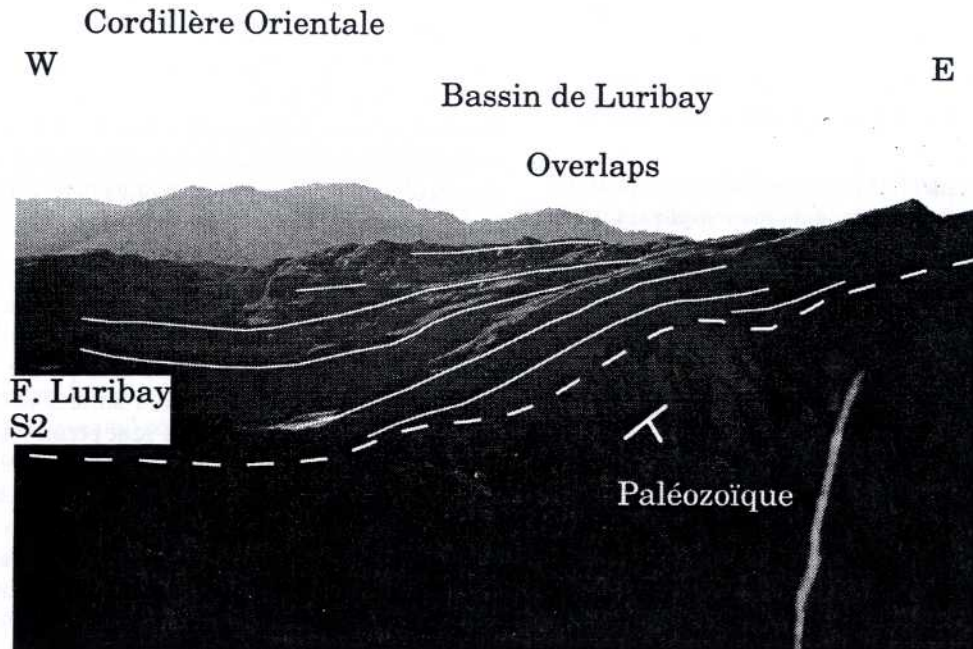


FIG. 37—Discordance de la formation Luribay sur le Paléozoïque.

Le dispositif en overlaps indique la surrection de la partie est au cours de la sédimentation de la base de la F. Luribay.

âges plus récents pour la formation Salla et pour le début des conglomérats de la Formation Luribay qu'ils estiment à 25.5 Ma. Plus récemment, Kay *et al* [1995] ont obtenu un âge à 27.8 Ma dans la partie inférieure de la formation Salla, indiquant que les conglomérats de la formation Luribay situés plus bas dans la série, auraient un âge de l'ordre de 28 Ma.

Nous avons réexaminé les relations géométriques des passées conglomératiques de base. Celles-ci montrent une géométrie présentant des onlaps en éventail et des overlaps vers la bordure est du bassin, au dessus d'une surface d'érosion limitant vers le haut les terrains paléozoïques (Fig. 37). Cet agencement indique clairement que les conglomérats de bases sont synchrones de la surrection des bordures du bassin, et donc de la déformation, et non postérieurs [Sempere *et al.*, 1990]. De plus, ces conglomérats remplissent de petites paléotopographies indiquant qu'ils se sont déposés sur un substratum soumis à l'érosion.

Sur le bord occidental du bassin, les couches basales n'affleurent pas, les termes supérieurs de la Formation Salla, représentés par des niveaux fins, sont directement discordants sur le Paléozoïque. Ceci indique que la sédimentation a progradé vers les bordures est et ouest et corrobore les interprétations qui considèrent que les formations Luribay et Salla correspondent au remplissage endoréique de bassins transportés «piggy back» [Marshall et Sempere, 1991].

L'ensemble du remplissage est déformé par une tectonique compressive et forme actuellement un vaste anticlinal parallèle à la ceinture de Huarina. Localement le long des bordures occidentales, et surtout orientales, le Paléozoïque chevauche légèrement le Tertiaire.

Des terrains identiques aux formations Luribay et Salla se retrouvent localement plus au Nord, le long du Rio la Paz, en discordance sur le Paléozoïque (Fig. 7). Ils sont regroupés dans la formation Aranjuez, et forment un alignement de petits affleurements NNW-SSE, jusque dans le bassin La Paz, où ils sont présents sous les dépôts du Tertiaire supérieur. Ils contiennent une faune identique à celle trouvée dans les couches fossilifères de la formation Salla [Martinez, 1980]. Au Nord de La Paz, ils constituent la formation Pena qui affleure au pied de la Cordillère Orientale (Fig. 7) au Sud-Est du lac Titicaca, en arrière des structures externes du système Coniri.

5.2.2.b. Unités miocène moyen

Elles ne sont pas reconnues sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale. En revanche, elles forment le substratum de la bordure est du bassin de Charaña, le long de la faille de Berenguela (Fig. 7). Elles définissent la formation Abaroa, constituée de laves sombres intercalées avec des grès sableux et conglomérats riches en clastes de granites rouges et de roches précambrienne, typiques

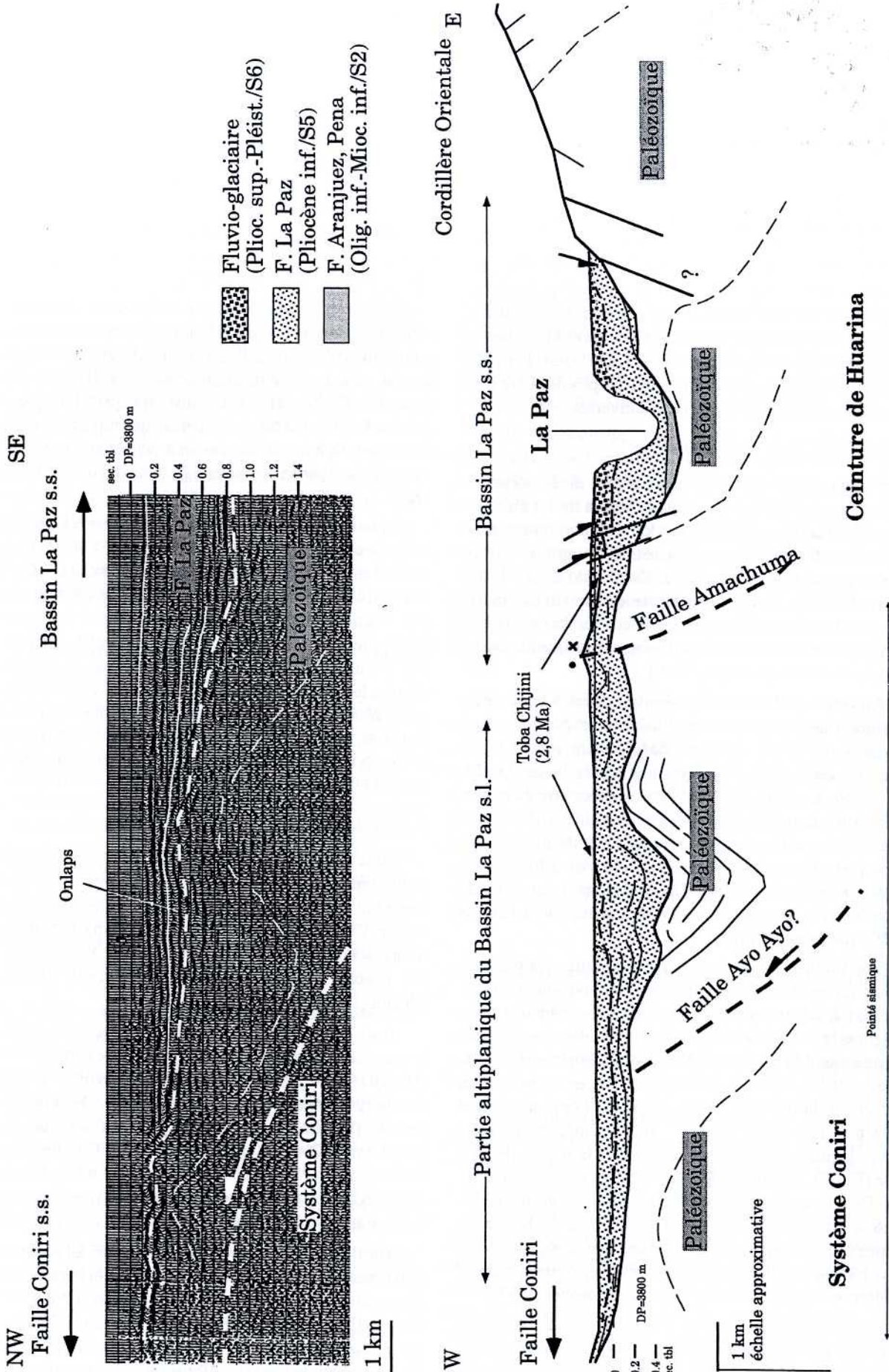


FIG. 38— Le bassin de La Paz : coupe schématique du bassin et profil de sismique réflexion (YPFB) montrant la progradation vers l’Ouest de la formation La Paz sur le Paléozoïque déformé du système Coniri.

d'un milieu fluvial proximal [Lavenu, 1986]. Les laves sont de nature dacitique et ont fourni des âges à 13.5 ± 0.4 , 13.2 ± 0.3 et 17.9 ± 0.7 Ma (Table 1, n°22, 23 et 24).

La Formation Abaroa est surmontée par des terrains ayant le même faciès que le membre Mauri 6 [Lavenu, 1986], situé quelques km plus à l'Ouest dans le bassin Mauri ; ils sont rassemblés sous cette appellation. Les formations Abaroa et Mauri 6 sont en pseudo-concordance.

Cependant Everdeen *et al.* [1977] ont interprété les différences de faciès, ainsi que la présence dans le membre Mauri 6 de clastes de granites rouges possiblement remaniés de la formation Abaroa, comme la signature d'une discontinuité majeure entre les deux formations. Nous observons que les formations Abaroa et Mauri 6 sont ici plissées ensemble, et forment le flanc ouest de l'anticlinal de Berenguela. Elles montrent des plis de faible longueur d'onde associés à des failles inverses.

5.2.2.c. Unités pliocène-pleistocène

Sur la ceinture de Huarina, les dépôts du Pliocène inférieur ne sont connus que dans le bassin de La Paz ; ils définissent la formation La Paz, dont la base correspond à un horizon fin de sédiments lacustres, surmontés par un niveau pyroclastique (Tuf Cota Cota) daté à 5.5 ± 0.2 Ma (Table 1, n° 35). Dans les parties orientales du bassin, en bordure de la Cordillère, la Formation La Paz est représentée par des faciès de cônes alluviaux sur une épaisseur de près de 300 m [Lavenu, 1986].

Au centre du bassin, elle est entièrement constituée de sédiments lacustres limoneux à sableux, et contient, dans son quart supérieur, un niveau de tuf repère, le tuf Chijini (Fig. 38) qui a fourni des âges aux alentours de 2.6-2.8 Ma (Table 1, n° 36, 42, 43, 44) ; il se rencontre au centre du bassin à une altitude de 3800m. Dans le Nord, le sommet de la formation La Paz est conglomératique, riche en gravas, et correspond à des dépôts glaciaires [formation Patapani, Lavenu, 1986]. Ils contiennent un horizon pyroclastique de même âge (Tuf Patapani, Table 1, n°38 et 39) que le tuf Chijini.

Sur l'Altiplano, en arrière des structures les plus externes du système Coniri, des dépôts fluvio-lacustres limoneux à sableux, épais d'une trentaine de mètres, sont observés le long de la faille de Ayo Ayo ; ils recouvrent du Paléozoïque déformé et érodé. Ils contiennent le tuf Ayo Ayo, daté à 2.8 Ma (Table 1, n° 30, 57 et 58), qui constitue un équivalent du tuf Chijini [Lavenu *et al.*, 1989], mais situé ici à une altitude de 4050 m. Vers le Sud, ces niveaux fluvio-lacustres se suivent jusque dans la région de Vila Vila (Fig. 7), en arrière des reliefs de la faille de Eucalyptus. Ils recouvrent topographiquement le haut de la Formation Salla, déformée à l'extrémité sud du bassin de Luribay. Ils sont eux-mêmes affectés, dans la région de Ayo Ayo, par une tectonique cassante de faible intensité, d'abord compressive puis extensive [Lavenu et Mercier, 1991].

Sur le terrain, s'observe un dispositif en onlaps sur l'arrière des reliefs des structures externes du système Coniri. Cette disposition est clairement imagée en sismique (Fig. 49), et indique que ces niveaux correspondent aux termes supérieurs de la formation La Paz qui ont dé-

bordé du centre du bassin vers l'Ouest et le Sud-Ouest, constituant ainsi la partie altiplanique du bassin de La Paz s.l. (Fig. 38).

Les variations d'altitude du tuf Chijini soulignent clairement la déformation de la bordure ouest du bassin de La Paz s.s. aux abords de la faille Amachuma (Fig. 38). Cette déformation est mise en évidence par la discordance de sédiments fluvio-torrentiels grossiers (gravas pré-Calvario) sur la formation La Paz partiellement érodée [Lavenu, 1995]. Ces sédiments grossiers, qui ne correspondent pas à des dépôts glaciaires, sont attribués au Pliocène terminal [Lavenu, 1986].

Dans le bassin de Charaña, le Pliocène inférieur est représenté par la formation Cerke, qui forme la base d'un ensemble volcanique affleurant très largement sur cette bordure est de la Cordillère Occidentale (Fig. 7). Cette formation Cerke correspond à un corps ignimbritique daté à 5.7 ± 0.5 Ma (Table 1, n° 26), et qui repose en discordance sur le haut de Berenguela, et notamment sur les formations Abaroa et Mauri 6 qui en constituent le flanc Ouest.

La base de la formation Cerke pourrait correspondre à une coulée andésitique [Lavenu *et al.*, 1989] également discordante sur la formation Abaroa, et datée à 7.6 ± 0.8 Ma (Table 1, n° 25). La formation Cerke est recouverte par l'Ignimbrite Perez, datée à l'Ouest du haut de Berenguela à 3.0 et 2.2 Ma (Table 1, n° 1 et 2). La formation Perez est, elle aussi, discordante sur la formation Abaroa le long de la faille de Berenguela. Elle est légèrement déformée par une tectonique cassante compressive [Lavenu, 1986] et se situe à une altitude de 4000 m dans le bassin de Charaña alors qu'elle affleure à une altitude de 4200 m sur le haut de Berenguela.

5.2.2.d. Unités pléistocènes

Dans le bassin de La Paz, les unités pléistocènes représentent 4 stades glaciaires intercalés avec des stades interglaciaires [Lavenu, 1995]. Elles représentent la glaciation Calvario (moraines Calvario, 90m), la formation interglaciaire Purapurani (250 m) datée à sa base à 1.6 Ma (Table 1, n° 33), la glaciation Kaluyo (moraines Milluni, 100 m) et la glaciation Sorata.

Tous ces dépôts glaciaires et interglaciaires reposent les uns sur les autres par l'intermédiaire de surfaces d'érosion qui localement peuvent être responsables de l'ablation partielle des dépôts glaciaires ou interglaciaires sous-jacents [Lavenu, 1995]. Les dépôts des deux dernières glaciations (Choqueyapu I, 0.04 Ma et Choqueyapu II, 0.017 Ma) sont installés dans des vallées incisées au sein des dépôts des trois premières glaciations pléistocènes ; ils ne sont donc pas superposés à ceux-ci [Lavenu, 1995].

Sur l'Altiplano, les sédiments corrélés au sommet de la formation La Paz sont recoupés, dans la région de Ayo Ayo, par une surface d'ablation et recouverts d'une formation fluvio-lacustre pléistocène [Lavenu, 1986] interprétée comme la trace d'un lac interglaciaire. Cet agencement se suit le long de la faille de Ayo Ayo, jusque dans la région de La Paz, en arrière des structures externes du système.

Dans le bassin de Charaña, une formation épaisse d'une centaine de mètres, contenant une faune pléistocène [Blanco, 1980] recouvre l'ignimbrite Perez par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, et n'est pas déformée par les déformations compressives cassantes qui affectent le corps pyroclastique [Lavenu et Mercier, 1991].

Elle constitue la formation Charaña sub-horizontale constituée de sédiments diatomiques lacustres avec des graves à leur base et des calcaires à leur sommet. Elle dénote des conditions climatiques froides [Blanco, 1980].

Nous avons réexaminé les relations géométriques de la formation Charaña avec son substratum. Le long de la bordure est du bassin, les termes supérieurs de la formation Charaña forment un dispositif en onlaps concordants au dessus d'une surface d'érosion surmontant les terrains déformés de la formation Abaroa, et plus généralement, la bordure déformée située au long de la faille de Berenguela. Le niveau de base de la formation Charaña (4100 m) reste inférieur au sommet du haut de Berenguela, qui n'a pas été recouvert. La formation Charaña est disséquée par trois surfaces d'ablation étagées entre 4100 et 4000 m [Blanco, 1980], et recouverte par trois terrasses alluviales, étagées entre 4000 m et le niveau de base actuel, situé à 3980m [Lavenu, 1986]. Elle est affectée par de petites failles normales à rejet mineur [Lavenu et Mercier, 1991].

6.- RÉCAPITULATION ET DISCUSSION CONCERNANT LES SÉRIES PRÉ-CÉNOZOÏQUES

Afin de définir au mieux les volumes (surfaces) pris en compte dans l'établissement des modèles géométriques équilibrés, et de mettre en évidence le rôle joué par les géométries des séries sédimentaires sur les déformations, il est nécessaire de rappeler et discuter la répartition des terrains pré-cénozoïques sur l'Altiplano. Cependant, les données exposées dans les paragraphes ci-dessus ne constituent pas un échantillonnage suffisant et il est nécessaire d'émettre des hypothèses, qui s'appuient sur les contextes géodynamiques reconnus dans la littérature, pour contraindre de manière satisfaisante la répartition des séries pré-cénozoïques sur l'Altiplano.

6.1 Hypothèses sur la répartition du Paléozoïque inférieur sous l'Altiplano centre et nord (Fig. 6).

Les terrains les plus anciens, affleurant dans les structures du système Coniri, appartiennent à la formation Uncia d'âge wenlockien-ludlowien (Fig. 10). Des termes cambrien et ordovicien sont reconnus ponctuellement plus à l'Ouest (cf § 2.2.1.a et Fig. 10/ col. 5 et col. 9).

A l'intérieur de la Cordillère Orientale les séries ordoviciennes constituées de sédiments marins silicoclastiques à grain fin affleurent très largement. Les niveaux de décollement andins se localisent particulièrement dans les argiles de l'Ordovicien inférieur et moyen [Sempere, 1995].

Au Sud du 20° S, les dépôts cambrien supérieur-arenigien sont affectés par une déformation compressive due à la phase oculoïque bien caractérisée au Sud de la Bolivie et en Argentine [Sempere, 1995] et marquée ici par un anchi-métamorphisme [Kley et Reinhart, 1994].

Ils sont surmontés par les black shales de la formation Tokochi et les diamictites de la formation Cancaniri d'âge ashgillien [Sempere, 1995]. Les termes llanvirniens à caradociens ne sont pas présents. Les épaisseurs des formations Tokochi et Cancaniri atteignent respectivement 200 et 1500 m au Sud de l'Altiplano et diminuent rapidement vers l'Est ; la sédimentation de ces formations a été contrôlée par un régime en extension [Sempere, 1995]. Dans la partie occidentale de la cordillère [Kley, 1995], le Crétacé recouvre en discordance les terrains ashgilliens.

Au Nord du 20°S, la succession affleurante comporte à sa base une séquence silicoclastique (shallowing upward) d'âge llanvirniens à caradocien, interprétée comme le remplissage du bassin d'avant-pays contemporain de la déformation oculoïque (Sempere, 1995) (Fig. 3). Les termes pré-llanvirniens n'affleurent pas. La série se poursuit par les formations Tokochi et Cancaniri [Sempere, 1995].

A la latitude de notre étude (17°S, région de Charapaya), la formation Tokochi est absente et les diamictites de la formation Cancaniri ont une épaisseur de 250 m. Elles sont surmontées par 50 m de grès quartzitiques qui correspondent à la formation Llallagua d'âge llandoveryen [Blancos Rojas, 1994] (Fig. 10/ col. 1). Celle-ci peut atteindre 1500 m dans la partie sud de l'Altiplano ; moins épaisse vers le Nord-Est, elle correspond à une remontée générale du niveau marin et indique également une activité tectonique en extension [Sempere, 1995].

Ainsi la distribution des terrains ordovicien et silurien inférieur dans la Cordillère Orientale permet de considérer qu'ils sont présents sous la formation Uncia dans la ceinture de Huarina et dans les structures externes du système Coniri au Nord du 20°S. Nous sommes donc en droit de considérer qu'existe une série complète du Cambrien au Silurien inférieur, sans déformation, ni érosion oculoïque (Fig. 10). Nous leur affectons une épaisseur de 4000 m, comme dans la Cordillère Orientale au Nord du 20°S [Blancos Rojas, 1994].

6.2 Le biseau des séries paléozoïques sous le Crétacé

La succession paléozoïque, qui correspond à des séries de plates-formes clastiques, sous les terrains crétacés varie d'Ouest en Est sous l'Altiplano et la bordure est de la Cordillère Orientale (fig. 1.6).

Sur la bordure orientale du bassin de Luribay, le Permo-Carbonifère repose sur le Dévonien inférieur. Au centre de la Cordillère Orientale (synclinal de Morochota), il repose sur l'Ordovicien (Fig. 10/ col. 1).

Dans la ceinture de Huarina, entre la faille de Eucalyptus/ Ayo Ayo et la bordure est du bassin de Luribay, la série paléozoïque est complète du Silurien supérieur au Carbonifère inférieur (cf § 5.2.1.a). L'épaisseur totale des sédiments paléozoïques est ici de l'ordre de 10 000 m. Au Sud de 17°45'S, la ceinture de Huarina disparaît et le Crétacé repose directement sur le Silurien (Fig. 10/ col. 7). La disparition de la ceinture de Huarina coïncide avec la jonction entre la faille de Eucalyptus et la prolongation de la bordure orientale du bassin de Luribay (Fig. 2).

A l'Ouest de la faille de Eucalyptus/Ayo Ayo, la succession paléozoïque change rapidement ; ainsi dans les structures du système Coniri, le Dévonien inférieur est recouvert par le Carbonifère supérieur et le Permien (§ 2.2.1.a et Fig. 10/col. 4). Sous l'Altiplano le Paléozoïque forme un biseau régulier vers l'Ouest. Sur la bordure occidentale du bassin de Corque, le Crétacé supérieur repose sur le Cambro-Ordovicien (Fig. 10/ col. 5), puis directement sur le socle précambrien (Fig. 10/ col. 6). Les différences d'épaisseur observées semblent en partie dues à des événements tectoniques d'âge carbonifère inférieur à moyen. En effet, postérieurement à la sédimentation ordovicien-silurien inférieur, la succession silurien-dévonien (Fig. 6) montre une stabilité des aires de sédimentation sur le secteur étudié. Elle correspond au remplissage d'un bassin d'avant-pays en relation avec une activité tectonique transpressive opérant sur les parties ouest et sud du bassin, et qui s'accompagne de la mise en place de granites, reliés à la subduction, dans le Sud du Pérou [Sempere, 1995]. La période du Wendlockien-Lochkovien (formations Uncia, Catavi et Vila Vila) correspond à une transgression marine suivie d'une progradation vers le NE de faciès moins profonds [Sempere, 1995]. Le Praguien-Famennien (formation Belen-Colpacucho) montre 4 séquences débutant chacune par des lutites transgressives, et se terminant par des grès régressifs [Sempere, 1995].

Le bassin siluro-dévonien était donc moins profond sur les parties occidentales de l'Altiplano, ce qui explique en partie le biseau régulier vers l'Ouest des terrains paléozoïques. En revanche, le Carbonifère inférieur (formation Cumana et Kasa) est caractérisé par une sédimentation glacio-marine qui s'accompagne d'un approfondissement rapide du bassin [Diaz, 1996], en réponse à une tectonique transpressive et compressive qui affecte vers l'Ouest la marge [Sempere, 1995]. Il correspond à un bassin résiduel sur la bordure ouest de la ceinture de Huarina entre la faille de Eucalyptus/Ayo Ayo et la bordure orientale du bassin de Luribay.

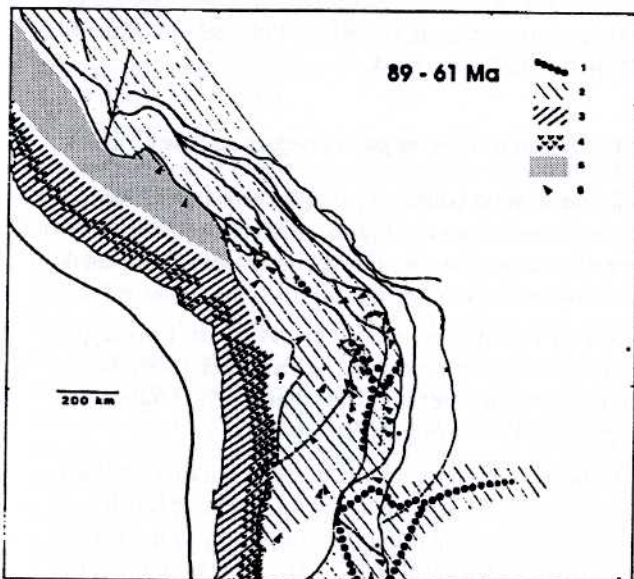


FIG. 40 – Schéma paléogéographique au Sénonien-Danien en Bolivie [Sempere, 1995]. 1 : axe de rift ; 2 bassin sous influence marine au Maastrichtien-Danien ; 3 : zones en cours de déformation ; 4 : arc magmatique ; 5 : bassin flexural à sédimentation continentale ; 6 : paléocourants au Maastrichtien.

Géologie Alpine, 2002, Mémoire H.S. n° 38

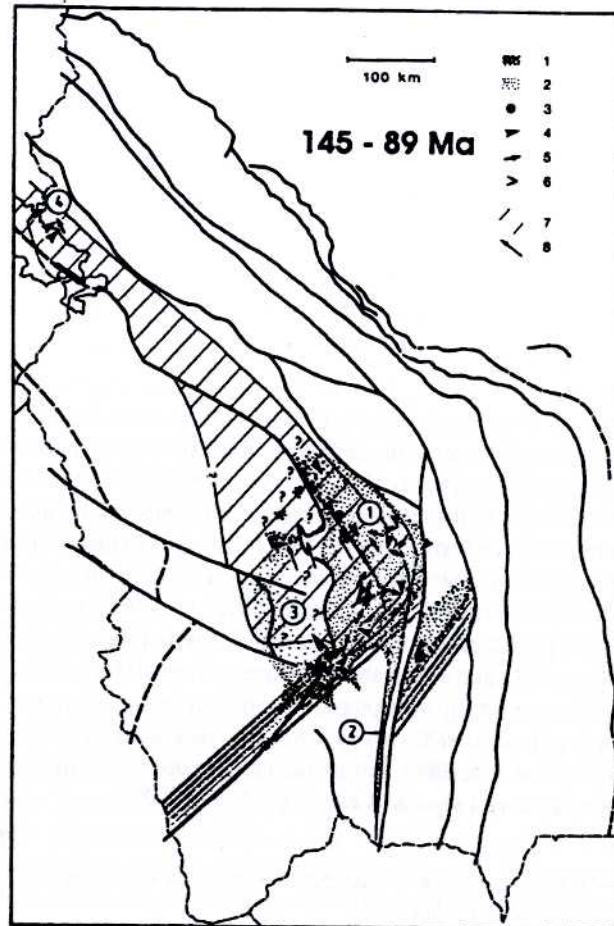


FIG. 39 – Schéma paléogéographique au Kimmerigien-Turonien en Bolivie [Sempere, 1994].

Le principal domaine de sédimentation est constitué par le bassin de Potosi. Les lignes serrées représentent le CPKT ; les chiffres circlés correspondent au grabens de Tawajerreja-Thokori (1), de San Lorenzo-Tupiza (2) et aux bassins de Sevaruyo (3) et «Norte del Lago» (4) Kimmerigien-Hauterivien : 1 : faciès conglomératique ; 2 : faciès sableux ; 3 : coulées basaltiques ; 4 : paléocourants.

Barrémien-Albien : 5 : paléocourants ; 6 : gypses dans la F. Tarapaya. Cenomanien-Turonien : 7 extension de la F. Miraflores ; 8 : paléocourants obtenus grâce à l'orientation des coquilles de Mollusques et aux ripple marks.

Les modèles paléogéographiques indiquent que, pendant le Carbonifère inférieur, les autres aires de sédimentation sont restreintes à la partie est de la Cordillère Orientale et à la Zone Subandine [Sempere, 1995]. La partie centrale de la Cordillère Orientale ainsi que les parties occidentales de l'Altiplano correspondaient à des zones érodées. Sur la bordure occidentale de la ceinture de Huarina, la transition entre le compartiment est, où le Carbonifère inférieur est concordant sur le Dévonien, et le compartiment ouest, où le Carbonifère inférieur est absent, et où 3000 m de Dévonien sont érodés, s'effectue très rapidement le long d'une limite tectonique représentée actuellement en surface par l'emplacement des failles de Eucalyptus et Ayo Ayo. La différence d'épaisseur de 3000 m, observée sur une distance horizontale de l'ordre de 1000 m, indique que les failles de Eucalyptus et Ayo Ayo correspondaient à des failles profondes verticales (cf § 3.2. Nous ne pouvons préciser le jeu tectonique de ces failles pendant le Carbonifère inférieur, si ce n'est que le compartiment est est remonté par rapport au compartiment ouest. A l'Ouest des failles Eucalyptus/Ayo Ayo, le biseau régulier des séries paléozoïques sous le Crétacé est probablement également dû en partie à l'érosion carbonifère inférieur et moyen.

Il indique que ces zones soumises à l'érosion correspondaient à un basculement régulier du socle vers l'Est, jusqu'aux failles de Eucalyptus/Ayo Ayo, où le substratum était accidenté.

La sédimentation carbonifère supérieur-permien inférieur (formation Yaurichambi et Copacabana) montre des dépôts transgressifs qui remplissent une paléotopographie générée pendant le Carbonifère inférieur et moyen [Isaacson et Diaz, 1995] ; elle caractérise un bassin intracratonique, sans grandes variations du niveau de la mer, marqué par un orogène de subduction vers l'Ouest [Isaacson et Diaz, 1995]. Le Permo-Carbonifère a progradé vers l'Est, sur la zone axiale de la Cordillère Orientale soumise à l'érosion pendant le Carbonifère inférieur et moyen. En revanche, sur les parties occidentales de l'Altiplano, il semble que les zones mises à l'érosion pendant le Carbonifère inférieur et moyen, n'aient pas été concernées par la transgression, puisque des niveaux du Paléozoïque inférieur sont recouverts directement par le Crétacé.

6.3. Répartition du Crétacé-Paléocène sous l'Altiplano.

Dans le Nord de l'Altiplano, il s'agit de terrains d'âge sénonien-paléocène, alors qu'au Sud, dans le bassin de Sevaruyo, la succession va du Kimméridgien au Paléocène (Fig. 6).

Les dépôts de la séquence Jurassique-Albien se sont mis en place dans un contexte extensif [Sempere, 1995] qui s'atténue progressivement durant l'Albien. Ils sont restreints à des demi-graben, localisés actuellement sur la partie ouest de la Cordillère Orientale au Sud du 18°S (Fig. 39). Le bassin de Sevaruyo correspond à la branche altiplanique de ce rift mésozoïque. La localisation des dépôts jurassique-albien au seul bassin de Sevaruyo (Fig. 10/ col. 11) semble indiquer que les limites bordières actuelles (faille de Chuquichambi à l'Ouest et faille de Pahuá à l'Est) ont contrôlé la sédimentation synrift.

Le Sénonien-Paléocène (formations Torotoro-Santa Lucia-El Molino) est d'épaisseur constante (500 m) dans les parties centrales de l'Altiplano, et la base de la séquence est gréseuse (Fig. 10/ col. 5,6 et 8).

Le Sénonien-Paléocène (formations Aroifilla-Chaunaca-El Molino-Santa Lucia) est plus épais (1500 m) dans le bassin de Sevaruyo (Fig. 10/ col. 11 et 12) où il surmonte également des terrains céno-mano-turonien (Formation Miraflores) qui correspondent à une transgression marine (cf § 2.2.1.b).

La distribution des dépôts de la méga-séquence sénonien-paléocène (Fig. 40), ainsi que les différences de faciès des membres coniacien-campanien (Formation Aroifilla-Chaunaca/Torotoro), montrent que la sédimentation du Crétacé supérieur a débordé le rift crétacé inférieur, même si le maximum de subsidence coïncide toujours avec l'emplacement de ce rift [Sempere, 1994].

A partir de la fin du Campanien des conditions de type bassin d'avant-pays régissent la sédimentation sur l'Altiplano. L'absence de la base de la séquence (F. Torotoro) vers l'Est sur la bordure ouest de la Cordillère orientale (au Nord du 18°S), où le Campanien-Paléocène

(Santa Lucia-El Molino) est directement en discordance sur le Paléozoïque (cf § 5.2.1.b), indique que la sédimentation progradait vers les zones externes plus orientales, en réponse à l'établissement de conditions compressives sur la marge andine [Jaillard, 1994 ; Sempere, 1994].

Dans les parties ouest de l'Altiplano, ainsi qu'au Chili sur les écailles de Précambrien dans la région de Belén, le Crétacé n'est pas reconnu. De même, le Paléozoïque inférieur et le Précambrien sont respectivement recouverts en discordance par des terrains miocènes (F. Caquiaviri à Santa Lucia) et oligocène supérieur [F. Lupica à Belén, Garcia *et al.*, 1996]. Il est ainsi difficile de préciser l'extension vers l'Ouest du Crétacé supérieur

Cependant ces régions, en position arrière-arc durant le Crétacé supérieur, n'ont pas été affectées par les déformations compressives, mais ont probablement subi un soulèvement [Scheuber *et al.*, 1994] pendant cette période.

En résumé, nous admettons pour le Crétacé-Paléocène une épaisseur plus ou moins constante (300-500 m) dans les parties nord de l'Altiplano et une épaisseur plus grande (Crétacé supérieur et Crétacé inférieur/Jurassique) pour le seul bassin de Sevaruyo. Vers l'Ouest, nous considérons que le Crétacé forme un biseau sous les séries tertiaires, cependant celui-ci n'apparaît pas dans nos modèles géométriques, car des érosions tertiaires postérieures sont responsables de la mise à jour de niveaux structuraux encore plus profonds.

7.- LES SÉRIES TERTIAIRES : RÉCAPITULATION ET AGENCEMENT SÉQUENTIEL

L'analyse des différentes formations tertiaires de l'Altiplano, et de leurs relations en profondeur, permet de les corréler et d'établir un découpage séquentiel (Fig. 41). Ceci présente l'avantage de permettre de définir les états successifs au sein d'un même domaine structural et aussi, pour une même époque, de caractériser les états des différentes unités tectono-sédimentaires. Cela permet en outre, et compte tenu des règles prises en compte lors de son établissement, de discuter des contextes géodynamiques qui caractérisent chaque séquence.

7.1. Les discontinuités sédimentaires

Les âges, les durées ainsi que les extensions des surfaces d'érosion constituent des informations prépondérantes dans la compréhension de l'évolution d'un bassin, ainsi que des paramètres importants dans le découpage séquentiel de la stratigraphie.

La mise en place de surfaces d'érosion dénote d'une déstabilisation des systèmes sédimentaires et d'une variation des aires de sédimentation. Il existe des relations temporelles et dimensionnelles entre les aires de sédimentation et les zones soumises à l'érosion.

7.1.1. Différents types de surfaces d'érosion observés sur l'Altiplano

Deux types de surfaces d'érosion (Fig. 42) constituent des discontinuités dans la sédimentation tertiaire sur l'Altiplano :

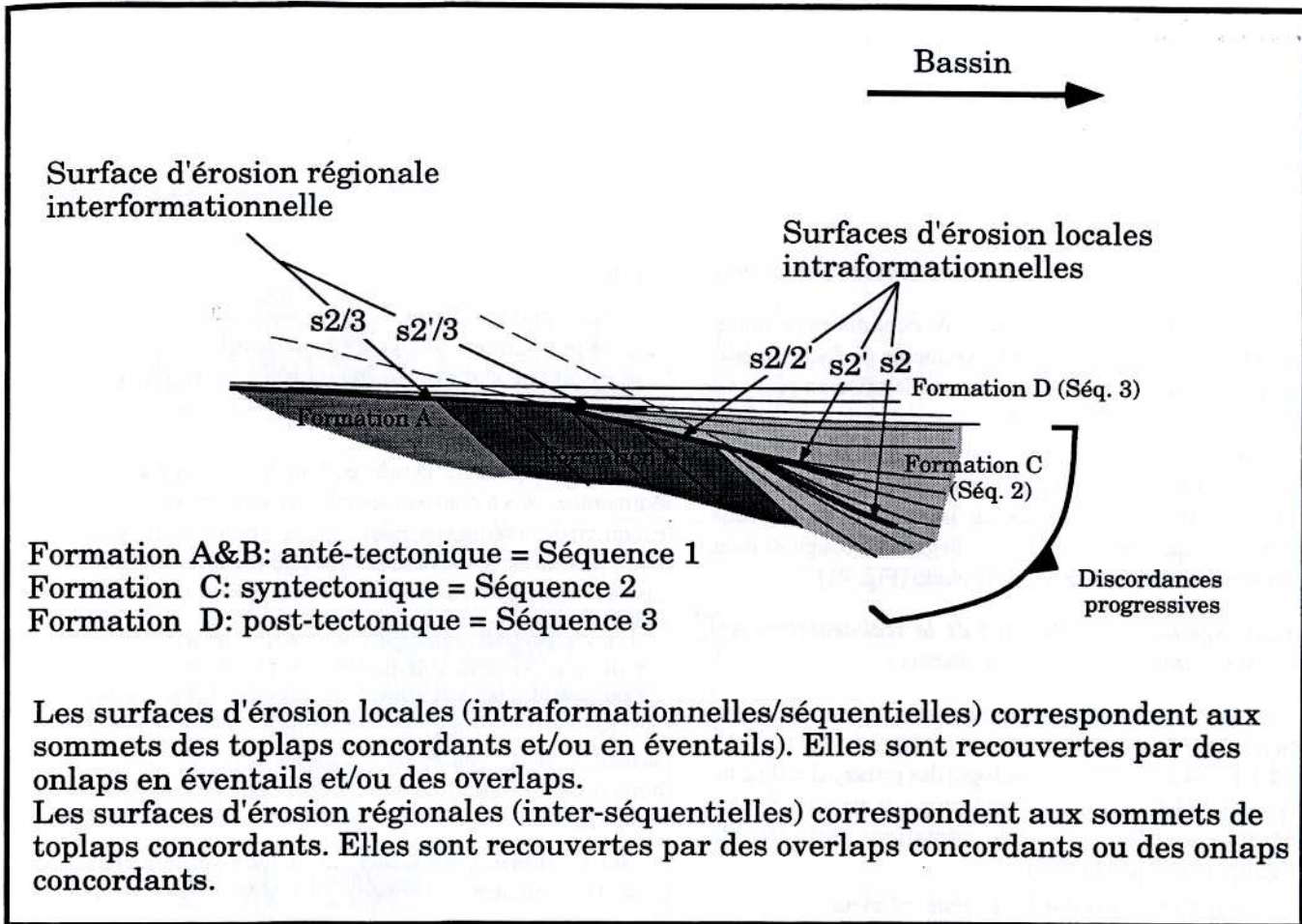


Fig. 42- Types de surfaces d'érosion présents sur l'Altiplano et découpage séquentiel.

- des surfaces d'érosion locales, matérialisées par des troncatures (toplaps en éventail ou concordants), imbriquées dans des éventails sédimentaires et qui constituent des dispositifs de discordances progressives ; elles se situent en bordure des zones déformées et montrent l'érosion du relief au fur et à mesure de sa formation ; ces surfaces d'érosion sont intraformationnelles ; c'est à dire qu'elles sont, en partie, installées et recouvertes par des sédiments appartenant à une même formation géologique, et qui présentent donc les mêmes caractéristiques sédimentologiques quelle que soit leur situation ; l'existence de ces surfaces d'érosion souligne une sédimentation syntectonique qui est illustrée par la disparition du dispositif vers le centre du bassin (par l'intermédiaire d'offlap) ; ces surfaces sont recouvertes de sédiments qui présentent eux-mêmes des variations d'épaisseur et des troncatures, indiquant qu'ils sont encore synchrones de mouvements verticaux importants conséquence d'une déformation tectonique ; les pentes de ces surfaces sont souvent fortes et indiquent qu'elles ont été elles-mêmes

intéressées par la déformation et basculées ; la durée de vie de ces surfaces d'érosion locales est faible, et elles peuvent être considérées comme des isochrones à l'échelle de la durée du bassin. Les surfaces d'érosion locales mettent en évidence l'existence de paléotopographies bien marquées.

- des surfaces d'érosion d'extension régionale ; elles sont interformationnelles ; cela signifie que, lorsqu'elles sont recouvertes de sédiments, elles mettent en contact des dépôts appartenant à des formations géologiques distinctes, marquant un changement de faciès brutal ; elles sont le plus souvent recouvertes en onlaps (ou overlaps) concordants par une sédimentation peu perturbée qui indique la stabilité du substratum sur lequel elles sont installées ; ces surfaces sont diachrones et la durée qu'elles représentent augmente lorsque l'on s'éloigne du bassin ; elles sont recouvertes par une sédimentation rétrogradante en provenance du centre du bassin ; elles disparaissent en bordure du bassin, le plus souvent au sommet de dispositifs de discordances progressives.

Les schémas de connexion sont variés et dépendent des géométries des déformations, des taux de sédimentation et des taux de soulèvement ; cependant, la règle générale est que la durée d'une surface régionale est supérieure aux durées cumulées des surfaces locales sur lesquelles elle se branche (Fig. 42) ; la mise en place et le maintien de surfaces d'érosion régionales constituent de véritables coupures dans l'histoire sédimentaire des bordures de bassins ; la mise en place d'une surface d'érosion régionale correspond à des changements de faciès dans les centres des bassins. Les surfaces d'érosion régionales sont peu pentées et correspondent à des phénomènes de type pénéplation.

7.1.2. Ages des principales discontinuités sédimentaires

Sur l'Altiplano, les principales discontinuités sédimentaires correspondent à des changements de faciès relativement brutaux dans les bassins et à la mise en place de surfaces d'érosion régionales.

Ces caractéristiques s'observent à la base des formations de l'Oligocène supérieur, du Miocène moyen, du Miocène supérieur, du Pliocène inférieur et du Pliocène supérieur, qui constituent autant de grandes coupures dans l'histoire sédimentaire de l'Altiplano (Fig. 41).

7.1.3. Agencement séquentiel de la sédimentation tertiaire et caractéristiques des séquences

A partir de l'étude lithostratigraphique des séries tertiaires, des éléments de datations (cf § 2.2.1 ; 3.2.1 ; 3.2.2 ; 4.2.1 et 4.2.2), de la chronologie des principales discontinuités sédimentaires, on peut proposer un agencement en six séquences pour les formations tertiaires de l'Altiplano (Fig. 41 et 42).

- Séquence 1: Éocène-Oligocène inférieur.
- Séquence 2: Oligocène supérieur-Miocène inférieur.
- Séquence 3: Miocène moyen
- Séquence 4: Miocène supérieur
- Séquence 5: Pliocène inférieur.
- Séquence 6: Pliocène supérieur-Pléistocène

On entend ici par séquence, une série de couches génétiquement liées et limitées à la base et au sommet par des surfaces de discordance dans les zones marginales du bassin (Fig. 42), équivalentes à des surfaces de concordance dans les zones profondes du même bassin [Mitchum *et al.*, 1977].

Nous nous sommes fixés comme limites de séquences, les grandes discontinuités sédimentaires (cf. § 7.1.3). Entre ces limites, soit les systèmes sédimentaires sont stables (en termes de zones d'apport et de subsidence) soit ils sont en cours de modification ; auquel cas lorsqu'ils acquièrent un nouvel équilibre, celui-ci marque le début d'une nouvelle séquence.

L'article «Analyse géométrique et modèle tectonosédimentaire de l'Altiplano Nord Bolivien» (Rochat *et al.*, 1998) résume les corrélations effectuées entre les différentes formations définies sur l'Altiplano. Par la suite nous reprendrons plus en détail les caractéristiques de chaque séquence.

Le découpage séquentiel de la série stratigraphique permet de mettre en place un diagramme chronostratigraphique (Fig. 44) de la sédimentation tertiaire sur l'Altiplano et ses bordures. Ce type de document présente l'avantage de mettre en évidence les variations des espaces de sédimentation. Nous nous proposons dans un premier temps de rappeler les caractéristiques sédimentologiques principales des différentes séquences sédimentaires.

7.2.1. Système de notation des surfaces d'érosion

A partir du découpage temporel adopté, il est possible, en vue de clarifier le problème des surfaces d'érosion diachrones, d'adopter le système de notation suivant (Fig.42 et 45).

Chaque surface d'érosion porte les numéros des séquences pendant lesquelles elle est soumise à l'érosion. Le chronomètre s'arrête quand la surface est sédimentée (fossilisée). Il est remis à zéro quand la surface est à nouveau soumise à l'érosion.

Ainsi, lorsque dans la même séquence une surface est sédimentée, puis à nouveau soumise à l'érosion, elle porte le numéro de la séquence index de la notation avec le symbole * ; si elle est à nouveau sédimentée et à nouveau soumise à l'érosion, elle est indexée sous la notation « ; etc....

L'inconvénient de ce système est qu'il dépend de la précision du découpage temporel, c'est à dire de la durée des séquences sédimentaires. L'avantage en revanche est qu'il permet de mettre en évidence une ligne diachrone en permettant de visualiser les variations longitudinales de durée d'une surface d'érosion, telle qu'elle peut apparaître en sismique.

Sur l'Altiplano, les discordances intra-séquentielles portent un seul numéro (Fig.44), celui de la séquence pendant laquelle elle se mettent en place, sont maintenues et sont recouvertes. Les discordances inter-séquentielles portent les n° des séquences pendant lesquelles elles se sont formées, se sont maintenues et ont été sédimentées (Fig.44).

7.2.2. Caractéristiques des séquences

Une caractéristique sédimentologique commune à toutes les séquences tertiaires est de s'être développées dans un contexte de rhexistasie, c'est à dire en l'absence de couvert végétal favorisant ainsi les phénomènes d'érosion.

7.2.2.a Séquence 1 (Éocène-Oligocène inférieur)

La 1^{ère} séquence définie sur l'Altiplano comprend les terrains d'âges Éocène-Oligocène inférieur (formations Potoco, Tiahuanacu, Turco et Berenguela; Fig.41 et 43).

Au Nord et au Centre de l'Altiplano, elle surmonte en concordance les terrains crétacés par l'intermédiaire de la formation Cayara paléocène. Cette 1^{ère} séquence n'est pas connue à l'Est de la faille de Eucalyptus, dans la ceinture plissée de Huarina. Sur l'ensemble de l'Altiplano, elle correspond à une sédimentation fluviatile distale (plaine d'inondation) de haute énergie. Quelques faciès lacustres sont reconnus localement dans la formation Tiahuanacu.

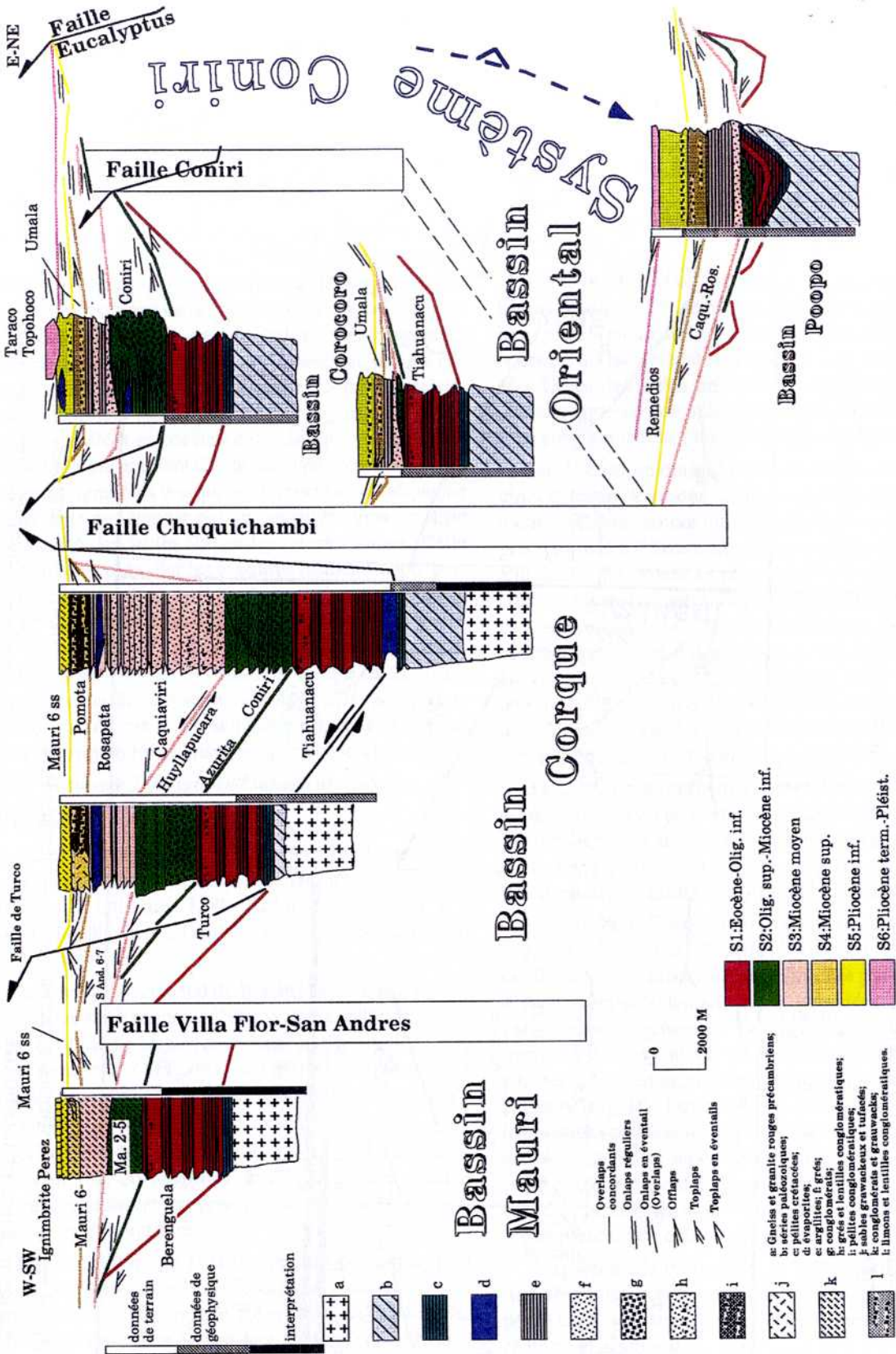


FIG. 43- Colonnes lithostratigraphiques corrélées des différents domaines tectono-sédimentaires de l'Altiplano.

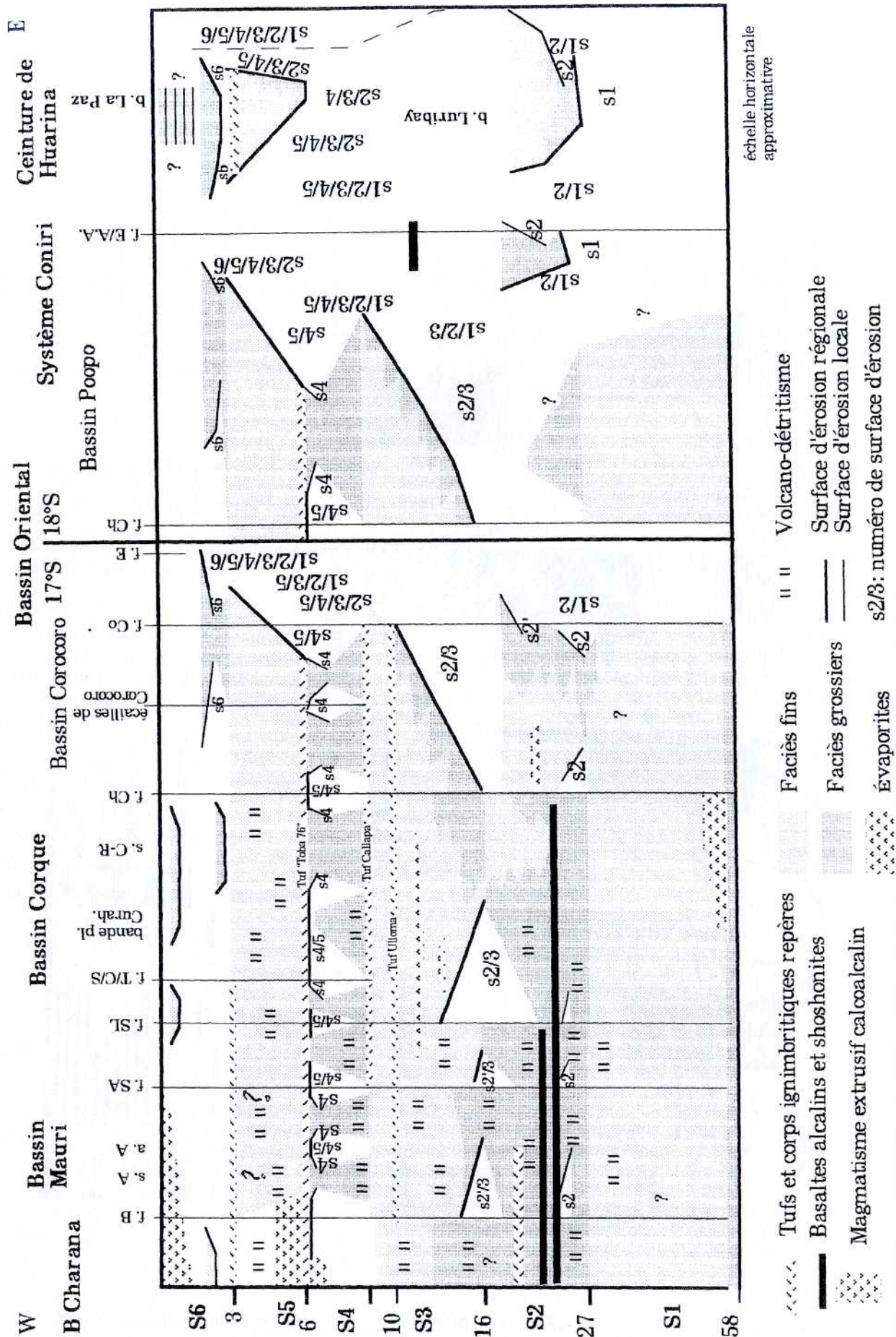


FIG. 44- Diagramme chronostratigraphique récapitulatif de la sédimentation tertiaire sur l'Altiplano.

L'alimentation est bipolaire, comme l'indiquent les clastes de petites dimensions de granites rouges provenant de l'érosion du socle à l'Ouest (plus abondants dans les parties occidentales) et la nature quartzo-feldspathique des niveaux gréseux, qui indique l'érosion lente des roches paléozoïques de la cordillère orientale à l'Est.

Verticalement, la granulométrie est constante et indique des conditions de sédimentation stables sur la durée de la séquence, sauf le long de la bordure orientale du bassin Corque, où des faciès lacustres évaporitiques situés à la base de la séquence (F. Chacarilla) passent rapidement aux faciès fluviatiles distaux communs à l'ensemble de la séquence. Dans les parties occidentales de l'Altiplano, elle est plus grossière comme l'indiquent les faciès plus proximaux de la formation Berenguela dans le bassin Mauri. De même, vers le Sud, elle est légèrement plus gréseuse (formation Potoco). Cependant, malgré ces variations de faciès horizontales, la granulométrie est toujours relativement fine et indique que les surfaces régionales s1, installées en bordure de l'Altiplano, étaient soumises à un faible gradient d'érosion et ne présentaient pas de paléotopographies marquées. Au sommet, la séquence 1 est envahie rapidement par un détritisme grossier. Elle passe ainsi à des faciès fluviatiles intermédiaires. Cette transition est rapide. Sur les bordures (bassin Poopo, partie ouest du bassin Corque et partie ouest du bassin Mauri), cette 1^{ère} séquence est partiellement ou totalement érodée ; elle est recouverte par une surface d'érosion régionale (S 2/3) (Fig.44), ou par des surfaces locales (S 2), mises en évidence par des troncatures de type offlaps réguliers (Fig.43). En résumé la 1^{ère} séquence est caractérisée par un détritisme modéré sédimentaire, stable pendant 30 Ma.

7.2.2.b. Séquence 2 (Oligocène supérieur-Miocène inférieur)

La 2^{ème} séquence rassemble les terrains d'âge oligocène supérieur-miocène inférieur (formations Coniri, Coniri 1 à 5, Ballivian, Kollu Kollu, San Andres 1 à 5, Azurita, Huyallapucara, Tambillo 1, Luribay, Salla et Pena; Fig.41 et 43).

Sur le rebord occidental du bassin Mauri, ainsi que sur celui du bassin Corque, à l'Ouest de la faille de Santa Lucia, la limite de séquence se situe au niveau de la surface d'érosion S 2 (Fig.44). Les niveaux de base de la séquence montrent un dispositif rétrogradant avec onlaps en éventail.

Sur le reste de l'Altiplano, la limite inférieure de la 2^{ème} séquence correspond à l'arrivée des faciès conglomératiques, et les premiers niveaux sont concordants sur la 1^{ère} séquence.

Dans la ceinture de Huarina (bassin de Luribay), la base de la 2^{ème} séquence correspond à la fois à un changement de faciès et à la surface d'érosion S 1 (Fig.44). Sur les bordures du bassin de Luribay, la limite de séquence correspond à une surface S 1/2, et la 2^{ème} séquence montre un dispositif progradant avec onlaps en éventail (et en overlaps) vers les bordures du bassin.

Cette 2^{ème} séquence est granodécroissante sur l'ensemble de l'Altiplano, ainsi que sur ses bordures (Fig.43).

Dans le bassin Corocoro, la partie orientale du bassin Corque (flanc est du synclinal de Corque), et le bassin de Luribay, la base conglomératique est riche en clastes de grandes dimensions provenant de roches paléozoïques issues de l'érosion de la Cordillère Orientale. Il s'agit de faciès de cônes alluviaux (clast supported) qui passent vers le haut à des faciès fluviatiles proximaux de haute énergie à granulométrie beaucoup plus faible. Sur l'Altiplano, la granulométrie diminue rapidement vers l'Ouest, caractérisant une sédimentation alluviale distale, localement lacustre avec dépôt d'évaporites (fig. I.41). Dans le bassin de Luribay, les faciès fins s'étendent vers les deux bords du bassin (fig. I.41).

Sur la bordure ouest du bassin Corque, comme dans le bassin Mauri, la 2^{ème} séquence est toujours grossière à sa base, mais la nature de la sédimentation est différente. Dans le centre du bassin Mauri (Fig.43 et 44), elle correspond à des faciès fluviatiles proximaux à intermédiaires remaniant du matériel volcanique, qui signe le démantèlement d'un arc magmatique (stratovolcan) présent plus à l'Ouest.

Sur la bordure ouest du bassin Corque, à côté du matériel volcano-détritique, on note la présence de clastes de roches précambriennes qui marquent une source d'apport proche située à l'Ouest. Les faciès sont typiques de cônes alluviaux ; ils cèdent la place vers le haut à des faciès alluviaux intermédiaires. Sur les bords occidentaux de ces bassins, le haut de la 2^{ème} séquence est caractérisé par des offlaps vers le centre des bassins et des toplaps en éventail sur les bords (Fig.43). Ces derniers sont recoupés par une surface d'érosion S 2/3, où se situe la limite supérieure de la 2^{ème} séquence. Au centre de ces bassins, la base de la 3^{ème} séquence est en concordance avec le haut de la 2^{ème}.

Dans les zones situées à l'Ouest de l'Altiplano, cette 2^{ème} séquence inclut les produits d'un magmatisme constitué de basaltes alcalins à tendance shoshonitique (Fig.44). Ils forment des corps importants au Sud et au centre, le long des bordures est du bassin Corque et ouest du bassin Mauri.

Au sein du système Coniri (bassin Poopo) et à son front (bassin Corocoro), la 2^{ème} séquence montre des dispositifs de discordances progressives, marquées par des surfaces d'érosion intraséquentielles S 2, associées à des offlaps vers le centre des bassins. Ces surfaces sont définies aux sommets par des toplaps en éventail, et sont recouvertes par des onlaps en éventail ou des overlaps des termes supérieurs (Fig.43). Dans le Nord du bassin de Corocoro, les overlaps peuvent recouvrir les structures paléozoïques érodées. La limite supérieure de la 2^{ème} séquence correspond à une surface d'érosion S 2/3 (Fig.44) qui recoupe soit des terrains de la 2^{ème} séquence, soit directement la 1^{ère} séquence, soit encore des niveaux pré-cénozoïques.

La sédimentation pendant la 2^{ème} séquence enregistre une déstabilisation des systèmes sédimentaires. Par rapport à la 1^{ère} séquence, les aires de sédimentation sont plus réduites et segmentées.

7.2.2.c. Séquence 3 (Miocène moyen)

La 3^{ème} séquence regroupe les formations Caquiaviri, Rosapata, Pisaqueri, Tambillo 2, San Andres 67 et 8, base

de Mauri 6, ainsi que la base des ignimbrites Los Frailes (Fig.41 et 43). Elle n'est pas connue sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale.

La base de la 3^{ème} séquence n'est en continuité avec la 2^{ème} qu'au centre des bassins Corque et Mauri et au pied de la faille de Santa Lucia (Fig.43). Dans le bassin oriental, elle correspond à une sédimentation rétrogradante marquée par des onlaps réguliers sur la surface d'érosion S 2/3 qui en constitue la limite inférieure.

A la limite entre le bassin oriental et le bassin Corque (faille de Chuquichambi), un éventail sédimentaire composé de toplaps irréguliers, puis d'onlaps, indique une déformation synsédimentaire, associée à la montée de diapirs de sel.

Au centre du bassin Corque, la 3^{ème} séquence est concordante sur la 2^{ème} (Fig.43) ; elle est marquée par des faciès fluviaux de haute énergie, proximaux à intermédiaires. Les clastes sont issus de roches paléozoïques, mais aussi de niveaux gréseux tertiaires. Vers l'Ouest du bassin, les faciès sont de type fluvial distal.

A la bordure ouest des bassins Corque et Mauri, la limite inférieure de la 3^{ème} séquence est située au niveau d'une surface d'érosion S 2/3 (Fig.43), recouverte en onlaps vers l'Ouest (Fig.44) par des horizons supérieurs de cette même séquence.

Sur l'ensemble de l'Altiplano, l'évolution granulométrique de la 3^{ème} séquence est grano-décroissante (Fig.43 et 44). Dans le bassin Corque, les faciès fluviaux passent vers le haut à des faciès lacustres caractérisés par la présence de niveaux évaporitiques (F. Rosapata, San Andres 7). Dans le bassin Mauri, la nature de la sédimentation (base F. Mauri 6 S 1.) est, comme celle de la 2^{ème} séquence, volcano-détritique (Fig.43 et 44). Elle est marquée par des faciès fluviaux de haute énergie qui surmontent les faciès greywackeux de la 2^{ème} séquence. Vers le haut, les faciès deviennent plus fins ; ils représentent un environnement fluvial distal, jamais lacustre.

Au cours de la 3^{ème} séquence, on assiste à un élargissement des aires de sédimentation en même temps qu'à une décroissance de la granulométrie.

7.2.2.d. Séquence 4 (Miocène supérieur)

Sur l'ensemble de l'Altiplano, la 4^{ème} séquence est caractérisée par une sédimentation perturbée soulignée par les nombreuses discordances progressives observées dans le membre 6 de la Formation Mauri S 1., dans les formations Pomota, Quehua, ainsi qu'à la base de la formation Umala (Fig.41 et 43). Elle est absente sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale (ceinture de Huarina).

La limite inférieure de la séquence correspond à une arrivée rapide de faciès fluviaux grossiers. Elle ne correspond pas à une surface d'érosion, et ses termes de base sont en concordance sur les termes sommitaux de la 3^{ème} séquence (Fig.44).

Les faciès sont grossiers et contiennent, sur le bassin oriental et celui de Corque, un détritisme issu de l'érosion, d'une part du Paléozoïque de la Cordillère Orientale à l'Est et d'autre part de roches tertiaire. La granulométrie caractérise un transport faible, soulignant la proximité

des zones d'apport. Les faciès sont de types debris flow ou mud flow, avec une matrice provenant principalement de l'érosion de roches argileuses.

Dans le bassin Mauri, elle est toujours volcano-détritique. La granulométrie ne montre pas de variations verticales, sauf au sommet de la séquence où elle décroît très rapidement, les faciès devenant de type fluvial distal ou lacustre.

Une caractéristique de cette 4^{ème} séquence est la fréquence des discordances progressives, localisées sur les bordures des différents bassins. Elle montre des surfaces d'érosion locales (S 4) (Fig.44) qui indiquent l'existence de reliefs proches et leur démantèlement. Les éventails sédimentaires montrent le plus souvent des toplaps en éventail (qui définissent à leur sommet les surfaces d'érosion locales) relayés vers les centres des bassins par des offlaps (Fig.43). Ceux-ci sont recouverts par des onlaps en éventail. Cependant, les niveaux supérieurs de cette 4^{ème} séquence ne recouvrent pas entièrement les surfaces d'érosion, sauf à l'extrémité sud du bassin de Corocoro, sur sa bordure est, ainsi que sur la bordure est du bassin Poopo. La limite supérieure de la séquence est alors située au niveau de la surface s4/5 (fig. I.41).

La 4^{ème} séquence indique une déstabilisation des systèmes sédimentaires et la réduction et la fragmentation des aires de sédimentation. Au sommet de la 4^{ème} séquence, bien que la sédimentation soit toujours légèrement perturbée, on observe une tendance au débordement sur les zones précédemment soumises à l'érosion.

7.2.2.e. Séquence 5 (Pliocène inférieur)

La 5^{ème} séquence regroupe les formations Mauri 6 s.s., Umala, Remedios, le haut de la Formation Quehua, La Paz et les ignimbrites de Los Frailes (Fig.41 et 43). Elle est concordante sur les niveaux supérieurs de la 4^{ème} séquence ; lorsque ceux-ci manquent, elle recouvre en overlaps concordants des surfaces d'érosion (S 4/5) situées aux limites des domaines tectono-sédimentaires (Fig.44). Ainsi sur les bordures est du bassin oriental, la limite de séquence est comprise dans des surfaces d'érosion S 4/5, S 2/3/4/5 ou S 1/2/3/4/5 qui sont recouvertes en onlaps concordants par des niveaux supérieurs de la 5^{ème} séquence.

Les faciès représentatifs sont de type fluvial distal, peu énergétique ou lacustre, avec dépôts locaux d'évaporites (Fig.43) ; toutefois ils sont encore légèrement grossiers à la base. Dans le bassin Mauri et sur le bassin Corque, ils sont volcano-détritiques (Fig.43). Il est important de souligner que c'est la première fois que la sédimentation est volcano-détritique sur l'ensemble du bassin Corque.

La 5^{ème} séquence est présente dans le bassin de La Paz, sur la ceinture de Huarina où elle recouvre une surface d'érosion ancienne S 2/3/4 installée au dos des structures du système Coniri. Sur les bordures du bassin, sa limite inférieure correspond à cette surface d'érosion dont la durée est de plus en plus grande (S 2/3/4/5) vers l'extérieur du bassin. Cette surface est recouverte par des onlaps réguliers constitués par des niveaux supérieurs de la 5^{ème}

séquence (Fig.44). Les faciès de base de séquence sont ici beaucoup plus grossiers que sur l'ensemble de l'Altiplano.

La 5^{ème} séquence indique un système sédimentaire stable qui s'étend sur l'ensemble de l'Altiplano, lissant les limites des domaines structuraux (augmentation des aires de sédimentation/S 4). Dans le bassin de La Paz en revanche, la base de cette séquence dénote de la mise en place d'un système sédimentaire dynamique mais qui se stabilise rapidement.

7.2.2.f. Séquence 6 (Pliocène terminal-Pléistocène)

La 6^{ème} séquence comprend les formations Taraco, Topohoco, Charana, Ayo Ayo et les dépôts glaciaires du bassin de La Paz (Fig.41 et 43).

Dans le bassin Corque et le bassin oriental, elle est représentée par des niveaux très grossiers témoignant d'un faible transport. Sa limite inférieure est marquée par l'arrivée brutale d'une sédimentation grossière sur les termes fins du haut de la 5^{ème} séquence (Fig.44). La base de la séquence montre des discordances progressives et des surfaces d'érosion locales S 6 installées sur une paléotopographie, qui est recouverte par des niveaux en onlaps. Cette séquence n'est pas reconnue, ni sur les bordures ouest du bassin Corque, ni dans le bassin Mauri.

Dans le bassin de Charaña, les termes inférieurs manquent ; les niveaux fins de la formation Charaña surmontent le Pliocène par l'intermédiaire d'une surface d'érosion S 6 (Fig.44). La limite de séquence correspond à cette surface d'érosion, et les niveaux supérieurs remplissent une paléotopographie.

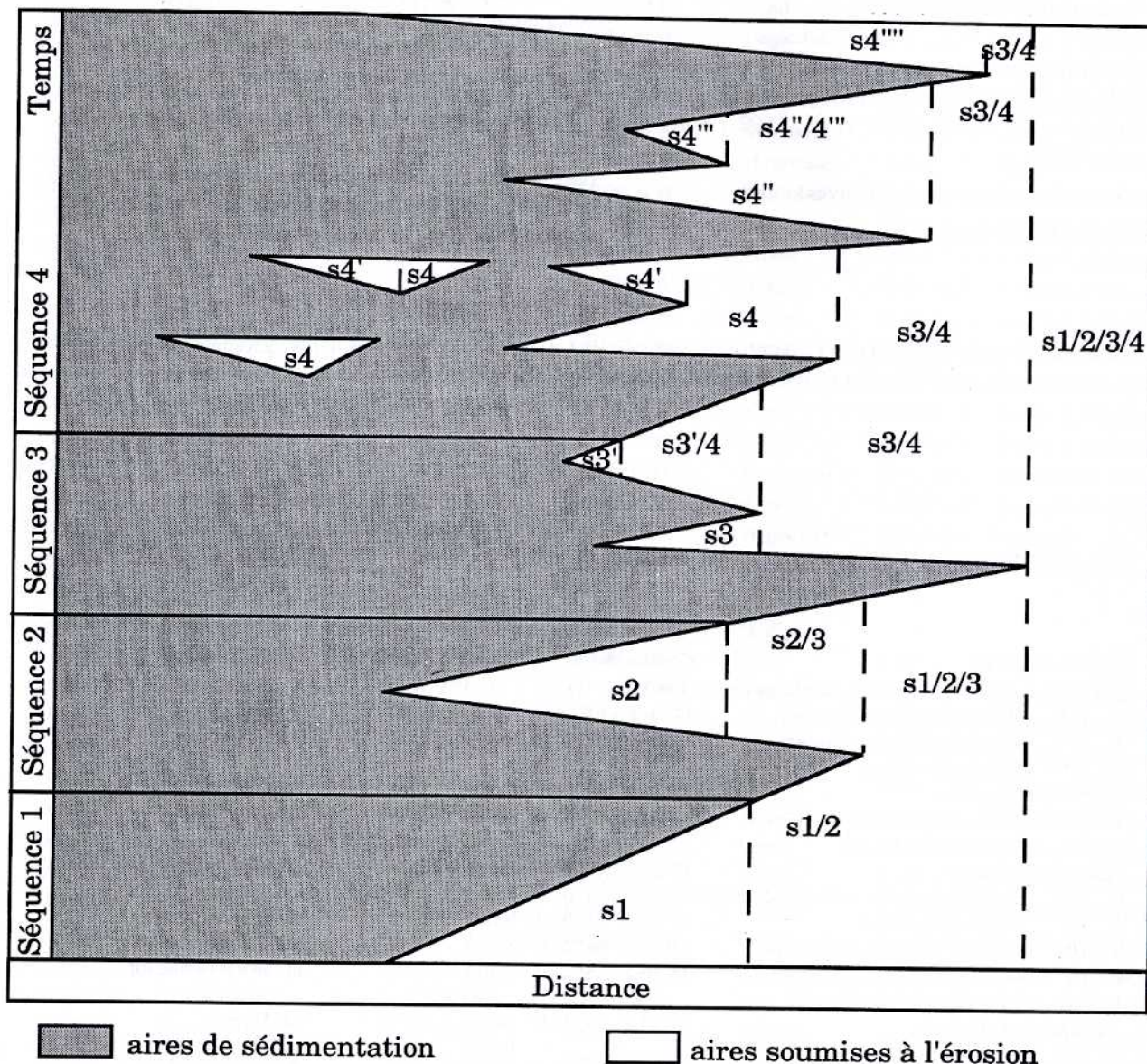


FIG. 45- Méthode de numérotation des surfaces d'érosion (milieu continental).

$S_{n/n+1}$: aire soumise à l'érosion au cours de la $n^{ième}$ séquence et maintenue à l'érosion pendant une partie de la $n+1^{ième}$ séquence.
 $S_{n/n+1/n+2}$: aire soumise à l'érosion au cours de la $n^{ième}$ séquence et maintenue à l'érosion pendant toute la $n+1^{ième}$ séquence et une partie de la $n+2^{ième}$ séquence.
 S_n : aire soumise à l'érosion au cours de la $n^{ième}$ séquence, sédimentée pendant la $n^{ième}$ séquence et resoumise à l'érosion au cours de la $n^{ième}$ séquence.
 $S_n/n+1$: aire soumise à l'érosion au cours de la $n^{ième}$ séquence, sédimentée pendant la $n^{ième}$ séquence, resoumise à l'érosion au cours de la $n^{ième}$ séquence et maintenue à l'érosion pendant une partie de la $n+1^{ième}$ séquence.
 Le compteur s'arrête chaque fois qu'une surface est sédimentée. Le compteur est remis à zéro chaque fois qu'une surface est soumise (ou resoumise) à l'érosion.

Sur la ceinture de Huarina, la limite de séquence correspond également à une surface d'érosion S 6 qui est recouverte par des niveaux fins (F. Ayo Ayo). Les termes grossiers de la base manquent également. En revanche ils sont présents au centre du bassin de La Paz, et marquent la limite avec les sédiments fins de la formation La Paz (S 5). Dans ce bassin, le sommet de cette séquence est marqué, par des faciès glaciaires et fluvio-glaciaires qui dénotent d'un refroidissement climatique affectant l'Altiplano NE.

Cette 6^{ème} séquence correspond à une réduction des aires de sédimentation ; elle montre une migration des dépôts-centres vers l'Est (bassin oriental).

8.- LE MAGMATISME CÉNOZOÏQUE

Depuis l'Oligocène, et jusqu'à l'actuel, le magmatisme sur l'Altiplano bolivien est caractérisé par la mise en place de trois types de roches [Soler *et al.*, 1992 ; Soler et Jimenez, 1993] :

- des roches intrusives ou effusives acides,
- des roches alcalines,

- des roches shoshonitiques à ultra-potassique volcaniques ou sub-volcaniques.

Le premier groupe correspond à des intrusifs granodioritiques ou granitiques mis en place dans la Cordillère Orientale entre 28 et 23.5 Ma, à des roches subvolcaniques et dacites mises en place sur les parties est de l'Altiplano et ouest de la Cordillère Orientale entre 17 et 11 Ma et à d'énormes volumes d'ignimbrites produits entre 10.5 et 2 Ma. Dans l'Est de l'Altiplano, la distribution des intrusions magmatiques d'âge miocène moyen, toujours de volumes réduits, [Redwood et McIntyre, 1989] coïncide remarquablement avec le tracé des failles de Eucalyptus, Ayo Ayo et Coniri.

Le second groupe est constitué de roches alcalines volcaniques mises en place entre 28 et 21 Ma dans les parties ouest et centrale de l'Altiplano (laves des formations Abaroa, Mauri 2 et 4, Azurita, Tambillo 1).

Le troisième groupe est formé par des roches volcaniques shoshonitiques et ultrapotassiques ; les épisodes les plus récents (13-11 Ma, pliocène et quaternaire plus récent que 1 Ma) sont représentés par des émissions d'extension réduite sur la bordure est de l'Altiplano.

Consulter : ROCHAT PH., HÉRAIL G., BABY P., MASCLE G. & ARANIBAR O. (1998).- Analyse géométrique et modèle tectono-sédimentaire de l'Altiplano Nord-Bolivien. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 327, 769-775.

TABLE. 1- Compilation des principales datations radiochronologiques (K/Ar et Ar/Ar) de roches tertiaires effectuées sur l'Altiplano.

N°	Ech. n°	Localité	Coordonnées	Minéral	Age +/- 1s	Unité lithologique
Everdeen <i>et al.</i> [1977] * recalculés par Marshall <i>et al.</i> [1992]						
1	IA*	NE Estancia Chinche (Charana)	17° 24 S 69° 24 W	K-spar	2, 26	Ignimbrite Perez
2	IB*	NE Estancia Chinche (Charana)	17° 24 S 69° 24 W	Biotite	3, 08	Ignimbrite Perez
3	IC*	E Ulloma, W Callapa, rive N Rio Desaguadero	17° 29 S 68° 28 W	Biotite	5, 44	Toba 76
4	ID*	E Huancanapi Cerro Khasca (Totora)	17° 51 S 68° 00 W	Biotite	5, 65	Toba 76
5	IE*	Gloria Marca, 4 km SW Curahuara de Carangas	17° 52 S 68° 28 W	Biotite	6, 04	Toba 76
6	IH*	Jaccha Chullpa (San Andres de Mlachaga)	16° 57 S 69° 02 W	K-spar	8, 21	tuff Callapa
7	II*	Estancia Telar Willki	17° 50 S 68° 02 W	Biotite	8, 42	tuff Callapa Crucero F.
8	IJ*	3 km NW Curahuara de Carangas	17° 50 S 68° 26 W	K-spar	9, 34	tuff Callapa Crucero F.
9	IK*	Cerro Yaretani 15 km NW Turco	18° 08 S 68° 20 W	K-spar	9, 96	in Turco F. biotitic sill
10	IL*	500 m E Taypi Belen 5 km SW Cerro Jakokkota (Achiri)	17° 11 S 69° 10 W	Biotite	10, 78	tuff Ulloma
11	IV*	région de La Paz		Biotite	6, 16	tuff Chijni tuff Cota Cota?
12	IM	Tihuanacu	16° 41 S 68° 43 W	Biotite	12, 3	Stock Quimsa Chata
13	IN	Tambo Tambillo	19° 28 S 69° 14 W	Plagio	22	Tambillo F. (basalte)
14	IO	région de Berenguela	17° 14 S 69° 08 W	Plagio	26	Mauri 4 F. (lave)
15	IR	région de Turco	18° 08 S 68° 16 W	K-spar	647	bloc dans Azurita F.
16	IS	Mine Azurita	18° 03 S 68° 10 W	Biotite	6, 4	Rhyolite
17	IT	Abaroa Station	17° 32 S 69° 20 W	Augite	14, 6	Abaroa F. (lave)
18	IU	Comanche	17° 05 S 68° 35 W	Hornb	14, 6	Stock Comanche
18	IU	Comanche	17° 05 S 68° 35 W	Hornb	16, 7	Stock Comanche
19	Boliv	Bolivian Superior Oil Cy, San Andres well -2769 m	17° 00 S 68° 57 W		525	Granite

N°	Ech. n°	Localité	Coordonnées		Minéral	Age +/- 1s	Unité lithologique
Lavenu et al. [1989]							
20	BO3	Est. Kusima	17° 14' 28 S	69° 14' 29 W	R. totale	25, 2 +/- 1, 0	Mauri 2 (c. bas.)
21	LA80-2	Est. Abaroa	17° 33' 14 S	69° 14' 18 W	Plagioclase	20, 8 +/- 0, 5	Abaroa (d. bas.)
22	PH 43	Cerro Canasita	17° 44' 29 S	69° 14' 18 W	R. totale	17, 9 +/- 0, 7	Abaroa (c. dac.)
23	LA80-6	Est. Kolkhe Uma	17° 50' 49 S	69° 13' 07 W	Plagioclase	15, 1 +/- 0, 6	Abaroa (c. and.)
23	LA80-6	Est. Kolkhe Uma	17° 50' 49 S	69° 13' 07 W	R. totale	13, 2 +/- 0, 3	Abaroa (c. and.)
24	LA80-4	Cerro Lupijcala	17° 33' 54 S	69° 13' 31 W	R. totale	13, 5 +/- 0, 4	Abaroa (c. dac.)
25	LA80-5	Est. Kolkhe Uma	17° 52' 00 S	69° 13' 20 W	Plagioclase	7, 6 +/- 0, 8	Cerke (c. and.)
26	BO4	Est. Sacacani	17° 25' 05 S	69° 18' 07 W	Plagioclase	5, 7 +/- 0, 5	Cerke (c. and.)
27	LA81-14	Mine Azurita	18° 05' 25 S	68° 09' 00 W	Plagioclase	11, 7 +/- 0, 3	Turco
28	PH48	Soledad	17° 41' 05 S	67° 18' 57 W	Plagioclase	5, 2 +/- 0, 3	Umalá (c. dac.)
28	PH48	Soledad	17° 41' 05 S	67° 18' 57 W	Plagioclase	5, 0 +/- 0, 7	Umalá (c. dac.)
28	PH48	Soledad	17° 41' 05 S	67° 18' 57 W	Biotite	4, 6 +/- 0, 2	Umalá (c. dac.)
29	PH75	Villa Remedios	16° 46' 13 S	68° 10' 51 W	Plagioclase	3, 3 +/- 0, 2	Umalá (t. Ayo Ayo)
29	PH75	Villa Remedios	16° 46' 13 S	68° 10' 51 W	Plagioclase	3, 2 +/- 0, 4	Umalá (t. Ayo Ayo)
30	LA82-2	Ayo Ayo	17° 02' 42 S	68° 59' 00 W	Plagioclase	2, 8 +/- 0, 4	Umalá (t. Ayo Ayo)
31	BO7	Est. Tirata	17° 53' 04 S	68° 36' 05 W	Vitrophyre	3, 3 +/- 0, 3	Ignimbrite Perez
32	LA82-1	Chua	16° 10' 21 S	68° 44' 21 W	Plagioclase	7, 6 +/- 0, 7	Umalá ?
33	PH53a	Chuquiaguillo	16° 27' 05 S	68° 05' 51 W	Plagioclase	1, 6 +/- 0, 1	Patapatapani (t. Purpurani)
34	MB158	Achacachi	16° 08' 20 S	68° 38' 00 W	K-spar	2, 8 +/- 0, 1	La Paz (t. Chijini?)
35	MB161	Cota Cota	16° 32' 00 S	68° 03' 30 W	Biotite	5, 8 +/- 0, 1	La Paz (t. Cota Cota)
35	MB161	Cota Cota	16° 32' 00 S	68° 03' 30 W	Biotite	5, 5 +/- 0, 2	La Paz (t. Cota Cota)
36	MB159	La Paz	16° 27' 40 S	69° 09' 20 W	K-spar	2, 8 +/- 0, 1	La Paz F. (t. Chijini)
37	MB160	La Paz	16° 27' 40 S	69° 09' 20 W	Biotite	12, 1 +/- 1, 1	La Paz F. (cin. rhyol.)
37	MB160	La Paz	16° 27' 40 S	69° 09' 20 W	Biotite	11, 6 +/- 1, 3	La Paz F. (cin. rhyol.)
38	MB154	Rio Kaluyo	16° 25' 48 S	68° 07' 50 W	K-spar	2, 8 +/- 0, 1	La Paz (t. Patapatani)
39	MB153	Rio Kaluyo	16° 25' 48 S	68° 07' 50 W	K-spar	2, 7 +/- 0, 1	La Paz (t. Patapatani)
40	PHM1	Cerro Tankha Tankha	18° 06' 35 S	66° 43' 17 W	Plagioclase	5, 8 +/- 0, 3	Morocola (c. dac.)
40	PHM1	Cerro Tankha Tankha	18° 06' 35 S	66° 43' 17 W	R. totale	6, 4 +/- 0, 3	Morocola (c. dac.)
41	PHM2	Cerro Tankha Tankha	18° 06' 35 S	66° 43' 17 W	Plagioclase	6, 3 +/- 0, 3	Morocola (c. dac.)
41	PHM2	Cerro Tankha Tankha	18° 06' 35 S	66° 43' 17 W	R. totale	6, 0 +/- 0, 3	Morocola (c. dac.)

Marshall et al. [1992] * datation Ar/Ar sur un seul grain minéral avec erreur standard moyenne (SEM)

42	LGM01	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Verre	3, 84 +/- 1, 8	La Paz (t. Chijini)
42	LGM01	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Verre	4, 65 +/- 0, 2	La Paz (t. Chijini)
42	LGM01	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Verre	1, 96 +/- 0, 8	La Paz (t. Chijini)
42	LGM01	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Verre	7, 31 +/- 1, 0	La Paz (t. Chijini)
42	LGM01	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Verre	5, 57 +/- 0, 7	La Paz (t. Chijini)
42	LGM01	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Verre	3, 33 +/- 0, 6	La Paz (t. Chijini)
42	LGM01	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Biotite	1, 64 +/- 0, 2	La Paz (t. Chijini)
42	LGM01A*	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Sanidine	2, 637 +/- 0, 038	La Paz (t. Chijini)
42	LGM01B*	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Sanidine	2, 660 +/- 0, 036	La Paz (t. Chijini)
42	LGM01B*	Chuquiaguillo	16° 27' 03 S	68° 05' 03 W	Biotite	3, 082 +/- 0, 072	La Paz (t. Chijini)
43	LGM02	Chuquiaguillo	16° 28' 06 S	68° 07' 15 W	Biotite	7, 70 +/- 0, 4	La Paz (t. Chijini)
43	LGM02	Chuquiaguillo	16° 28' 06 S	68° 07' 15 W	Verre	2, 38 +/- 0, 2	La Paz (t. Chijini)
44	LGM03*	Amachuma	16° 38' 13 S	68° 08' 07 W	Sanidine	2, 757 +/- 0, 053	La Paz (t. Chijini)
45	LGM05	Jankho Janke Alto	17° 14' 40 S	69° 03' 44 W	Biotite	10, 45 +/- 0, 4	Mauri 6 (t. Ulloma)
45	LGM05	Jankho Janke Alto	17° 14' 40 S	69° 03' 44 W	Plagioclase	15, 13 +/- 0, 8	Mauri 6 (t. Ulloma)
45	LGM05*	Jankho Janke Alto	17° 14' 40 S	69° 03' 44 W	Sanidine	10, 255 +/- 0, 112	Mauri 6 (t. Ulloma)
45	LGM05*	Jankho Janke Alto	17° 14' 40 S	69° 03' 44 W	Hornblende	11, 463 +/- 0, 472	Mauri 6 (t. Ulloma)
46	LGM06*	Cerro Jakokkota	17° 08' 48 S	69° 07' 37 W	Biotite	11, 421 +/- 0, 222	Mauri 6 (t. Ulloma)
47	LGM10	Est. Jankho Khalani	17° 27' 47 S	68° 22' 44 W	Biotite	8, 79 +/- 0, 4	tuff Callapa
47	LGM10	Est. Jankho Khalani	17° 27' 47 S	68° 22' 44 W	Biotite	8, 98 +/- 0, 2	tuff Callapa
47	LGM10	Est. Jankho Khalani	17° 27' 47 S	68° 22' 44 W	Sanidine	8, 808 +/- 0, 471	tuff Callapa
47	LGM10	Est. Jankho Khalani	17° 27' 47 S	68° 22' 44 W	Plagio	6, 295 +/- 0, 763	tuff Callapa

N°	Ech. n°	Localité	Coordonnées		Minéral	Age +/-	Is	Unité lithologique
48	LGM11	Callapa	17° 28' 52 S	68° 20' 25 W	Sanidine	10, 746 +/-0, 047		tuff Ulloma
48	LGM11	Callapa	17° 28' 52 S	68° 20' 25 W	Plagio	11, 000 +/-0, 168		tuff Ulloma
49	LGM13	Ulloma	17° 29' 47 S	68° 28' 48 W	Biotite	11, 70 +/-0, 2		tuff Ulloma
49	LGM13	Ulloma	17° 29' 47 S	68° 28' 48 W	Biotite	11, 68 +/- 0, 4		tuff Ulloma
49	LGM13*	Ulloma	17° 29' 47 S	68° 28' 48 W	Biotite	10, 379 +/-0, 261		tuff Ulloma
50	LGM14*	Cerro Tankhani	17° 46' 49 S	68° 25' 29 W	Sanidine	9, 075 +/-0, 097		tuff Callapa
51	LGM15*	Cerro Chamaquiri	17° 48' 11 S	68° 25' 39 W	Sanidine	10, 375 +/-0, 207		tuff Ulloma
51	LGM15*	Cerro Chamaquiri	17° 48' 11 S	68° 25' 39 W	Plagio	10, 189 +/-0, 279		tuff Ulloma
52	LGM17*	Saca Chullpa	17° 52' 18 S	68° 25' 39 W	Sanidine	5, 348 +/-0, 005		Toba 76
53	LGM18*	Curahuara de Carangas	17° 53' 03 S	68° 22' 08 W	Sanidine	2, 815 +/-0, 011		Ignimbrite Perez
55	LGM23	Estancia Willa Kkollu	18° 16' 24 S	67° 56' 34 W	Biotite	9, 71 +/-0, 4		Toba 76
55	LGM23	Estancia Willa Kkollu	18° 16' 24 S	67° 56' 34 W	Biotite	5, 97 +/-0, 4		Toba 76
55	LGM23	Estancia Willa Kkollu	18° 16' 24 S	67° 56' 34 W	Biotite	9, 79 +/-0, 5		Toba 76
56	LGM24	Huanca Vijnia	18° 22' 13 S	67° 37' 50 W	Biotite	5, 73 +/-0, 2		Remedios
56	LGM24	Huanca Vijnia	18° 22' 13 S	67° 37' 50 W	Biotite	4, 41 +/-0, 1		Remedios
56	LGM24	Huanca Vijnia	18° 22' 13 S	67° 37' 50 W	Biotite	7, 06 +/-0, 2		Remedios
57	LGM25	Ayo Ayo	17° 07' 42 S	67° 59' 00 W	Biotite	4, 71 +/-0, 1		Umala (t. Ayo Ayo)
57	LGM25	Ayo Ayo	17° 07' 42 S	67° 59' 00 W	Plagioclase	4, 87 +/-0, 2		Umala (t. Ayo Ayo)
57	LGM25	Ayo Ayo	17° 07' 42 S	67° 59' 00 W	Plagioclase	5, 41 +/-0, 3		Umala (t. Ayo Ayo)
57	LGM25	Ayo Ayo	17° 07' 42 S	67° 59' 00 W	Sanidine	2, 84 +/-0, 06		Umala (t. Ayo Ayo)
57	LGM25	Ayo Ayo	17° 07' 42 S	67° 59' 00 W	Sanidine	3, 52 +/-0, 04		Umala (t. Ayo Ayo)
57	LGM25	Ayo Ayo	17° 07' 42 S	67° 59' 00 W	Sanidine	2, 896 +/-0, 053		Umala (t. Ayo Ayo)
57	LGM25	Ayo Ayo	17° 07' 42 S	67° 59' 00 W	Sanidine	2, 921 +/- 0, 052		Umala (t. Ayo Ayo)
58	LGM26*	Villa Remedios	16° 46' 13 S	68° 10' 51 W	Sanidine	2, 889 +/-0, 011		Umala (t. Ayo Ayo)
58	LGM26*	Villa Remedios	16° 46' 13 S	68° 10' 51 W	Biotite	2, 889 +/-0, 577		Umala (t. Ayo Ayo)
Kennan et al. [1995]								
59	S3	Cuchi Vilque	FU 786 391		Biotite	24, 8 +/-0, 8		Tambillo (t. riche en Bt)
59	S3	Cuchi Vilque	FU 786 391		Biotite	24, 4 +/-0, 9		Tambillo (t. riche en Bt)
60	Rod-91	Rodeo	FU 834 393		R. tot.	23, 1 +/-1, 2		«basalte» Tambillo (and. b)
61	Chiar-Kollu	Chiar-Kollu	FU 697 503		R. tot.	25, 2 +/-0, 9		Sill Chiar Kollu
62	TAM-E	Tambo Tambillo	FU 743 516		Biotite	15, 8 +/-0, 5		Tambillo (t. et ponce àBt)
63	COR10	Corque	FV 714 381		Biotite	29, 9 +/-1, 3		Huayllamarca (tuff)
63	COR10	Corque	FV 714 381		Biotite	23 +/-0, 8		Huayllamarca (tuff)
64	COR22	Choquecota	FV 152 961		Biotite	8, 35 +/-1, 49		Mauri 6 (Toba 76)
64	COR22	Choquecota	FV 152 961		Biotite	4, 77 +/-1, 84		Mauri 6 (Toba 76)
65	COR28	Opoqueri	FV 167 506		Biotite	15, 4 +/-0, 9		Huayllapucara ? (grès tufacé)
66	COR26	Opoqueri	FV 172 513		Biotite	13, 7 +/-2, 9		Huayllapucara ? (tuff)
67	LFTRLE	Confor Nasa Meseta			Biotite	7, 13 +/-0, 3		Los Frailes (ignimbrite)
68	LFTRSL	Confor Nasa Meseta			Biotite	6, 8 +/-0, 23		Los Frailes (ignimbrite)
68	LFTRSL	Confor Nasa Meseta			Biotite	7, 4 +/-0, 6		Los Frailes (ignimbrite)
69	LPUR	SE central Los Frailes massif			Biotite	11, 9 +/-0, 6		Los Frailes (ignimbrite)
70	T6P	Tinguipaya			Biotite	19, 7 +/-0, 8		Mondragon (Ashflow)
70	T6P	Tinguipaya			Biotite	19, 0 +/-0, 7		Mondragon (Ashflow)
Swanson et al. [1987]								
71		Région de Tiahuanacu			Biotite	29, 2 +/-0, 8		Tiahuanacu (grès volc.)
71		Région de Tiahuanacu			Plagio	29, 6 +/-0, 8		Tiahuanacu (grès volc.)
72		Région de Tiahuanacu ?			Biotite	18, 4 +/-0, 5		Kollu Kollu (t. proche base)
72		Région de Tiahuanacu ?			Sanidine	16, 6 +/-0, 4		Kollu Kollu (t. proche base)
73		Région de Turco			Sanidine	18, 9 +/-0, 5		Huayllapucara (t. au dessus)
73		Région de Turco			San. cont?	24, 5 +/-0, 6		id. conglomérat Azurita)
74		Région de Turco				34,1		Clastes de Azurita

N°	Ech. n°	Localité	Coordonnées	Minéral	Age +/-1s	Unité lithologique
Sempere et al. [1990]						
75		Est. Région de Coniri		R. tot.	25, 5 +/-1, 7	Coniri (tuff)
Redwood [1989]						
76	SR503	Chillcani Pampa	FA 793 318	Biotite	6, 5 +/-0, 2	tuff Soledad (matrice agglomérat)
77	SR504	Chillcani Pampa	FA 793 318	Biotite	5, 8 +/-0, 2	tuff Soledad (clastes agglomérat)
Grant et al. [1979]						
78	G1	San Pablo-Morococala		Biotite	6, 3 +/-0, 11	Los Frailes (ignimbrite)
78	G1	San Pablo-Morococala		Biotite	6, 2 +/-0, 13	Los Frailes (ignimbrite)
79	G2	San Pablo-Morococala		Biotite	6, 4 +/-0, 13	Los Frailes (ignimbrite)
Baker et Francis [1978]						
80	B26	Estancia Opa Kkollu	19° 29' S 67° 21' 30 W	Biotite	7, 0 +/-0, 4	Los Frailes (ignimbrite)
81	B35	Région de Coroma	19° 35' S 66° 45' W	Biotite	8, 9 +/-0, 4	Los Frailes (ignimbrite)
Roperch et al. [1996]						
82			EA 577-8057	Biotite	12, 2 +/-0, 6	Caquiaviri F. (tuff)
Ce travail						
83	RP55	26 km SW Tambo Quemado	EV 515-7967	Biotite	21, 2 +/-0, 6	Ignimbrite (Mauri 5 ?)
84	RP37		FA 601-8001	Biotite	9, 1 +/-0, 5	Rosapata F. (tuff)
85	RP19		EB 547-8130	Biotite	18, 9 +/-1, 2	Ballivian F.
86	RP20		EB 536-8127	Biotite	18, 9 +/-2, 1	Ballivian F. (tuff)
87	RP27		EA 596-8001	Biotite	7, 0 +/-0, 2	Pomota F. (tuff)
88	RP16	Région de Belen	FA 623-8011	Biotite	18, 9 +/-0, 3	Coniri F. (tuff)
89	RP38	28 km NW Curahuara de Carangas	EA 546-8044	Biotite	5, 6 +/-0, 6	Mauri 6 (Toba 76)
90	RP17	Région de San Andres de Machaca	EB 504-8124	Biotite	20, 2 +/-0, 4	San A. 3 (YPFB) San A. 1 (GEOBOL)
91	RP53	22 km E de Calacoto	EA 517-8092	Biotite	9, 1 +/-0, 4	tuff
92	RPA7	24 km W de Umala	EA 581-8077	Biotite	9, 7 +/-0, 7	Caquiaviri F. (tuff)
93	RP50	10 km NW de San Pedro de Curahuara	EA 590-8053	Biotite	11, 6 +/-0, 8	Caquiaviri F. (tuff)
94	RP52	San Pedro de Curahuara	FA 601-8047	Biotite	8, 7 +/-0, 6	Umala F. (tuuf)
95	RPA3	Mina Chacarilla	EA 589-8053	Biotite	52, 9 +/-1, 9	Chacarilla F. (tuff)
Geobol						
96		Région de San Andres	EB 508-8123		16, 7 +/-0, 8	San A. 3 (Geobol) San A. 6 (YPFB)
97		Région de Rio Grande	EB 545-8129		15, 6 +/-0, 6	Caquiaviri F.

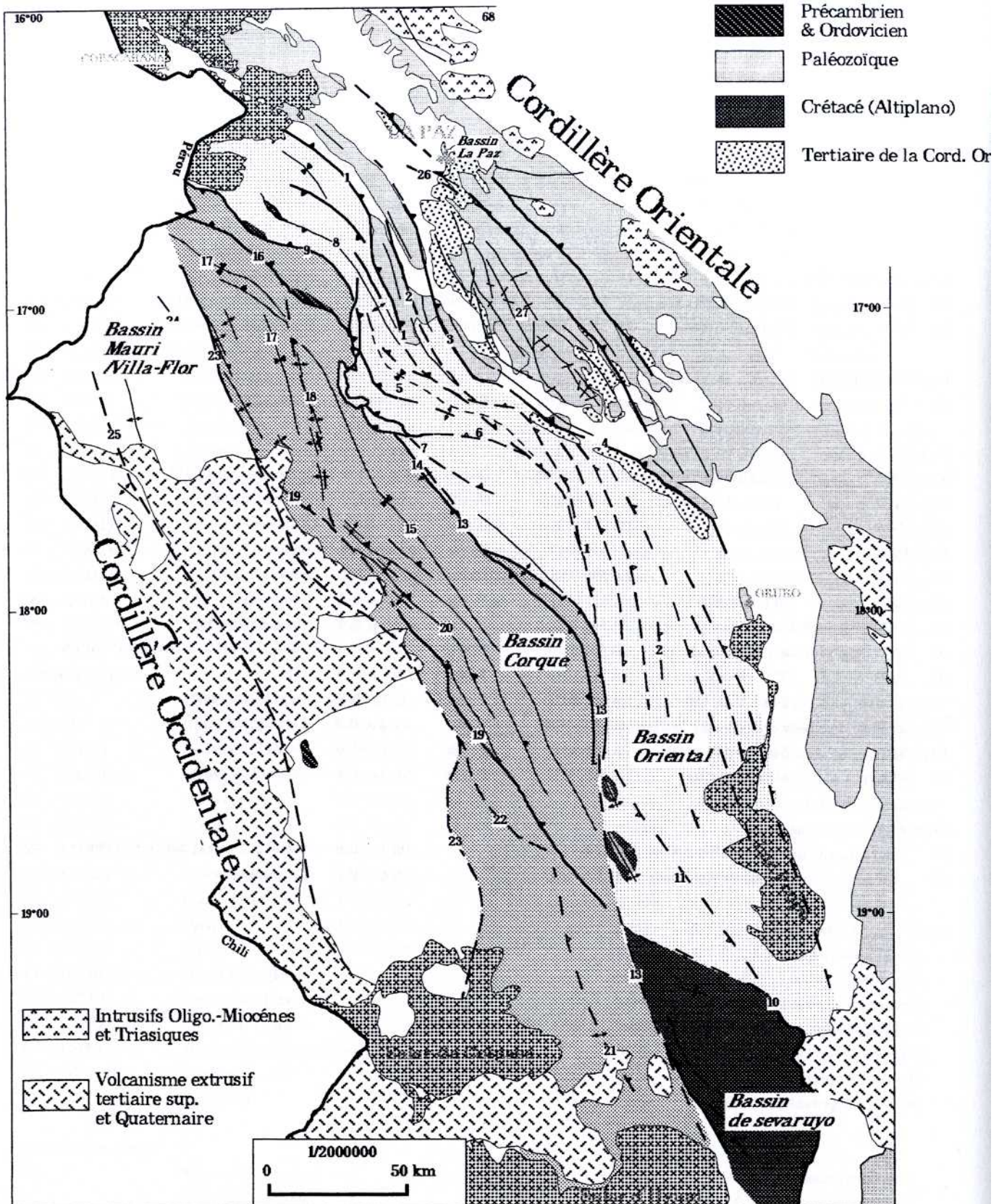


Fig. 46— Schéma structural de l' Altiplano Nord et Centre Bolivien.

1 : Faille Coniri ; 2 : Système de Coniri ; 3 : Faille Ayo Ayo ; 4 : Faille de Eucalyptus ; 5 : Faille Topohoco ; 6 : Faille Corocoro ; 7 : Faille Umala ; 8 : Cerro Chilla ; 9 : Faille de Jesus de Machaca ; 10 : Faille Pahua ; 11 : Faille Sevaruyo ; 13 : Faille et chevauchements de Chuquichambi ; 14 : Anticlinal de Chacarilla ; 15 : Synclinal de Corque-Rosapata ; 16 : Faille de Nazacara ; 17 : Synclinal de Nazacara ; 18 : Faille Calacoto ; 19 : Faille de Turco ; 20 : Bande plissée de Curahuara ; 21 : Faille de Salinas ; 22 : Faille Santa Lucia ; 23 : Faille SanAndres-Villaflor ; 24 : Anticlinal d'Achiri ; 25 Faille de Berenguela ; 26 : faille Amachuma ; 27 : Ceinture de Huarina.

CHAPITRE 3 STYLES TECTONIQUES ET GÉOMÉTRIES DES DÉFORMATIONS

L'objectif de ce chapitre est de caractériser, en fonction des données de terrains et de subsurface, les styles tectoniques des différents domaines structuraux ainsi que les modes de déformation qui constituent des contraintes primordiales régissant la construction de modèles géométriques et cinématiques de l'Altiplano.

1.- SYSTÈME CONIRI-CEINTURE PLISSÉE DE HUARINA

Le système Coniri et la Ceinture plissée de Huarina (cf. § 2.1.1) se caractérisent par des structures plissées associées à des chevauchements (Fig. 46 et 47) ainsi que par la présence de deux limites tectoniques importantes (Fig. 46 et 47) :

- Le front du système Coniri ;
- Les failles de Ayo Ayo et de Eucalyptus dans les parties plus internes.

A l'affleurement, les plis sont relativement cylindriques et ne montrent pas d'indices de cisaillement tel que des axes sigmoïdes et/ou des agencements en échelon (mis à part aux abords de la faille d'Eucalyptus). Il n'y a pas de forts rejets verticaux le long des chevauchements et le socle n'est pas reconnu dans ces déformations (Fig. 47).

On observe, par rapport à leur taille et à leur longueur d'onde, deux catégories de structures (Fig. 47) :

- Les structures de longueurs d'onde déca-kilométriques représentées par des synclinaux au sein desquels la quasi totalité des terrains paléozoïques sont présents (ex. synclinal de Calamarca). Le niveau de décollement de ces structures correspond aux lutites de la base du Silurien qui affleurent parfois au centre des anticlinaux érodés, notamment le long de la structure frontale du système Coniri, et qui constituent la semelle des chevauchements.

- Les structures de longueurs d'onde kilométriques (de l'ordre de 3 km ou inférieur) montrent quant à elles un niveau de décollement plus superficiel correspondant à la base du Dévonien. Elles interfèrent avec le train de plis déca-kilométriques.

A l'affleurement les chevauchements ont des pendages supérieurs à 40° et sont presque toujours pentés vers l'Est ; quelques petits rétrochevauchements ont été observés localement et sont le plus souvent localisés au niveau du flanc avant des plis.

Il est à noter, qu'on observe parfois à l'affleurement une absence de chevauchement entre deux structures anticlinales pourtant bien individualisées.

Les flancs occidentaux (50°) des plis sont presque toujours plus pentés que les flancs orientaux et sont parfois déversés à absents. Ils présentent parfois une déformation interne, localisée et de faible intensité, sous forme de plans de cisaillements inverses et obliques à la stratification. Ces déformations ne modifient pas la géométrie d'ensemble des plis. Les valeurs angulaires moyennes des charnières sont inférieures à 90° ; elles sont nombreuses dans la classe 80-70°.

La plupart des plis sont isopaques. Une étude attentive aux limites de bancs compétents met en évidence de très nombreux indices de glissements couches sur couches qui dénotent de l'accommodation d'un cisaillement parallèle aux couches («flexural slip»). De même, la présence d'une schistosité sigmoïde développée dans les horizons argileux indique que les mouvements de cisaillements parallèles aux couches sont accommodés ici par une déformation pénétrative («flexural flow») issue d'un régime de cisaillement simple («simple shear») affectant l'ensemble des bancs peu compétents. Les caractéristiques rhéologiques du matériel paléozoïque (alternances grès-argiles des séries de plates-formes clastiques, cf. 5.2.1.a) contrôlent l'expression des mouvements de cisaillements parallèles aux couches induits par un mode de plissement par flexion.

1.1. L'inversion tectonique du synclinal de Calamarca

Les structures plissées déca-kilométriques ne sont connues qu'à l'Est de la faille de Ayo Ayo (Fig. 47). A l'Ouest, les structures sont de plus faible longueur d'onde et plus serrées, ce qui implique un niveau de décollement principal (base silurien) moins profond. Si l'on considère le centre des synclinaux comme des points repères non déformés mais juste translétés, il est possible d'estimer les profondeurs de ce niveau de décollement (Fig. 47). On observe une différence de l'ordre de 4 km de part et d'autre de la faille de Ayo Ayo. En effet, au mur de la faille, la série siluro-carbonifère est de l'ordre de 6000 m d'épaisseur alors qu'au toit elle est de 10 000 m (cf. § 2.6.2). Cette variation brutale nous amène à interpréter le synclinal de Calamarca comme l'inversion tectonique d'une bordure de bassin paléozoïque. Compte tenu de la translation de l'ensemble de la ceinture de Huarina vers l'Ouest, il est possible d'ores et déjà d'estimer en profondeur l'emplacement de cette bordure. Celle-ci se situe 6 km à l'Ouest de sa position connue en surface et semble correspondre à une limite profonde verticale ou très pentée.

Vers le Sud, la faille de Ayo Ayo se prolonge par la faille de Eucalyptus qui est légèrement oblique à la chaîne (NW-SE) (Fig. 47). On y retrouve le même dispositif paléogéographique et une inversion tectonique. Au toit de la faille, les axes des plis sont parallèles à la faille alors qu'au mur ils sont disposés en échelon gauche (Fig. 48 et 76) avec des axes légèrement sigmoïdes se parallélisant à la faille aux abords immédiats de celle-ci.

1.2. Évolution latérale du front du système Coniri.

Au Nord de 17°15'S, le front du système Coniri correspond à un pli de propagation dont le flanc ouest est cisailé par une faille inverse (Fig. 47). Le flanc ouest de l'anticlinal est recouvert par des sédiments tertiaires appartenant à la 2ième séquence (Fm. Coniri) et n'affleure que localement. Les observations de surface montrent que les argiles de la base du Silurien constituent la semelle de la Faille Coniri.

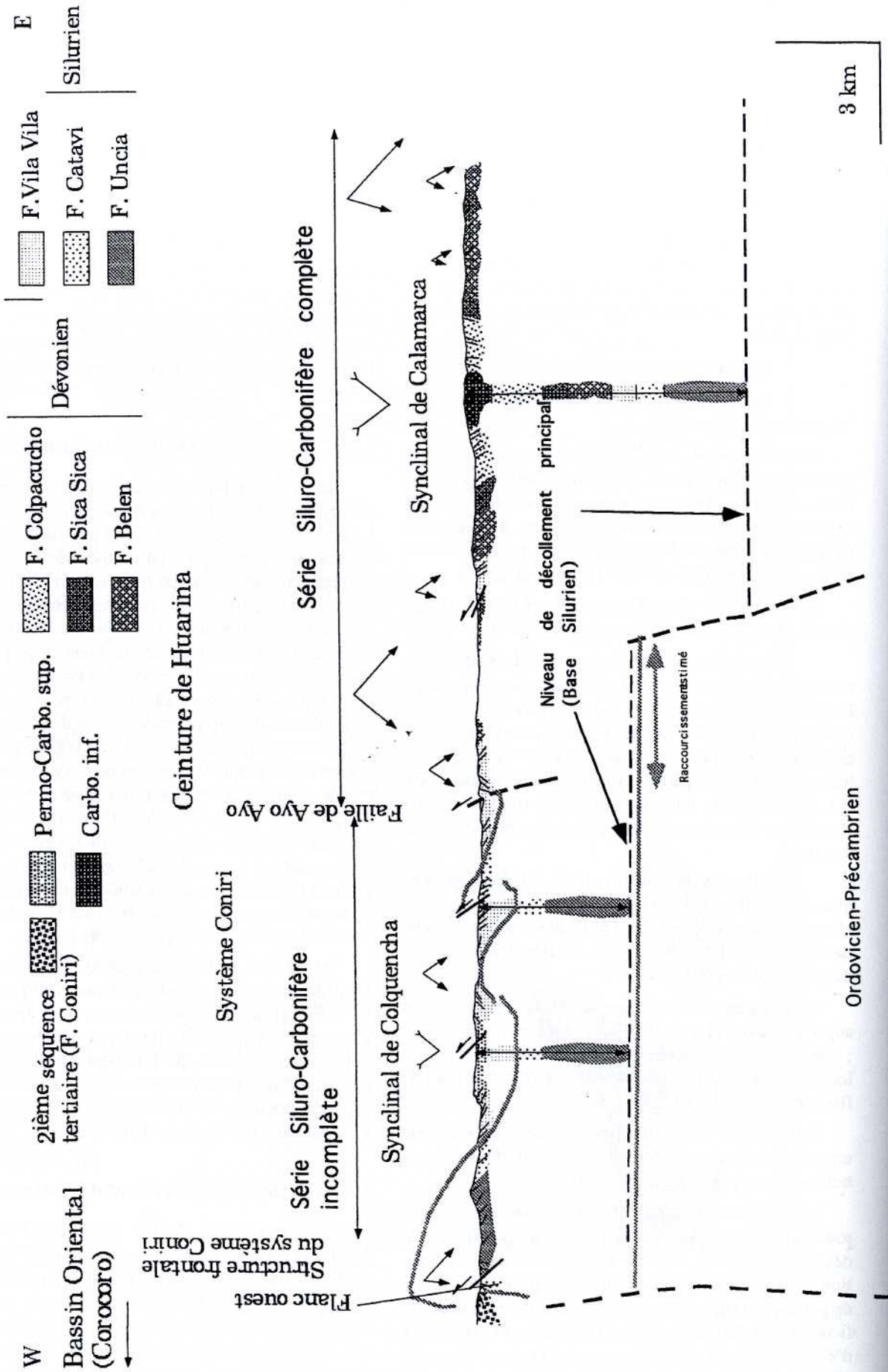


Fig. 47- Données structurales de surface du système Coniri (17°S).

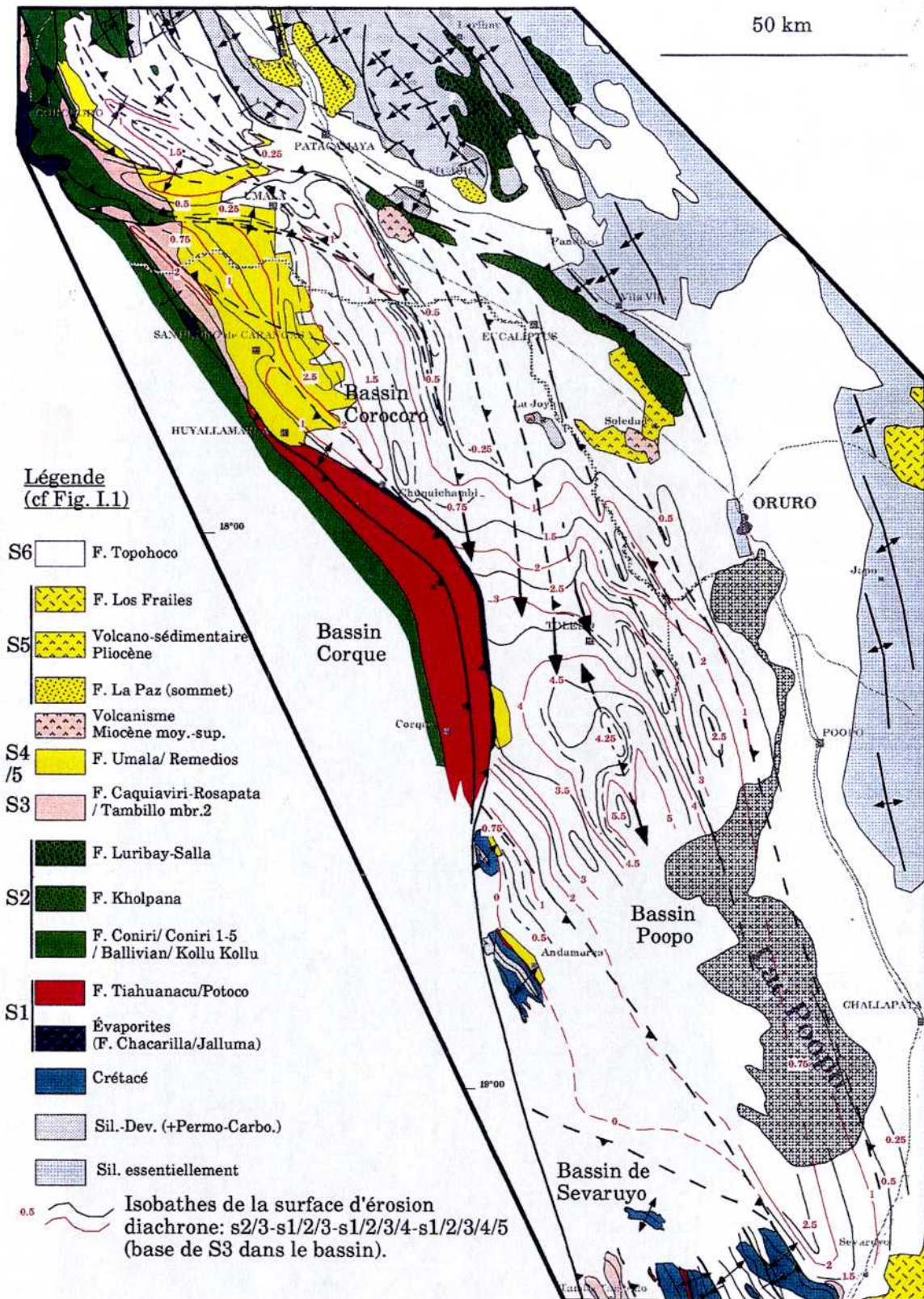


Fig. 48- Carte structurale du bassin oriental.

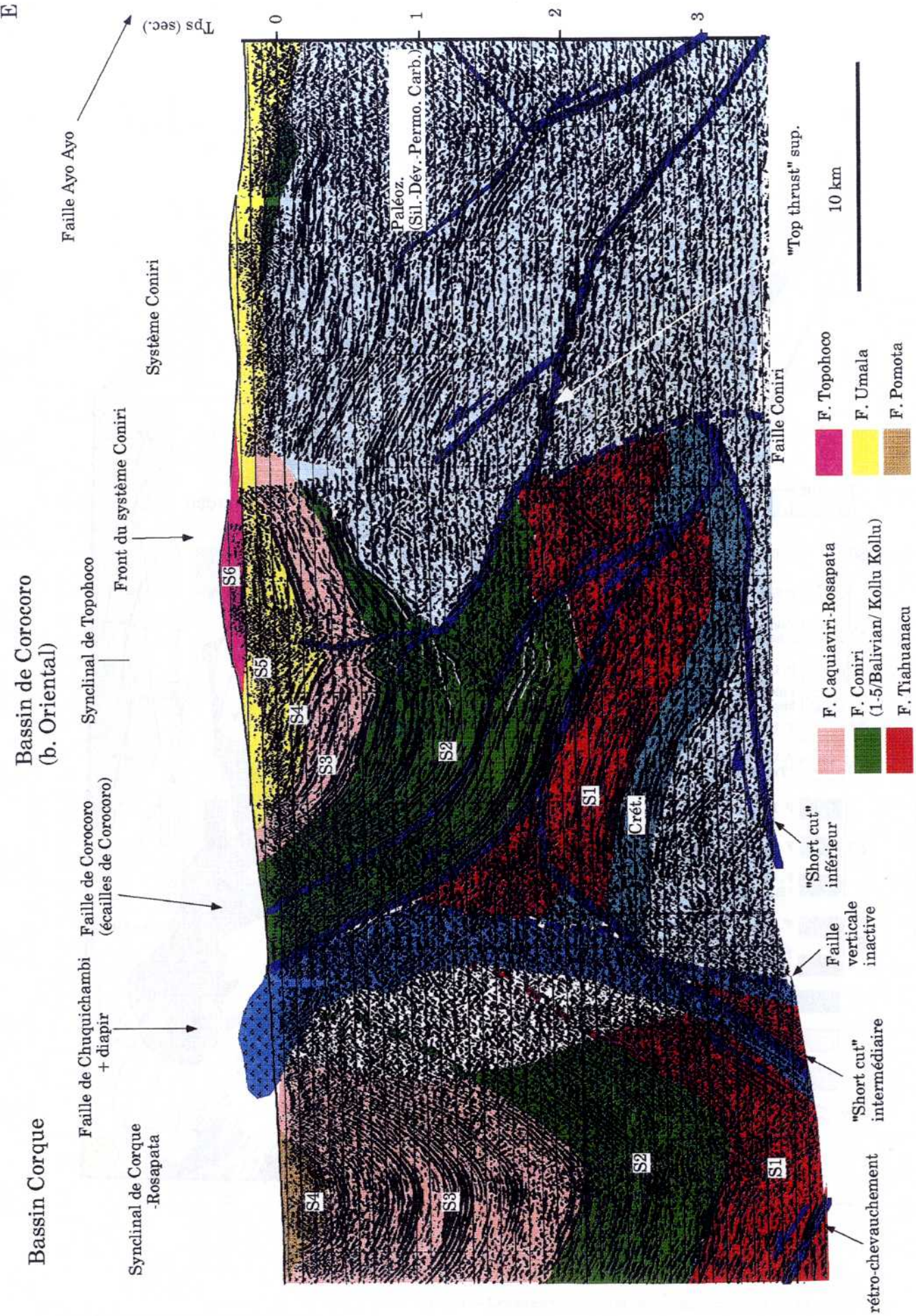


FIG. 49— Coupe de la bordure est du bassin de Corque et du synclinal de Corocoro à la latitude de 17° 15' S (sismique réflexion YPFB).

A 17°15'S, le front du système Coniri disparaît sous les sédiments tertiaires.

L'interprétation d'un profil sismique indique (Fig. 49), qu'au dessous de la structure frontale, les terrains paléozoïques s'interrompent brutalement contre une limite verticale (Faille Coniri s.s.) qui les sépare du Tertiaire (1^{re} séquence). La déformation se localise sur cette faille verticale qui est en partie décapitée, déformée et transportée vers l'Ouest sur le Tertiaire inférieur par le chevauchement frontal du système Coniri.

Au Sud de 17°15'S, la trace de la structure frontale du système Coniri s'infléchit parallèlement à la faille de Eucalyptus avant de se réorienter NNW-SSE et de s'amortir à 18°S au contact de la faille de Chuquichambi (Fig.46 et 48). Le front de déformation du système Coniri correspond alors au prolongement vers le Sud d'une structure plus interne qui s'amortit à son tour vers le Sud. A la latitude de 19°30'S, le front du système Coniri se localise en avant du bassin de Sevaruyo sous la partie est du bassin Oriental (Fig.12/ coupe 9) ; c'est à dire plus à l'Est par rapport à sa position au Nord de 17°15'S (Fig.46). En cartographie, le système Coniri dessine, sous le bassin Oriental, un ensemble de plis, qui s'amortissent vers le Sud, en échelon gauche dans une bande N140 (Fig.46).

Entre 17°15'S et 17°30'S, la sismique montre (Fig. 12), près de la surface, la faille verticale qui limite, à l'Est, le Paléozoïque déformé du Tertiaire inf., à l'Ouest, selon un dispositif structural semblable à celui déjà observé en sismique plus au Nord (Fig.49). En profondeur, on voit que cette faille verticale est ici aussi décapitée et transportée vers l'Ouest sur le chevauchement frontal impliquant le Paléozoïque.

A la latitude de 18°S, le front du système Coniri évolue en zone triangulaire (Fig. 12). En effet, le Paléozoïque forme un coin tectonique sous le Tertiaire (1^{re} séquence). Le chevauchement frontal n'émerge pas sous le Tertiaire et la faille verticale, séparant le Paléozoïque du Tertiaire inf., n'est plus visible, car elle est érodée au dos des reliefs de la structure frontale du système Coniri.

2.- FAILLE DE CHUQUICHAMBI

La faille de Chuquichambi forme, au sens large, la limite orientale du bassin de Corque.

Les dispositifs structuraux, mis en évidence par l'analyse de nombreuses sections sismiques et par les études structurales de terrain, différent du Nord au Sud (Fig. 12).

2.1. Les chevauchements de Chuquichambi

Dans la branche nord du coude de Chuquichambi (Fig.46), un chevauchement unique penté de 50° vers l'Ouest, amène la série tertiaire épaisse du flanc est du synclinal de Corque sur l'ensemble de la série tertiaire réduite du bassin Oriental (Fig.12).

Le niveau de décollement général correspond aux niveaux évaporitiques (F. Chuquichambi) qui forment la base de la 1^{ère} séquence et qui affleurent largement entre 18° et 18°30'S (Fig.7). En sismique le décollement se

situe, au centre du synclinal de Corque, à 10 000 m de profondeur (Fig.12).

L'analyse de profil sismique (Fig.50) montre que la surface de chevauchement découpe les réflecteurs paléozoïques à tertiaires présents sur la bordure ouest du bassin Oriental.

En profondeur (8000-10 000 m), sous la surface de chevauchement, une limite verticale sépare :

- à l'Ouest un ensemble de réflecteurs horizontaux à forte amplitude sismique (base du Tertiaire/Crétacé),
- à l'Est un ensemble de réflecteurs à faible amplitude (Paléozoïque).

Cette limite verticale constitue une paléostructure que nous appellerons faille de Chuquichambi s.s..

En avant du chevauchement de Chuquichambi, le bassin Oriental est peu déformé.

A l'affleurement, sous la surface de chevauchement, les sédiments tertiaires (notamment ceux appartenant à la 3^{ème} séquence) sont déformés par des plis décimétriques à métriques agencés en échelons à droite.

Ces structures localisées forment globalement une zone de cisaillement au mur du chevauchement, caractérisée en sismique (Fig.50) par des réflecteurs perturbés qui se redressent au contact du chevauchement et dessinent un synforme peu marqué, dont le flanc ouest est épaissi.

Ce type de déformation témoigne des conditions de cisaillement qui opèrent dans une zone triangulaire (Trishear zone) située à l'extrémité d'un chevauchement qui se propage [Erslev, 1991]. Ces zones sont caractérisées par un excès de matière au mur du chevauchement et par un épaississement tectonique (dans le cas de matériel fragile), mis en évidence ici par les structures plissées de faibles amplitudes.

En sismique, dans le détail, ces déformations internes, qui illustrent un épaississement local vers le plan de faille, semblent n'affecter que la S3 (Fig.51). En effet, les séries sous-jacentes (S1 et Crétacé) ne montrent pas ce genre de figure ; quelques réflecteurs perturbés indiquent que les conditions cisailantes au contact de la faille étaient de moindre intensité.

Ces observations mettent en évidence que la faille s'est propagée à travers les termes de la S3 du bassin Oriental [selon un modèle de Trishear ; Erslev, 1991] alors que la discontinuité, au contact des niveaux crétacés et de la S1, existait avant que le mouvement inverse n'ait lieu. Dans un tel cas, le mouvement est libre sur cette portion de faille et les conditions cisailantes sont peu importantes.

Au Sud de 17°50'S, le flanc est du synclinal de Corque est déformé au dos de deux chevauchements distincts (Fig. 7). Les deux écaïlles s'enracinent sous le Quaternaire au Sud de Corque.

L'analyse de lignes sismiques montre que l'écaïlle la plus externe, constituée essentiellement par la 1^{re} séquence, forme une zone triangulaire aveugle sous le Tertiaire supérieur (S4/S5) du bassin Oriental (Fig. 52). Le chevauchement associé, penté de 50° vers l'Ouest sous le bassin Corque, s'horizontalise au sommet de la 3^{ème} séquence sur le bassin Oriental.

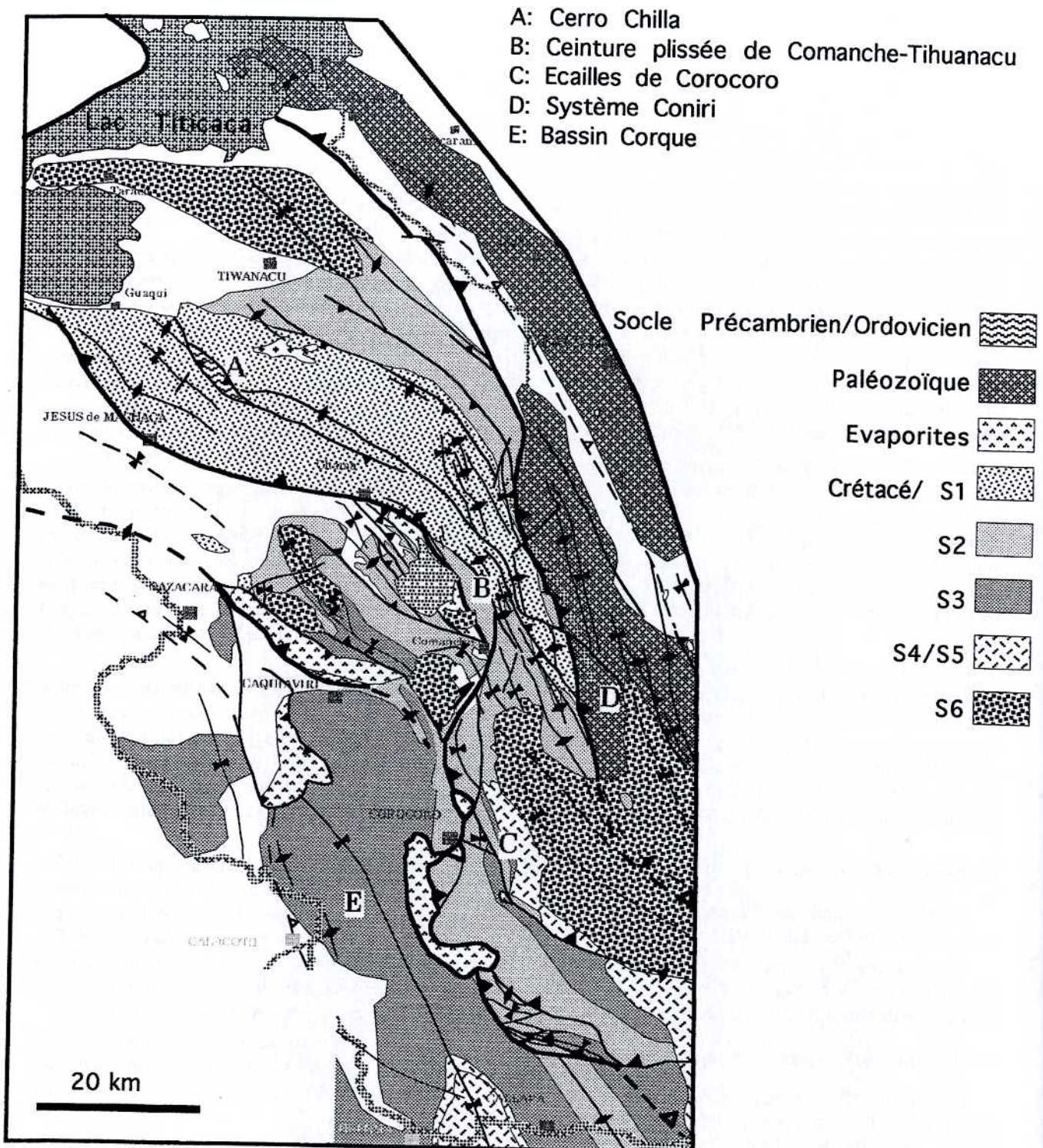


Fig. 50- Carte structurale de la ceinture de Comanche-Tiahuanacu et des écailles de Corocoro.

Cette écaïlle s'amortit au Nord du coude de Chuquichambi, où elle forme l'anticlinal de Chuquichambi (Fig. 12/coupe 6 ; Fig. 48). A cette latitude, le bassin Oriental est déformé par un chevauchement à vergence est (Fig. 12 et 18). Le niveau de décollement correspond à la base de la série tertiaire (base S1). Le chevauchement s'amortit contre l'écaïlle la plus externe de Chuquichambi à 18°S (Fig. 48).

2.2. L'évolution septentrionale de la Faille de Chuquichambi

Au Nord de 17°45'S, les niveaux tertiaires qui affleurent au toit du chevauchement de Chuquichambi sont stratigraphiquement plus jeunes vers le Nord (Fig. 7). A la latitude de Chacarilla, le chevauchement de Chuquichambi n'est plus marqué en surface ; il disparaît sous l'anticlinal de Chacarilla composé en surface par des terrains de la 2^{ème} séquence (Fig. 48).

Dans le détail, le flanc oriental de l'anticlinal (à pendage vertical) est chevauché par le flanc occidental (Fig. 12). La charnière du pli n'existe plus et correspond à une zone intrudée par des niveaux évaporitiques similaires à ceux de la F. Chuquichambi. Cependant, l'analyse de profil sismique indique que le chevauchement de Chuquichambi est toujours présent en profondeur et limite, à sa base, la structure anticlinale de Chacarilla (Fig. 12).

La bordure ouest du bassin Oriental (Corocoro) correspond en sismique à une zone de flexion importante (Fig. 12), bien mise en évidence par les isobathes de la base du Tertiaire (Fig. 5). L'interface Crétacé-Paléozoïque et l'ensemble des terrains sus-jacents sont basculés vers l'Est en avant du chevauchement de Chuquichambi.

Des réflecteurs plus profonds, attribués au Paléozoïque, sont en revanche décalés, et indiquent l'existence de failles inverses aveugles à vergence est, qui se branchent sur la faille de Chuquichambi (Fig. 12). Ces chevauchements profonds se branchent, vers l'Est, à la base du Crétacé qui correspond au niveau de décollement principal de structures plissées localisées à l'avant du front du système Coniri (Fig. 12). Les chevauchements à vergence ouest, associés à ces structures plissées, correspondent aux prolongations sud des écaïlles de Corocoro (Fig. 48).

A la latitude de Umala, la terminaison périclinale Nord de l'anticlinal de Chacarilla disparaît sous les écaïlles du bassin de Corocoro.

A la latitude de Corocoro, l'analyse de profils sismiques met en évidence un dispositif structural similaire, mais plus compliqué encore ; le chevauchement de Chuquichambi ne ressort pas à la surface, mais se branche sur l'interface S1-S2 du bassin de Corocoro (Fig. 12/coupe 2 ; Fig. 48 et 49). Il recoupe le Crétacé et les terrains de la 1^{ère} séquence tertiaire de la bordure ouest de ce bassin, qui constituent à son toit, un coin tectonique aveugle. Le coin tectonique chevauche vers l'Est la 1^{ère} séquence et déforme à son toit le reste de la série tertiaire (S 2/5) du bassin de Corocoro qui est décollée le long de l'interface S 1/S 2 (Fig. 53) et qui forme les écaïlles de Corocoro.

En profondeur, la paléostructure (faille de Chuquichambi) est encore bien illustrée et limite des réflecteurs attribués à la base du Tertiaire du bassin Corque de réflecteurs représentant les terrains paléozoïques du bassin de Corocoro (Fig. 49). Elle est tronquée, et décalée vers le haut, par le chevauchement de Chuquichambi moins penté. Elle forme la limite arrière du coin tectonique et est soulignée par un diapirisme évaporitique.

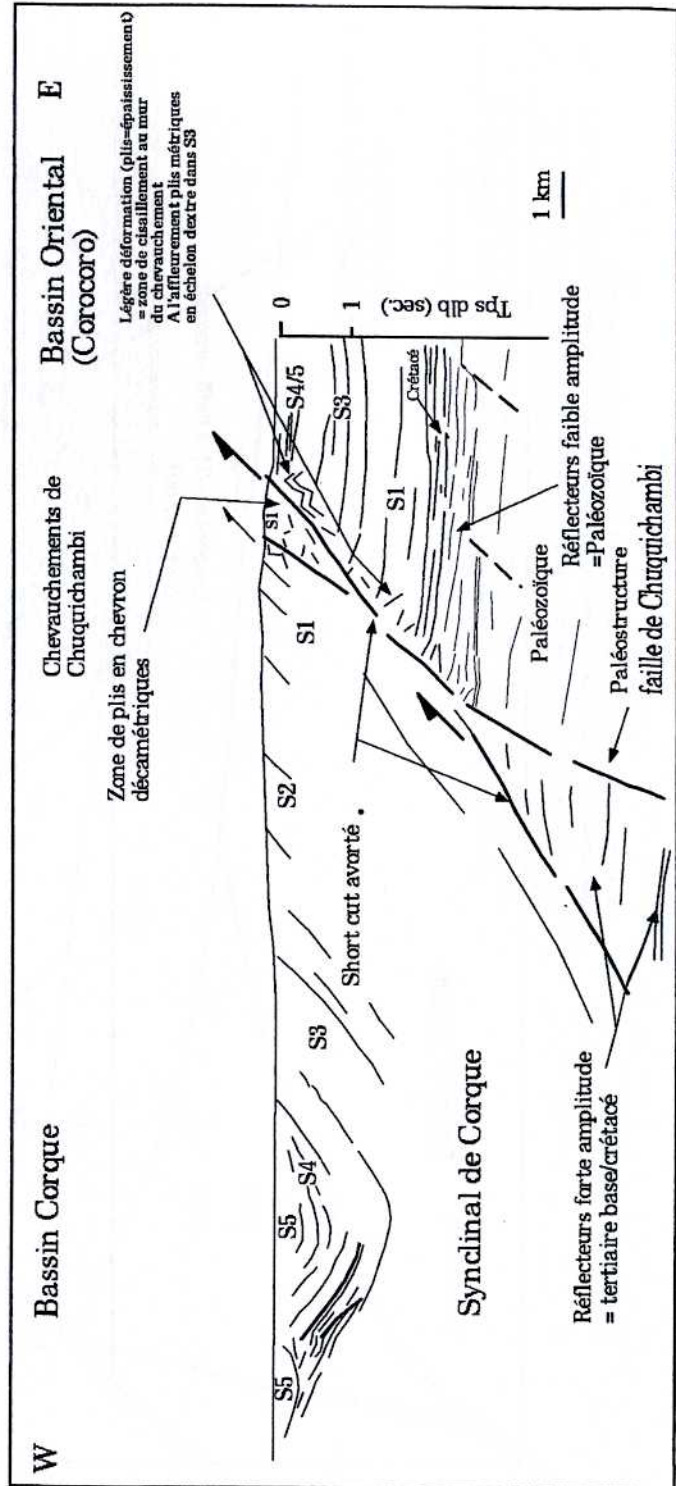
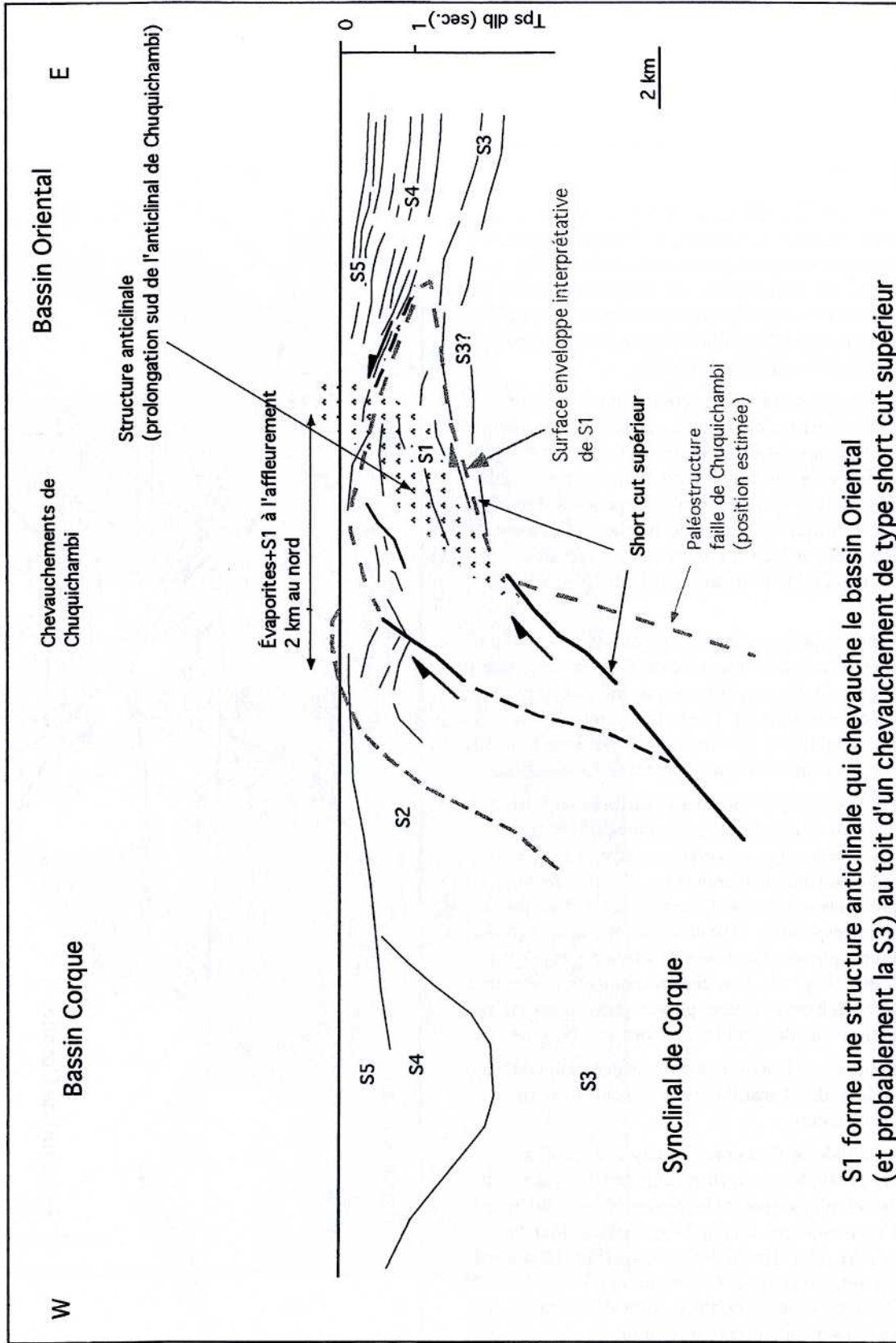


FIG. 51- Line drawing temps de la bordure est du synclinal de Corque (chevauchements de Chuquichambi) à 18° S.



S1 forme une structure anticlinale qui chevauche le bassin Oriental (et probablement la S3) au toit d'un chevauchement de type short cut supérieur

FIG. 52- Extrémité sud des chevauchements de Chuquichambi (line drawing temps).

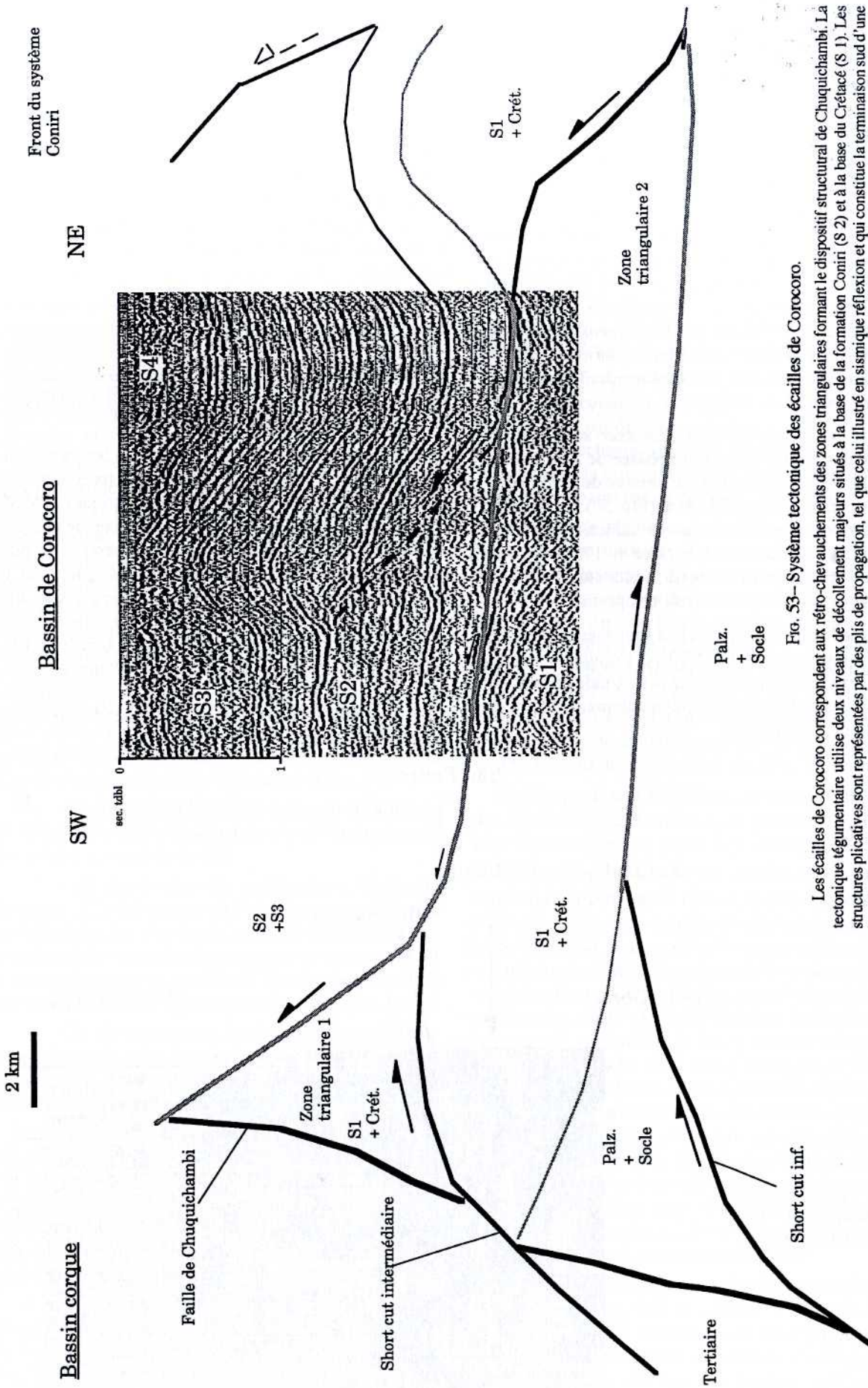


Fig. 53- Système tectonique des écaïlles de Corocoro.

Les écaïlles de Corocoro correspondent aux rétro-chevauchements des zones triangulaires formant le dispositif structural de Chuquichambi. La tectonique tégumentaire utilise deux niveaux de décollement majeurs situés à la base de la formation Coniri (S 2) et à la base du Crétaé (S 1). Les structures plicatives sont représentées par des plis de propagation, tel que celui illustré en sismique en réflexion et qui constitue la terminaison sud d'une des écaïlles. A noter que le flanc avant du pli est presque inexistant (probablement entièrement cisailé) dans les niveaux inférieurs affectés par le chevauchement. Vers le Nord ce flanc avant est également cisailé dans les niveaux structuraux supérieurs. Le pli réduit à son flanc arrière est transporté vers l'Ouest sur le chevauchement, constituant une véritable nappe

Sur la bordure est du bassin de Corocoro, en avant de la faille de Chuquichambi, l'interface Crétacé-Paléozoïque dessine un antiforme et le substratum paléozoïque est déformé (Fig. 49 et 53). Des décalages des réflecteurs, attribués aux terrains paléozoïques, indiquent la présence d'une faille inverse peu pentée qui se branche vers l'Est à la base du Crétacé.

Dans la partie orientale du bassin Corocoro, des chevauchements à vergence ouest découpent le Crétacé et la 1^{ère} séquence en avant de la structure frontale du système Coniri (Fig. 49). Ils sont associés à des structures plissées et s'enracinent à la base du Crétacé à l'Est ; vers l'Ouest, où ils délimitent les écaïlles de Corocoro, ils se branchent sur les interfaces S1-S2 ou sur des niveaux de décollements intra S2. Ces structures affleurent en avant du front du système Coniri dans la ceinture de Tiahuanacu-Comanche au nord de 17°50'.

Vers le Nord, les écaïlles de Corocoro se prolongent et s'amortissent dans la ceinture plissée de Tiahuanacu-Comanche (Fig. 46), où seul les terrains de la 1^{ère} et seconde séquence tertiaire affleurent (Fig. 50). La Ceinture plissée de Comanche-Tiahuanacu est caractérisée par une virgation des structures vers le Nord (N170-N10) et la présence de plis de couverture de faibles amplitudes, indiquant un niveau de décollement peu profond.

Au Nord de Comanche, les plis sont agencés en échelon droit dans une bande N0-N10°, et l'écaïlle la plus externe de Corocoro se branche sur cette bande plissée, par l'intermédiaire d'un décro-chevauchement dextre de même direction (Fig. 50).

La ceinture plissée de Comanche Tiahuanacu se prolonge au Nord avec le Cerro Chilla (Fig. 50). Le Cerro Chilla forme une structure à double vergence (Fig. 12/ coupe 1). Les bonnes conditions d'affleurement permettent d'observer que le Paléozoïque inférieur (F. Chilla) peu épais est solidaire de la couverture crétacé-tertiaire, et forme avec elle des plis de faibles amplitudes. Ceci indique la présence d'un niveau de découplage important au sommet du socle. La faille inverse de Jesus, à vergence ouest, porte à son dos un anticlinal dont le cœur est constitué par la formation Chilla ; elle limite à l'Ouest le Cerro Chilla.

La faible épaisseur de l'ensemble Paléozoïque-Tertiaire du Cerro Chilla, ainsi que la topographie importante (+800 m), montre que le substratum précambrien participe à l'acquisition du relief. L'existence d'écaïlles de socle sous le Cerro Chilla est corroborée par l'importance de l'anomalie gravimétrique positive (Fig. 4).

A la latitude de Caquiaviri (Fig. 50), la bordure orientale du bassin Corque ne constitue plus un monoclinale régulier mais un système de plis kilométriques NW-SE affectés par des failles inverses à faible rejet de chevauchements (principalement à vergence Ouest) et de plis. Les surfaces de chevauchements sont soulignées par la présence d'évaporites. L'analyse sismique indique, que ces niveaux évaporitiques de la base de la série tertiaire, se situent en position stratigraphique à 4000 m de profondeur (Fig. 12/ coupe 1 et Fig. 5). Les structures anticlinales de la couverture tertiaire semblent contrôlées en profondeur par des accumulations d'évaporites de type diapir (Fig. 12/ coupe 1).

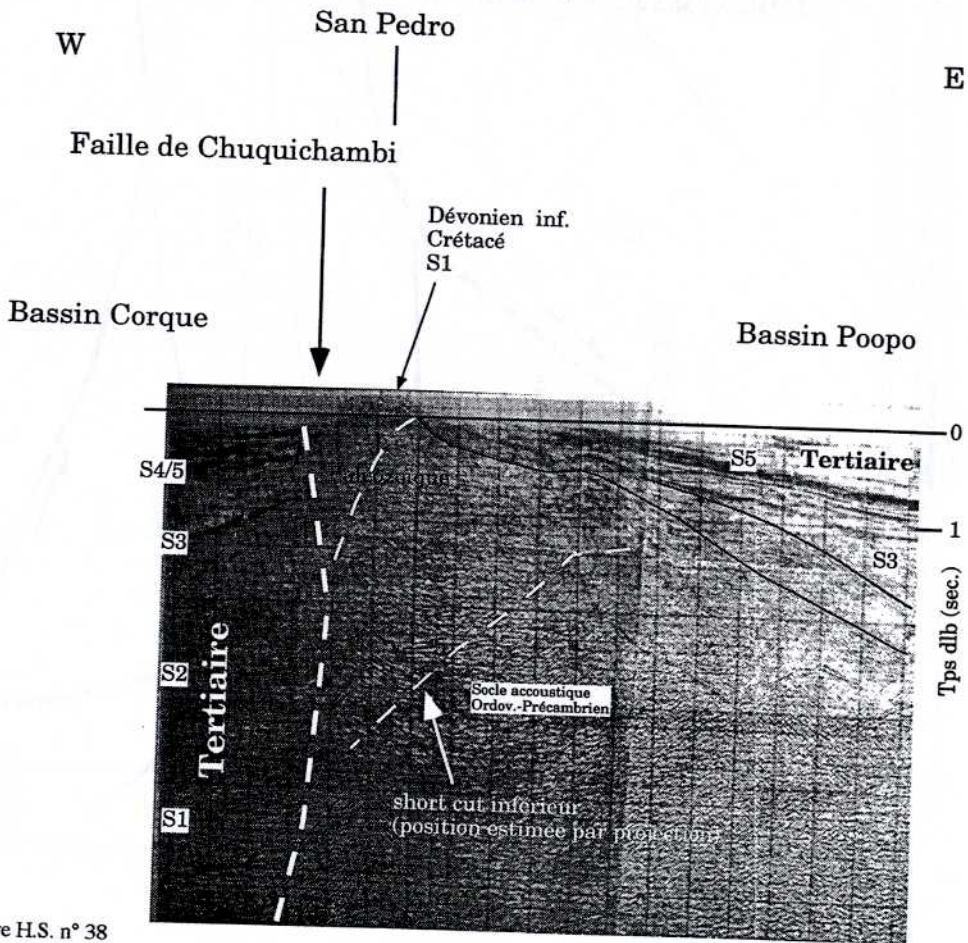


FIG. 54- La faille de Chuquichambi à 18° 30 S (sismique réflexion YPFB)

Vers l'Ouest, la bordure orientale du bassin Corque chevauche les synclinaux de Corque et de Nazacara au toit de la faille de Nazacara (Fig. 46 et Fig. 12/ coupe 1). En sismique, ce chevauchement à vergence Ouest s'enracine sous des réflecteurs attribués au substratum du bassin Corque (F. Chilla : Ordovicien). En avant de la surface de chevauchement, la base de la série tertiaire (Fig. 12/ coupe 1 et Fig. 7) et son substratum Crétacé-Paléozoïque inférieur sont à 8000 m de profondeur et forment le flanc est du synclinal de Nazacara.

2.3. L'évolution méridionale de la Faille de Chuquichambi

Au Sud de Corque, une grande limite verticale sépare l'épaisse série tertiaire du synclinal de Corque du socle acoustique du bassin Poopo (Fig. 54). En surface, à San Pedro et Andamarca, elle met en contact du Paléozoïque (Dévonien inf.) avec du Tertiaire (Fig. 7).

Cette limite verticale correspond à la prolongation sud de la paléostructure (Faille de Chuquichambi), mise en évidence plus au Nord sous les chevauchements de Chuquichambi. Le flanc oriental du synclinal de Corque est ici peu marqué, et les chevauchements à vergence est ne sont plus présents (Fig. 12/coupe 7). Toutefois, en profondeur, le substratum pré-tertiaire est penté vers l'Ouest au pied de la faille de Chuquichambi. Des décalages de réflecteurs indiquent que cette flexion s'effectue au dos de petites failles inverses à vergence ouest.

L'analyse de profils sismique permet de mettre en évidence la présence de trois failles inverses à vergence est qui déforment le substratum du bassin Poopo le long de sa bordure occidentale (Fig. 12/coupe 7 et Fig. 54):

- La plus profonde se situe à la zone d'inflexion des réflecteurs paléozoïques, en dessous de la structure la plus externe du système Coniri.

- Un chevauchement intermédiaire (Faille de Sevaruyo ; Fig. 46) est mis en évidence par un décalage des réflecteurs les plus hauts, attribués au Paléozoïque. Sa prolongation en profondeur coïncide avec une zone où la partie supérieure de la faille de Chuquichambi est décalé vers l'Est. Vers le Sud, il se branche sur la faille Pahua.

- Le chevauchement le plus superficiel délimite à son toit une structure en «pop up» limitée à l'Ouest par le sommet de la faille de Chuquichambi, qui est légèrement fléchi vers le bassin Corque.

Ces chevauchements sont obliques à la faille de Chuquichambi. Ils contrôlent la géométrie des isobathes (Fig. 4) et des anomalies gravimétriques (Fig. 5) le long de la bordure Ouest du bassin Poopo. Cependant sous le bassin Oriental, ils délimitent des structures aveugles (Fig. 12/coupe 7) qui déforment sur leur dos le remplissage tertiaire mais ne le recoupent pas.

A la latitude de Tambo Tambillo, la faille de Chuquichambi est toujours bien marquée en sismique ; elle limite à l'Est le socle acoustique du bassin de Sevaruyo (Fig. 12/ coupe 9) et à l'Ouest l'épaisse série tertiaire de l'extrémité sud du bassin Corque. Sa partie supérieure montre une torsion vers l'Ouest et limite à son toit un an-

ticlinal (situé en avant du synclinal de Kapora, Fig. 55) développé au sein des 1^{ère} et 2^{ème} séquences tertiaires.

En avant de la faille de Chuquichambi, un chevauchement mineur à vergence Ouest affecte le Tertiaire supérieur du bassin Corque (Fig. 12/ coupe 9). Il se branche en profondeur sur la faille de Chuquichambi.

3.- BASSIN DE SEVARUYO

Le bassin de Sevaruyo correspond à un dépôt centre des séries mésozoïques, et notamment du Crétacé inf.-Jurassique, dont la distribution est limitée au Nord-Est (cf. § 2.6.3) par la faille de Pahua qui est oblique à la faille de Chuquichambi. Le bassin de Sevaruyo est affecté par une déformation plicative interne importante (Fig. 7 et 55).

Les structures plissées ont une longueur d'onde de 3 à 5 km. A l'affleurement, la plupart des structures ne sont pas recoupées par des chevauchements. En effet, au passage d'une structure synclinale à une structure anticlinale, l'ensemble de la série crétacé supérieur est régulièrement érodé et ne montre pas de décalage significatif.

Le niveau de décollement général est constitué par les évaporites de la formation Tarapaya (Jurassique-Crétacé inf.). Elles affleurent en diapir au centre des anticlinaux. La base des évaporites a été rencontrée à plus de 4000 m de profondeur dans un forage pétrolier, soit quasiment à la profondeur du toit du Paléozoïque (Fig. 55) observé en sismique. L'épaisseur importante d'évaporites forme un véritable niveau de découplage entre le Mésozoïque et le Paléozoïque. Ceci est bien visible en sismique où le toit du Paléozoïque ne reproduit pas la géométrie des structures développées dans le Crétacé sup (Fig. 55).

Dans la partie ouest du bassin, les synclinaux conservent des termes du Tertiaire, alors que dans la partie est ils ne montrent que des terrains crétacés (Fig. 7 et 55).

Ces différences de niveaux structuraux atteints par l'érosion indiquent que la base de la série mésozoïque a été plus soulevée dans la partie Est du bassin que dans la partie Ouest (où, de plus, elle est moins épaisse). Ces observations corroborent l'hypothèse de la présence de structures aveugles sous le Crétacé, et qui ont participé à l'acquisition des reliefs et à la déformation du bassin crétacé de Sevaruyo. Au Sud-Est, la limite orientale du bassin de Sevaruyo se branche (Fig. 88) à la Nappe de Calazaya [Baby *et al.*, 1992] dont la semelle est constituée par un ensemble de duplex développés dans le Paléozoïque inférieur et transportant sur leur dos les niveaux crétacés. Ici, les profils sismiques (Fig. 55) ne permettent pas de préciser le style tectonique des déformations affectant le Paléozoïque ; seule la géométrie du réflecteur du toit du Paléozoïque, et les zones d'inflexion qu'il décrit, permettent de positionner les structures aveugles.

De même, la faille Pahua apparaît fortement pentée vers l'Ouest (Fig. 55) et constitue une limite très verticalisée affectant le substratum et ne permettant pas au bassin de Sevaruyo de chevaucher ici largement vers l'Est. En avant de cette faille, la bordure occidentale du bassin Poopo est peu déformée (Fig. 12/coupe 9). Dans le détail, les séries tertiaires sont seulement légèrement

pentées vers l'Est. Sur certaines lignes, des réflecteurs perturbés de la S 3, localisés au pied de la faille, définissent le flanc ouest de petits synclinaux dont l'épaisseur semble être supérieure à l'épaisseur stratigraphique. Il est possible que, comme le long de la faille de Chuquichambi, ces dispositifs illustrent la propagation de la faille à travers la S 3 [modèle en trishear ; Erslev, 1991]. Il est difficile de reconnaître ce type de géométrie dans les niveaux sous-jacent à la S 3 ; ceci tend à montrer que la discontinuité recoupait déjà ces niveaux avant l'activation des mouvements inverses.

4.- FLANC OUEST DU SYNCLINAL DE CORQUE (FAILLE DE TURCO, FAILLE DE CALACOTO, BANDE PLISSÉE DE CURAHUARA)

Les déformations localisées sur le flanc ouest du synclinal de Corque caractérisent une tectonique tégumentaire. L'étude de la sismique réflexion montre que les chevauchements de Turco et de Calacoto se branchent en profondeur sur un niveau de décollement constitué par la base des sédiments tertiaires (Fig. 56 et Fig. 12/ coupes 2, 4, 5 6, 7, 9).

Cependant, les géométries des déformations varient longitudinalement le long de ces grandes limites chevauchantes à vergence ouest.

Au Sud de 18°S, la faille de Turco affleure. Elle amène en surface la 1^{ère} séquence tertiaire qui forme un anticlinal peu marqué au toit du chevauchement (Fig. 56 a). L'analyse de profils sismiques montre que la 1^{ère} séquence est peu épaisse au mur du chevauchement. A 19°S, elle s'amortit contre la faille de Chuquichambi et celle de Santa Lucia.

Plus au Nord, la faille de Turco est également localisée (Fig. 56 b) au niveau du biseau de la série tertiaire vers l'Ouest (formé notamment par la disparition des séquences S1 et S 2 sous les surfaces d'érosion S 2/3). La géométrie des isobathes du Tertiaire confirme que la faille de Turco est influencée par la répartition des sédiments tertiaires le long de la bordure ouest du bassin Corque (Fig. 5), c'est à dire le long des failles de San Andres et de Santa Lucia.

Vers le Nord, seuls des terrains du Tertiaire moyen et supérieur (S 3/4/5) affleurent au sein des structures plissées de la bande de Curahuara ; la faille de Turco n'affleure pas.

L'analyse de profils sismiques montre, qu'en profondeur, elle s'amortit au niveau d'un anticlinal de rampe (Fig. 56). Sur le flanc occidental de l'anticlinal, l'interface S 2/S 3 n'est pas recoupé par le chevauchement, alors que la limite S 1/S 2 est décalée le long de la faille inverse.

Vers l'Ouest, le chevauchement se branche sur un niveau de décollement situé à l'interface S 2-S 3. Au dessus de cet horizon, la S 3 forme de petits plis associés à des failles inverses mineures à vergence ouest.

Vers l'Est, au dos de la faille de Turco, les structures plissées mineures de la bande de Curahuara sont associées à des chevauchements vers l'Ouest, qui affectent les 3^{ème}, 4^{ème} et 5^{ème} séquences tertiaires. L'interface S 2/S 3

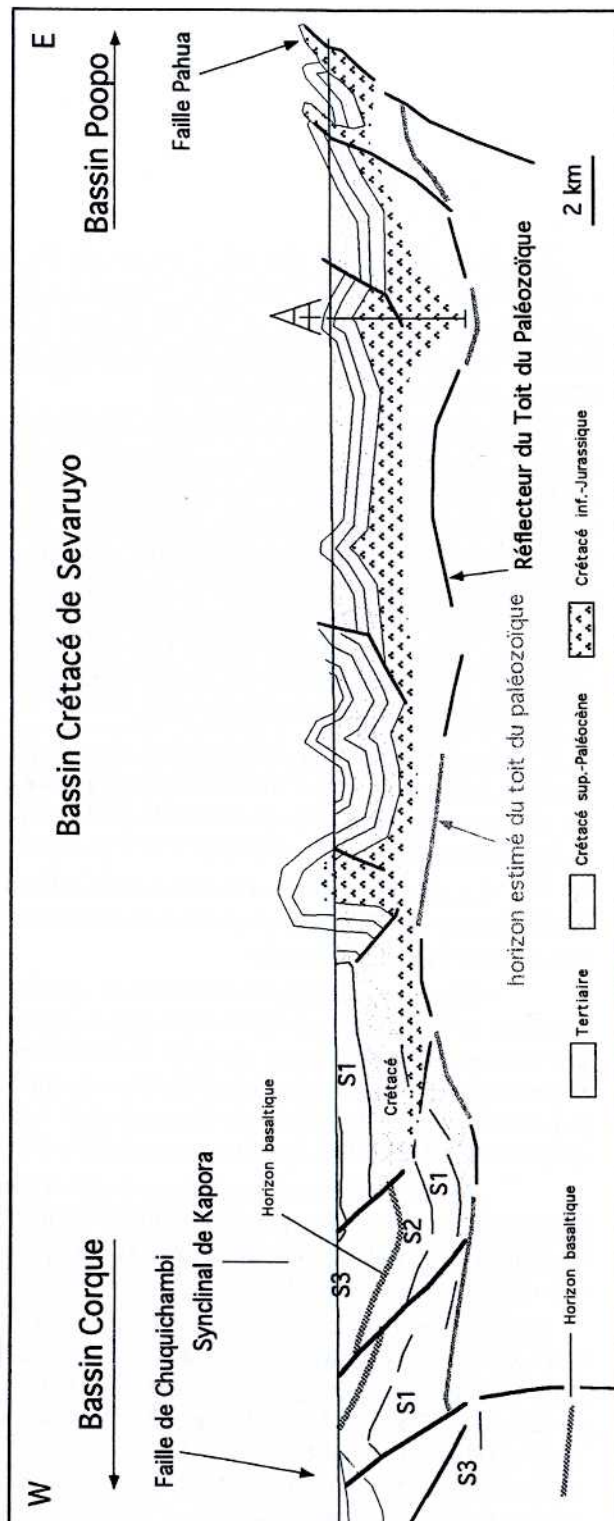


FIG. 55- Coupe schématique du bassin de Sevaruyo, données de sismique réflexion (YPFB) et de terrain.

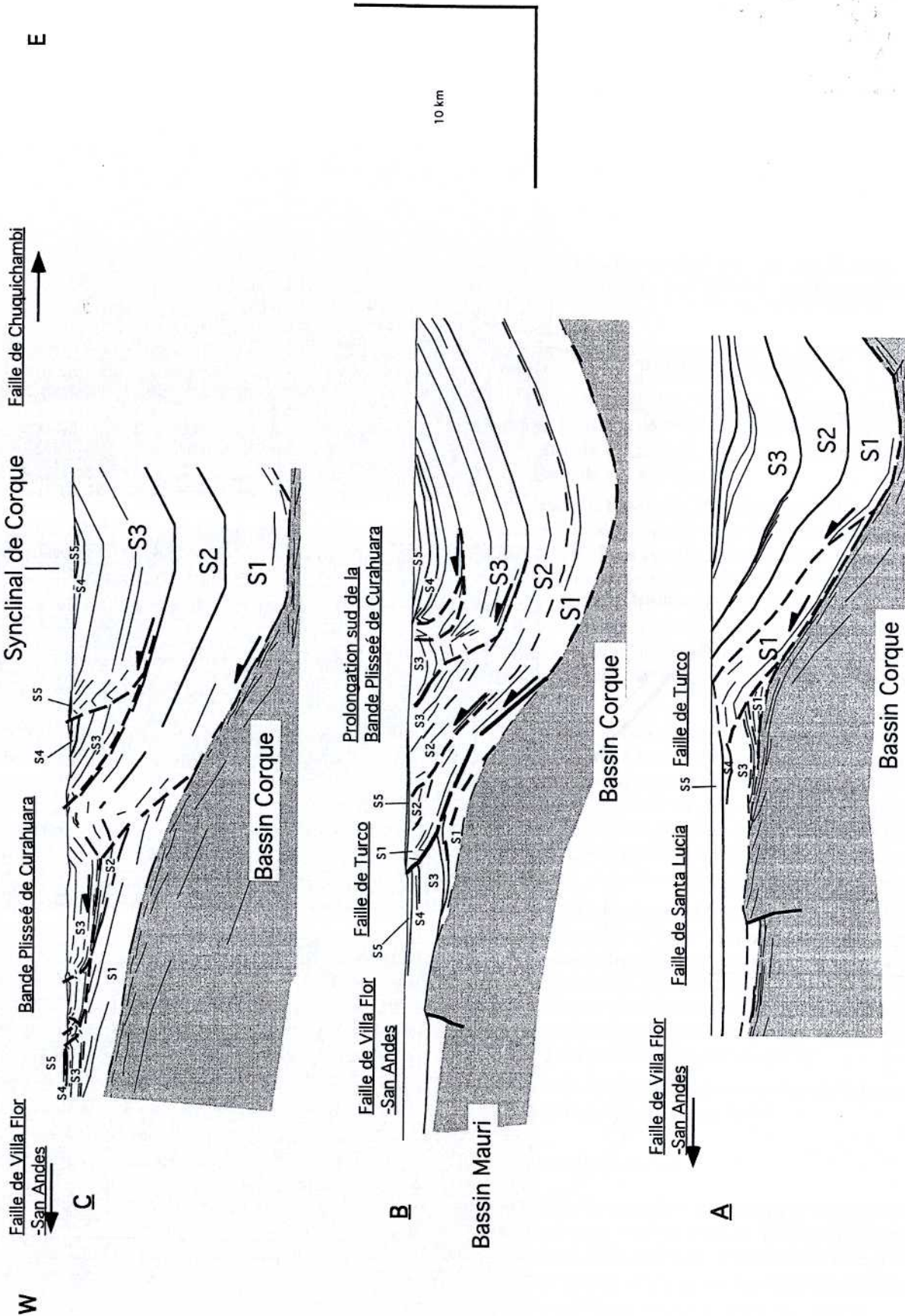


Fig. 56- Style tectonique des déformations du flanc ouest du synclinal de Corque (line drawing profondeur).

constitue le niveau de décollement de ces structures hectométriques à kilométriques qui montrent un agencement en échelon à gauche.

En sismique, la faille de Calacoto s'amortit au sein d'un anticlinal majeur formé de Tertiaire inférieur (Fig. 12/coupe 2). Le Tertiaire supérieur est décollé au dos de cet anticlinal et déformé par des plis de moindre amplitude sur l'interface S 2-S 3. Ces structures mineures sont agencées en échelon à droite (Fig. 46), mais les axes des plis sont peu obliques à la direction générale de la faille de Calacoto en profondeur.

5.- FAILLE DE SAN ANDRES ET DE SANTA LUCIA

5.1. Dispositif structural dans la partie septentrionale de la faille de San Andres

Au Nord de 17°30'S, la faille de San Andres n'est jamais visible en surface, mais est soulignée par l'existence du haut de San Andres.

Elle n'apparaît qu'en sismique, limitant à l'Est le socle du bassin Corque, situé à 2500 m de profondeur. A l'Ouest, le substratum du bassin Mauri est situé à 7000 m de profondeur, sous les dépôts tertiaires (Fig. 5).

Dans le détail, le haut de San Andres constitue un dispositif structural compliqué :

- La partie inférieure de la faille de San Andres forme une limite verticale qui juxtapose le Précambrien à l'Est contre la 1^{ère} séquence tertiaire à l'Ouest (Fig. 12/c 1).

- Un chevauchement de socle à vergence ouest recoupe la faille de San Andres et la 1^{ère} séquence tertiaire du bassin Mauri (Fig. 57). Vers l'Ouest, le chevauchement de socle se branche sur un niveau de décollement constitué par l'interface S1-S 2, puis il recoupe la série tertiaire du bassin Mauri, mais n'émerge pas en surface. Il délimite à son toit le synclinal et l'anticlinal d'Achiri. Le flanc oriental du synclinal d'Achiri est fortement penté en avant de la structure de San Andres.

- Le chevauchement de socle aveugle est subparallèle à la faille de San Andres et s'amortit rapidement vers le Sud et vers le Nord, coïncidant ainsi avec l'atténuation de l'anomalie gravimétrique de la structure de San Andres (Fig. 4). De plus, les niveaux stratigraphiques atteints par l'érosion sont plus vieux (Fig. 57) au centre de l'anomalie gravimétrique que vers le Nord et le Sud. Ceci indique que le relief maximal de la structure de San Andres se localisait au dos du chevauchement de socle.

La couverture sédimentaire (Crétacé-Tertiaire S1) de la bordure occidentale du bassin Corque forme un coin tectonique décollé et transporté vers l'Ouest. Ce dispositif en poinçon (Fig. 57) montre que la partie supérieure de la faille de San Andres est décapitée au niveau du décollement. Dans la partie nord du haut de San Andres, elle constitue un véritable rétrochevauchement vers l'Est du Tertiaire supérieur du bassin Mauri, qui montre de nombreux indices de mouvements bancs sur bancs inverses, ainsi que des structures plissées de faibles longueurs d'onde.

En arrière de la faille de San Andres, la 1^{ère} séquence du bassin Corque forme un anticlinal sur un chevauchement

à vergence ouest qui s'enracine vers l'Est à la base des séries sédimentaires crétacées et tertiaires. En surface, ce chevauchement n'émerge pas. En revanche, des structures plissées mineures sont associées à de petits chevauchements à vergence ouest, qui se branchent sur des niveaux de décollement correspondant principalement à la base des 2^{ème} ou 3^{ème} séquences. Dans le détail, ces plis sont agencés en échelon droit par rapport à la direction générale de la faille de San Andres. Ce dispositif structural est de même nature que les déformations du flanc ouest du synclinal de Corque (Faille de Turco) sur lequel il se branche plus au Sud (Fig. 46)

5.2. Caractéristiques structurales de la partie méridionale de la faille de San Andres et de la faille de Santa Lucia

Au Sud de 17°30'S, la faille de San Andres apparaît en sismique fortement pentée vers l'Ouest, et n'est pratiquement pas déformée. Elle limite à l'Est le demi graben du bassin Mauri. La couverture sédimentaire de la bordure occidentale du bassin Corque est peu déformée et reste solidaire de son substratum.

Cependant, la base de la 3^{ème} séquence dessine clairement un pli forcé au dessus de la faille de San Andres (Fig. 12/coupe 3). Le synclinal forcé indique une simple flexion de la limite de séquence en réponse à un abaissement du compartiment ouest par rapport au compartiment est. Les variations d'épaisseur de la série tertiaire de part et d'autre de la faille, ainsi que le décalage en jeu normal apparent de la base du Tertiaire, confirment une tectonique extensive.

Plus au Sud, la base de la 3^{ème} séquence est décalée par la faille de San Andres. Les surfaces d'érosion, ainsi que le socle acoustique précambrien, imagent clairement une structure en bloc basculé (Fig. 12/ coupe 8). La faille de Santa Lucia présente les mêmes caractéristiques (Fig. 12/ coupe 7). Les rejets normaux sont plus importants que vers le Nord.

L'analyse sismique permet également de mettre en évidence la présence de déformations compressives mineures le long des failles de San Andres et Santa Lucia. Ce sont des petits plis qui affectent le haut de la série tertiaire (S 4-S 5). Ils sont partiellement érodés et associés à une torsion des parties supérieures des plans de failles de San Andres et de Santa Lucia (Fig. 12/ coupe 7).

En surface, ces plis peu marqués affleurent le long de la faille de San Andres [Lavenu, 1986].

6.- FAILLE DE BERENGUELA

La faille de Berenguela n'est pas imagée en sismique. Seules les analyses structurales et morphologiques de terrain permettent de la mettre en évidence.

A 17°15'S (Fig. 7), l'anticlinal de Berenguela forme la limite entre le bassin Mauri et le bassin Charaña.

Les flancs de cette structure sont peu pentés et montrent à l'affleurement la première séquence tertiaire. Le cœur de l'anticlinal est intrudé par des plutons. Au Sud-

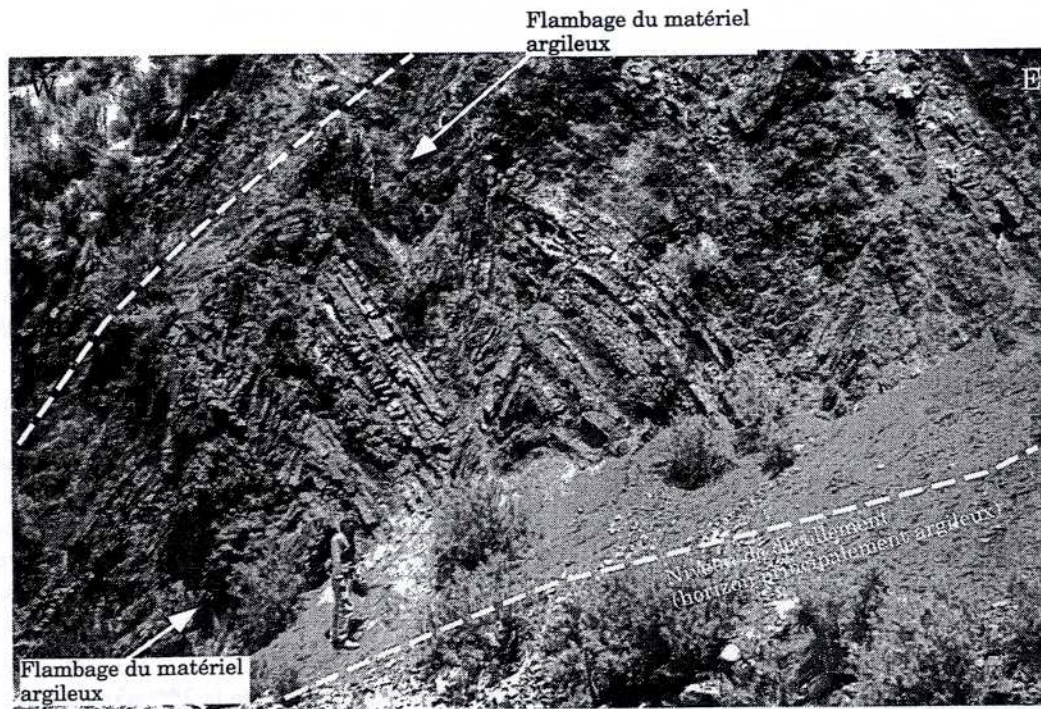


FIG. 58— Plis en chevrons à la base de la F. Tiahuanacu (semelle du chevauchement de Chuqichambi).

Des horizons moins gréseux sont utilisés en niveaux de décollement qui fragmentent la série en compartiments de 5 à 10 m d'épaisseur. Chaque compartiment est déformé individuellement par un train de plis de décollement dont la longueur d'onde ne coïncide pas avec celle des compartiments adjacents.

Les mouvements de cisaillement parallèle aux couches sont fréquents aux limites des bancs gréseux et affectent les lits argileux sur toute leur épaisseur.

Au Sud-Est de Berenguela, la sismique montre que le socle acoustique, qui constitue le substratum de la bordure ouest du bassin Mauri, forme une surface plane régulièrement pentée vers l'Est (Fig. 12/coupe3). Au dessus, la couverture sédimentaire n'est pas déformée, et il n'y a ni redoublement tectonique ni trace de plan chevauchement. Ceci indique que l'anticlinal de Berenguela est probablement un anticlinal de socle, qui forme une anomalie positive importante en gravimétrie (Fig. 4). La couverture sédimentaire (1^{ère} séquence) s'adapte sur ce bombement par une simple flexion des couches.

En avant de l'anticlinal de Berenguela, les formations Abaroa et Mauri 6 (S 2-S 3) du bassin de Charaña sont topographiquement plus basses que le centre de l'anticlinal.

Elles sont faiblement plissées [Lavenue, 1986] et il n'existe pas de grandes limites chevauchantes ou de redoublement important de couverture. Compte tenu de l'épaisseur estimée de la première séquence sur le haut de Berenguela, on peut estimer que le socle précambrien dans le bassin de Charaña est 2000 m plus bas.

Ce rejet vertical apparent important associé à un raccourcissement horizontal faible met en évidence la présence d'une faille de socle (faille de Berenguela), associée à l'anticlinal de Berenguela.

Cette grande limite se prolonge vers le Sud, contrôlant la géométrie des isobathes de la base du Tertiaire sur la bordure ouest du bassin Mauri (cf. Fig. 5).

A 18°30'S, la prolongation sud de la faille de Berenguela est matérialisée par un affleurement de socle précambrien [Troeng, 1994], au dos duquel les séries tertiaires sont régulièrement pentées de 50° vers l'Est (Fig. 35). En sismique, elle forment la prolongation du biseau sédimentaire régulier vers l'Ouest du bassin Mauri. Ici, le haut de Berenguela ne constitue pas de bombement mais juste le haut d'un bloc basculé. A l'Ouest au Chili, en avant de la faille de Berenguela, les séries tertiaires du bassin de Lauca et de la Précordillère [Garcia *et al.*, 1996 ; Riquelme et Hérail, 1997] sont beaucoup plus épaisses.

7.- DISCUSSION SUR LES MÉCANISMES DE DÉFORMATION

Les géométries des structures tectoniques présentées ci-dessus permettent de préciser et de caractériser les mécanismes de déformation. Ceux-ci ont des caractéristiques cinématiques qui seront prises en compte, et testées, dans l'établissement des modèles équilibrés.

7.1. Structures plissées

Les analyses géométriques des plis observés sur l'Altiplano et ses bordures caractérisent différents mécanismes de déformations. Nous présentons ci-dessous la nomenclature des principaux mécanismes de déformation reconnus ainsi que leur caractéristiques cinématiques:

Plis de détachement [Detachment folds ; Jamison, 1987 ; Mitra et Namson, 1989 ; Hardly et Poblet, 1994].

Les plis de détachement se forment par un mécanisme de flambage au dessus d'une surface de décollement basale qui constitue le plus souvent la base d'une couche plastique fluant vers les coeurs des plis. La surface de décollement basale qui permet la formation de ces plis constitue un chevauchement parallèle à la stratification.

Les plis de détachement sont bien représentés dans le bassin de Sevaruyo ; les niveaux plastiques sont représentés en profondeur par les couches évaporitiques du Mésozoïque. En surface, les niveaux compétents du Crétacé supérieur ne sont pas affectés par des chevauchements majeurs et ont accommodé le raccourcissement par une seule flexion.

Cette catégorie de plis illustre également la déformation interne de niveaux tertiaires au dos du chevauchement de Chuquichambi (Fig. 58), ainsi que dans la ceinture plissée de Tiahuanacu-Comanche ; les intervalles très argileux sont utilisés en niveaux de décollement qui segmentent la série en compartiments verticaux de 5 à 10 m d'épaisseur. Les alternances lithologiques plus gréseuses de chaque compartiment forment des plis en chevrons issus d'un plissement par flexion. Les longueurs d'ondes des trains de plis ne coïncident pas d'un compartiment à l'autre ; ceci indique que les passées argileuses constituent de véritables niveaux de découplage. Les niveaux argileux fins montrent une forte schistosité sigmoïde indicatrice d'un cisaillement simple, qui a accommodé les mouvements parallèles aux couches entre deux bancs de grès. Ce type de déformation interne n'a affecté que des terrains appartenant à la 1^{ère} séquence tertiaire. Ils témoignent des intenses conditions cisailantes, et corroborent

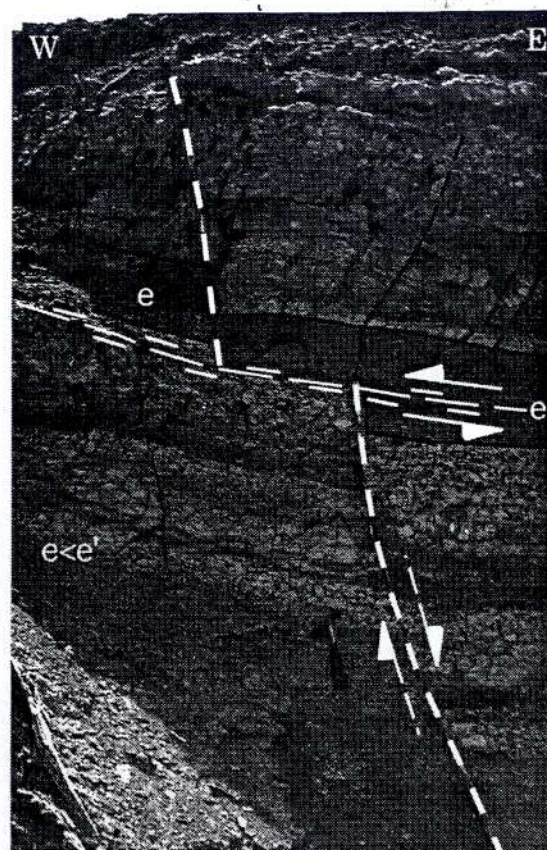


FIG. 59- Faille normale syn-sédimentaire décalée par le mouvement banc sur banc dû au cisaillement parallèle aux couches dans la série tertiaire située au dos de la structure de San Andres.

Le matériel est constitué par les pélites et grès fins de la F. San Andres 5 (S 2).

la présence d'un niveau de décollement régional à la base de la série tertiaire.

Plis faillés [Break thrust fold ; Butler, 1992 ; Morley, 1994].

Certains plis du bassin de Sevaruyo montrent des flancs très légèrement décalés par des failles inverses ; ils correspondent probablement à des plis faillés «break thrust fold». Les plis faillés se créent également par un mécanisme de flambage [Woodmark, 1997]. Les géométries de ces plis de décollement évolués sont indépendantes des géométries des chevauchements qui sont postérieurs à leurs formations.

Plis de propagation [Fault-propagation fold ; Suppe et Medwedeff, 1990 ; Jamison, 1987 ; Mitra, 1990] et *plis passif de rampe* [Fault-bend fault ; Suppe, 1983 ; Mitra, 1990].

Les plis passifs de rampes et les plis de propagation se forment par flexuration des couches par glissement parallèle aux couches [Dalstrom, 1969 ; Suppe, 1983], au passage sur une faille oblique à la stratification. Leur géométrie dépend de la géométrie des failles auxquelles ils sont associés.

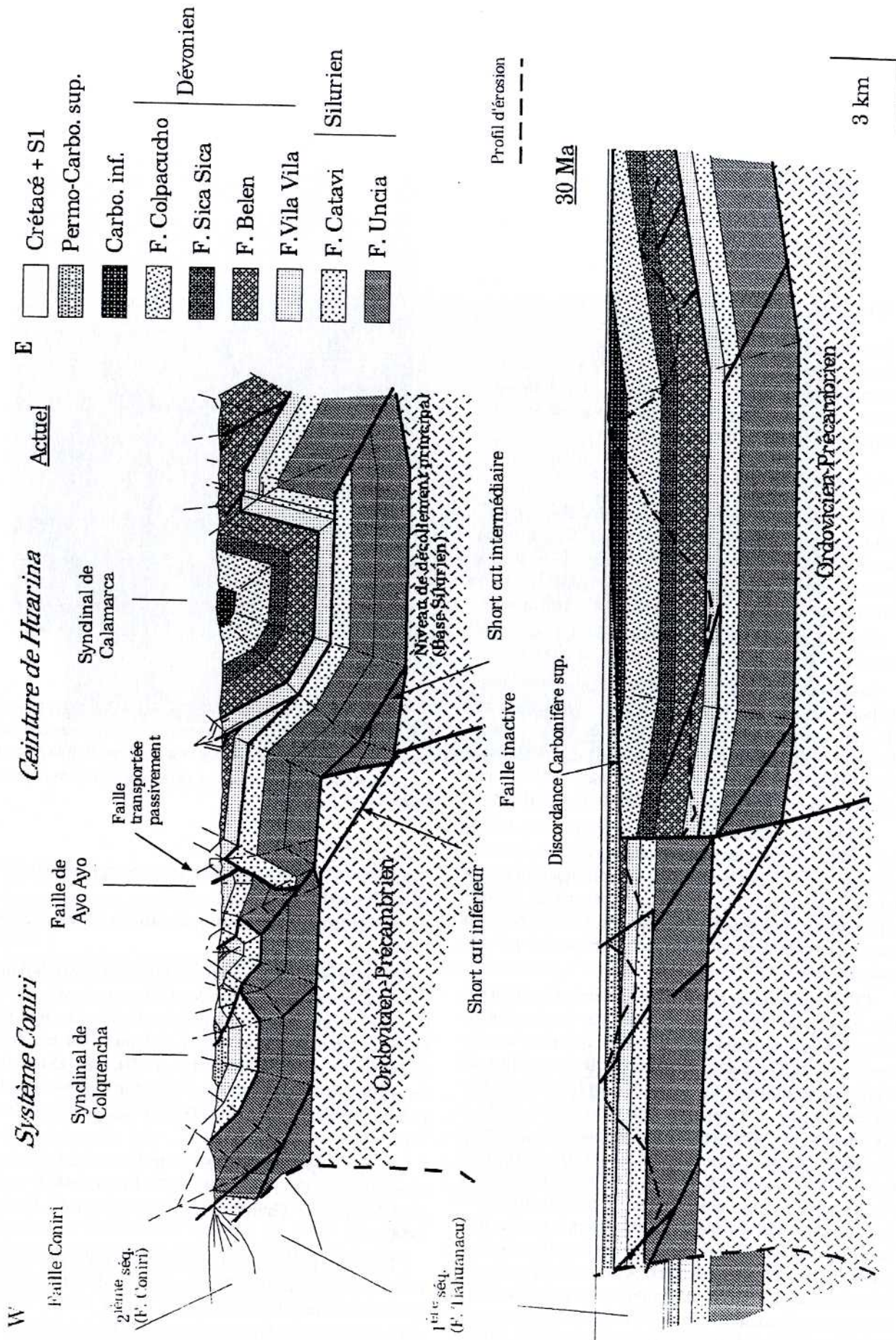


Fig. 60- Modèle géométrique de l'inversion du bassin paléozoïque dans la ceinture de Huarina.

La création des failles précède la formation de plis passifs de rampes [Suppe, 1983], alors que les plis de propagations se développent en même temps que la faille se propage, accommodant ainsi les mouvements sur la rampe (Jamison, 1987).

L'ensemble des caractéristiques géométriques des plis de la ceinture de Huarina et du système Coniri (cf. §3.1), notamment les relations angulaires entre d'une part les chevauchements et les flancs et d'autre part entre les flancs avant/arrière et les charnières des plis, indiquent qu'ils sont majoritairement des plis de propagation dont les chevauchements associés émergent ou non à la surface.

Les niveaux tertiaires se sont également déformés selon un mode de plis de propagation sur des niveaux de décollement formés par la base du Tertiaire, ou par des interfaces interséquentiels (S 1/S 2 et S 2/S 3). La flexuration est accommodée essentiellement par des mouvements banc sur banc (flexural slip), systématiquement présents dans le matériel cénozoïque plissé (Fig. 59).

Ces structures sont préservées aux terminaisons des bandes déformées, c'est à dire aux extrémités des écaillés de Corocoro (Fig. 53), ainsi que le long de la bande plissée de Curahuara (Fig. 56). Elles sont caractérisées par des variations de rejet apparent entre les différents marqueurs structuraux (limites de séquence). Les niveaux tertiaires supérieurs accommodent le déplacement en profondeur et le raccourcissement :

-soit par une simple flexion (Fig. 53) à l'image des extrémités des écaillés de Corocoro,

-soit par d'autres plis de propagation de plus faibles amplitudes (Fig. 56) sur un niveau de décollement intermédiaire (base S 3 ou S 4), comme le long du flanc ouest du synclinal de Corque. Il est à noter que ces structures résultent également des mouvements de cisaillement couche sur couche à l'intrados du grand synclinal de Corque.

Les géométries des éventails syntectoniques en avant des plis qui affectent les niveaux tertiaires corroborent l'hypothèse de plis de propagation. En effet, les dispositifs en toplaps en éventails et onlaps en éventails (ou overlaps) indiquent clairement une rotation graduelle du flanc avant, et les premiers sédiments syntectoniques sont rarement chevauchés, indiquant une simple flexion des couches le long de l'anticlinal.

De même, les anticlinaux préservés aux extrémités sud et nord des chevauchements de Chuquichambi (l'anticlinal de Chacarilla et de Chuquichambi), appartiennent géométriquement aux plis de propagation. Les déformations en zone de *treashear* en avant des chevauchements de Chuquichambi témoignent également de la propagation de la déformation le long des ces limites [Erslev, 1991] ; c'est à dire de la présence à l'initiation du plissement de synclinaux frontaux plus ou moins bien exprimés et chevauchés par la suite.

La géométrie des plis de propagation peut être altérée quand ils sont passivement transportés sur une surface de glissement parallèle à la stratification (plat) [Mitra, 1990 ; Mercier, 1992] ou bien sur de nouvelles failles se propageant à travers la structure sans provoquer de nouveau

plissement [Mitra, 1990 ; Suppe et Medwedeff, 1990].

Les analyses géométriques des plis du Paléozoïque de la ceinture de Huarina et du système Coniri illustrent ces types de structures (Fig. 60), caractérisées par de nombreux chevauchements, mais aussi par des anticlinaux géométriquement encore simples et bien conservés. L'existence de petites structures et de variations de pendage de très faibles longueurs d'onde permet de reconstituer la géométrie de la faille en profondeur (Fig. 60).

Ce type d'évolution est également bien imagé dans les niveaux tertiaires à l'exemple du bassin de Corocoro où les flancs avant des plis de propagation (qui constituent les extrémités des écaillés à vergence ouest) disparaissent complètement vers le Nord.

Le chevauchement s'est propagé jusqu'en surface à travers le flanc avant du pli [high angle breakthrough ; Suppe et Medwedeff, 1990] qui a été étiré et cisailé. Au toit de ce chevauchement, l'ensemble de l'anticlinal a été transporté et est maintenant érodé, constituant ainsi une véritable nappe.

Sur le flanc ouest du synclinal de Corque, on retrouve le même dispositif le long de la faille de Turco. Le pli de propagation majeur de la bande plissée de Curahuara est largement transporté au dos de la faille de Turco plus au Sud. Sous ce chevauchement, de petits synclinaux résiduels témoignent de la présence du flanc avant du pli à l'initiation de la déformation avant la propagation du chevauchement jusqu'à la surface.

L'anticlinal de Chuquichambi, à l'extrémité sud des chevauchements de Chuquichambi, correspond à un pli de propagation transporté vers l'Est sur l'interface S 3/S 4 du bassin oriental. Plus au Nord (Fig. 12/coupe 5), il est érodé et la présence du seul flanc arrière (flanc est du synclinal de Corque), indique que l'anticlinal a été transporté au dos du chevauchement qui s'est propagé jusqu'en surface [propagation through axial plane of syncline ; Mitra, 1990/ syncline breakthrough ; Suppe et Medwedeff, 1990]. Les premiers sédiments syntectoniques sur la bordure ouest du bassin oriental sont basculés et eux-mêmes chevauchés par la faille inverse majeure (Fig. 18). Ici le pli de propagation n'a pas été transporté sur un plat.

En revanche, la géométrie des plis de propagation peut être plus compliquée, si elle résulte de la propagation d'une nouvelle faille (ou x failles) qui occasionne un nouveau plissement générant la création d'un pli de propagation de second (ou xième) ordre [Al Saffar, 1992]. Aucun exemple de ce type n'a été rencontré sur l'Altiplano.

Les plis de propagation peuvent constituer un système imbriqué, dans lequel chaque pli est déformé par la création de structures plissées en avant ou en dessous [Mitra, 1986]. Les géométries de tels systèmes en duplexes sont variées et dépendent des séquences d'activation, des quantités de mouvements accommodées par chaque structure et des espacements entre les différents plis de rampes [Boyer et Elliott, 1982 ; Mitra, 1986].

Sur l'Altiplano ce type de système caractérise la ceinture de Huarina et le système Coniri (cf § 3.1 ; Fig. 61/ coupe 2, 4, 5).

FIG. 61- Coupes séries de l'Altiplano.

Ces mod es géométriques prennent en compte la cinématique des déformations andines.

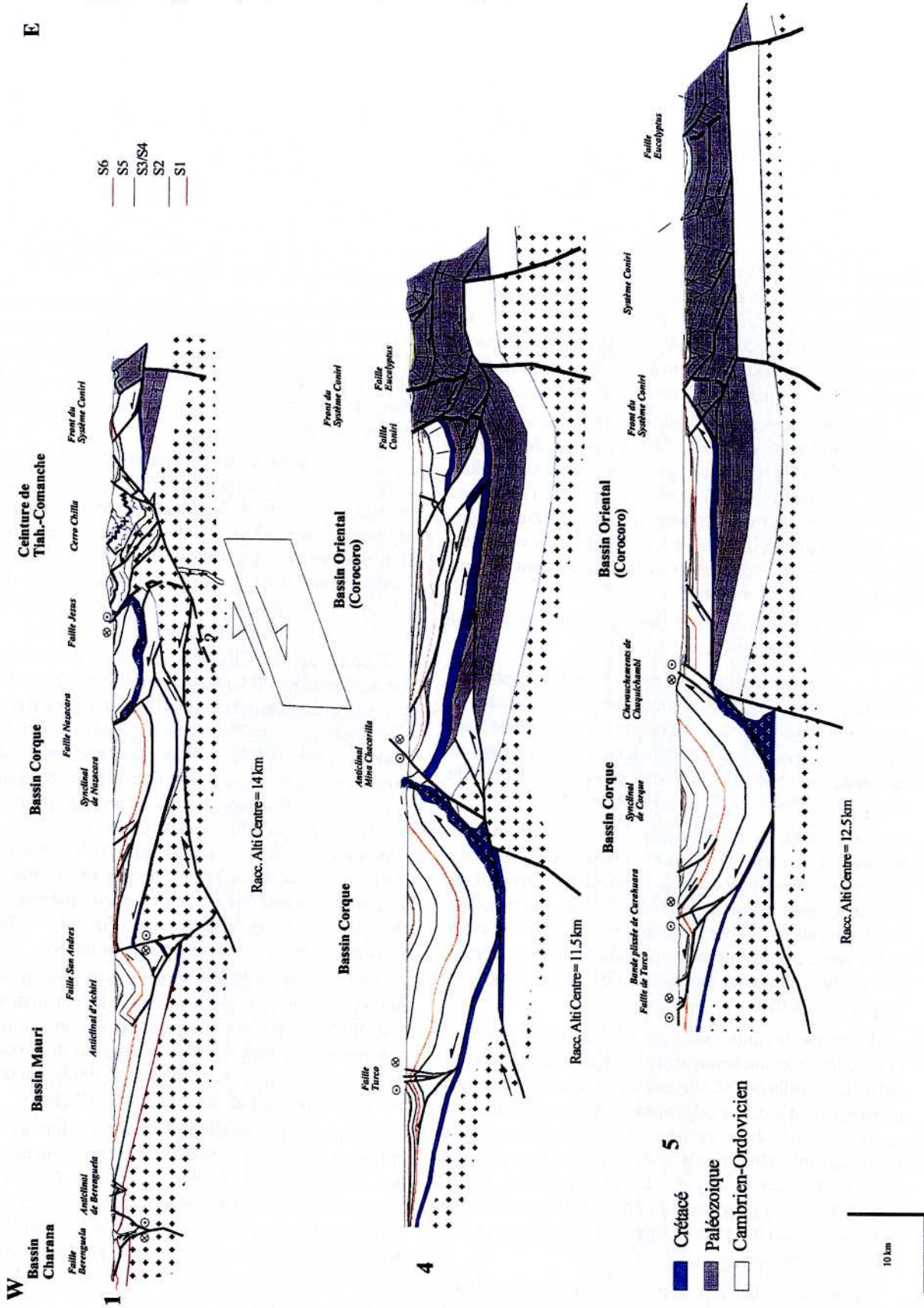
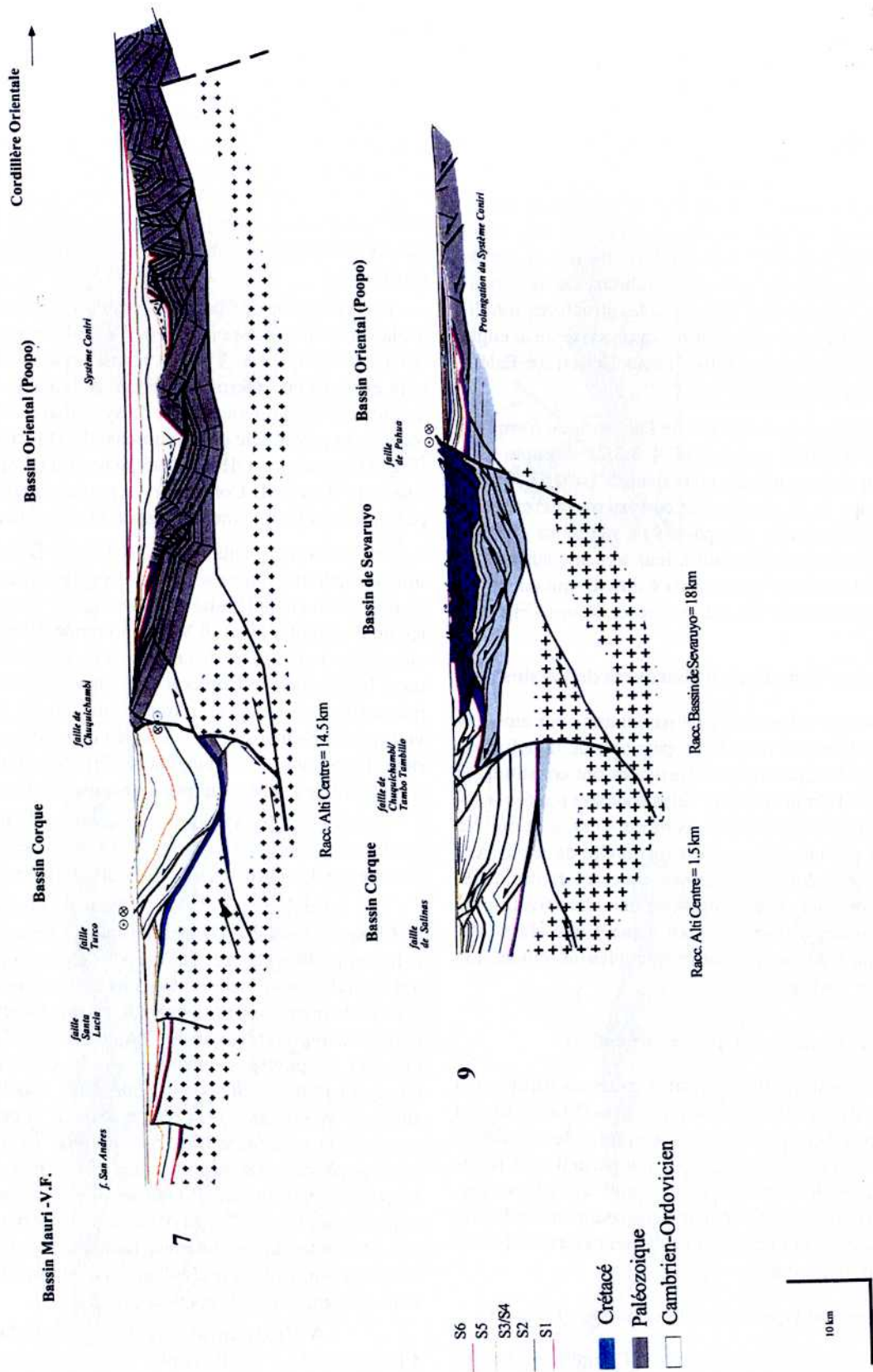


Fig. 61- Coupes séries de l'Altiplano (suite)



Les structures décakilométriques correspondent à des plis de propagation (Fig. 60), qui se branchent sur la base du Silurien (niveau de décollement principal). Ces plis sont en partie transportés sur un niveau de décollement intermédiaire (Silurien sup.). Les niveaux structuraux supérieurs accommodent le raccourcissement par des plis de propagation de plus faible longueur d'onde. Ils sont la conséquence de cisaillements parallèles aux couches, opérant sur l'ensemble de la série paléozoïque, conséquences des variations de mode de déformation entre les niveaux structuraux.

Sous le bassin Oriental, le système Coniri est recouvert par le Tertiaire moyen (Fig. 12/coupe 7, Fig. 48 et Fig. 61/coupe 5). Les termes du Tertiaire inf. et /ou du Crétacé sont préservés dans de nombreux petits synclinaux qui ne sont pas chevauchés par les structures anticlinales. La série paléozoïque forme ici un système aveugle de plis de propagation imbriqués sous l'interface Paléozoïque-Crétacé/Tertiaire.

Sous le bassin de Sevaruyo, le Paléozoïque forme un système d'écaillés aveugles (cf. § 3.3.2). Compte tenu de la valeur du raccourcissement dans ce bassin (18 km ; Fig. 61/coupe 9), il semble que ce système corresponde plutôt à des duplex de plis passifs de rampe se chevauchant largement et délimitant à leur toit une surface de décollement continue (passive roof thrust), qui constitue le décollement basal des séries mésozoïques (Fig. 61/coupe 9).

7.2. Inversion Tectonique de bordures de bassins

La mise en évidence de paléostructures nous amène à discuter de leur rôle dans la propagation de la déformation. Ces paléostructures sub-verticales ont constitué les limites des différents bassins. Elles sont soit restées inactives pendant les tectoniques compressives, soit ont été déformées par une tectonique tangentielle de socle, soit encore ont été réactivées. En vue de clarifier ces différents phénomènes, nous proposons une classification de ces mécanismes d'inversion tectonique. Cette classification présente également d'autres exemples théoriques non présents sur l'Altiplano.

7.2.1. Les inversions de types «short cut»

Les études structurales décrites ci-dessus illustrent la présence de nombreux «short cut» [Mac Clay et Buchanam, 1992] qui expliquent en profondeur la déformation des paléofailles et l'expulsion partielle des séries sédimentaires. Ils illustrent un transport tectonique (Fig. 62) d'un compartiment inférieur (série sédimentaire la plus épaisse) vers un compartiment supérieur (série sédimentaire la moins épaisse).

7.2.1.a. Short cut supérieurs, intermédiaires et avortés

Une construction équilibrée de la Ceinture de Huarina et du système Coniri (Fig. 60) permet d'imager le mécanisme d'inversion du bassin Paléozoïque supérieur du synclinal de Calamarca. Les données de terrain montrent (cf. § 3.1.1) que le synclinal de Calamarca a été transporté

vers l'Ouest sans subir de soulèvement notable par rapport au synclinal de Colquencha, et que la faille verticale de Ayo Ayo n'a pas été réactivée mais transportée au dos d'un chevauchement. Plus précisément, nous appellerons ce type de structure un «short cut» intermédiaire (Fig. 62), c'est à dire un chevauchement moins penté que la faille profonde qui décapite celle-ci et se branche sur le niveau de décollement principal du compartiment inférieur.

Dans le cas de la ceinture de Huarina, le short cut intermédiaire forme un plat au sommet du substratum du compartiment supérieur sur lequel le pli de propagation affectant la série sédimentaire du compartiment inférieur a été transporté. La paléofaille de Ayo Ayo est cisailée et incorporée au plissement de la couverture dans sa partie supérieure.

Dans la région de Corocoro jusqu'au Nord de 17°30'S, le chevauchement responsable de l'expulsion partielle du bassin de Corque (cf. § 3.2.2) forme un dispositif similaire en short cut intermédiaire, qui se branche à la base des niveaux tertiaires au centre du synclinal de Corque. Il recoupe la paléofaille de Chuquichambi et forme un plat (Fig. 53) au sommet de la 1^{ère} séquence du compartiment supérieur (bassin de Corocoro). La partie supérieure de la paléofaille est passivement transportée vers l'Est.

Les séries sédimentaires (S 2/S 3/S 4/S 5) du compartiment supérieur, qui ne sont pas incorporées dans le coin tectonique aveugle (limité à l'Ouest par la partie décapitée de la paléofaille, cf. § 3.2.2), sont décollées en rétrochevauchement au dos de celui-ci (Fig. 63). Elles constituent les écaillés de Corocoro. Ce dispositif de short cut intermédiaire, associé au rétrochevauchement de la couverture sédimentaire (Fig. 63/8.) du compartiment supérieur, forme une zone triangulaire (Fig. 63), qui explique d'un point de vue mécanique les écaillés de Corocoro.

Vers le Sud, les variations structurales le long de la bordure de Chuquichambi (cf. § 3.2.1) s'expliquent par l'existence de short cuts de différentes natures :

- Au Sud de 17°30'S, la branche nord du coude de Chuquichambi n'est constituée que d'une seule écaille, et le compartiment supérieur est peu déformé (cf. § 3.2 et 3.8.1), indiquant l'absence de short cut intermédiaire. Le chevauchement majeur, bien individualisé sous le compartiment inférieur (bassin de Corque ; cf. § 3.2.2), se branche sur la partie supérieure de la paléofaille de Chuquichambi. Ce dispositif, que nous appellerons un short cut avorté, montre la réactivation de la partie supérieure de la paléofaille (Fig. 62/1 et Fig. 63/5 et 6). Le pendage plus faible de la portion active de la paléofaille (par rapport au segment inactif) indique qu'elle a subi une rotation (Fig. 50) sous l'effet du plissement des séries sédimentaire du compartiment inférieur (anticlinal de Chacarilla). Ceci est corroboré par le cisaillement d'ensemble de la bordure du compartiment supérieur (cf. § 3.2.1).

- A l'extrémité sud des chevauchement de Chuquichambi, l'écaille la plus externe forme un anticlinal de propagation, transporté (cf. § 3.2 et 3.8.1) au dos du chevauchement majeur, formant un plat au sommet de la 3^{ème} séquence tertiaire du compartiment supérieur (Bassin Oriental)

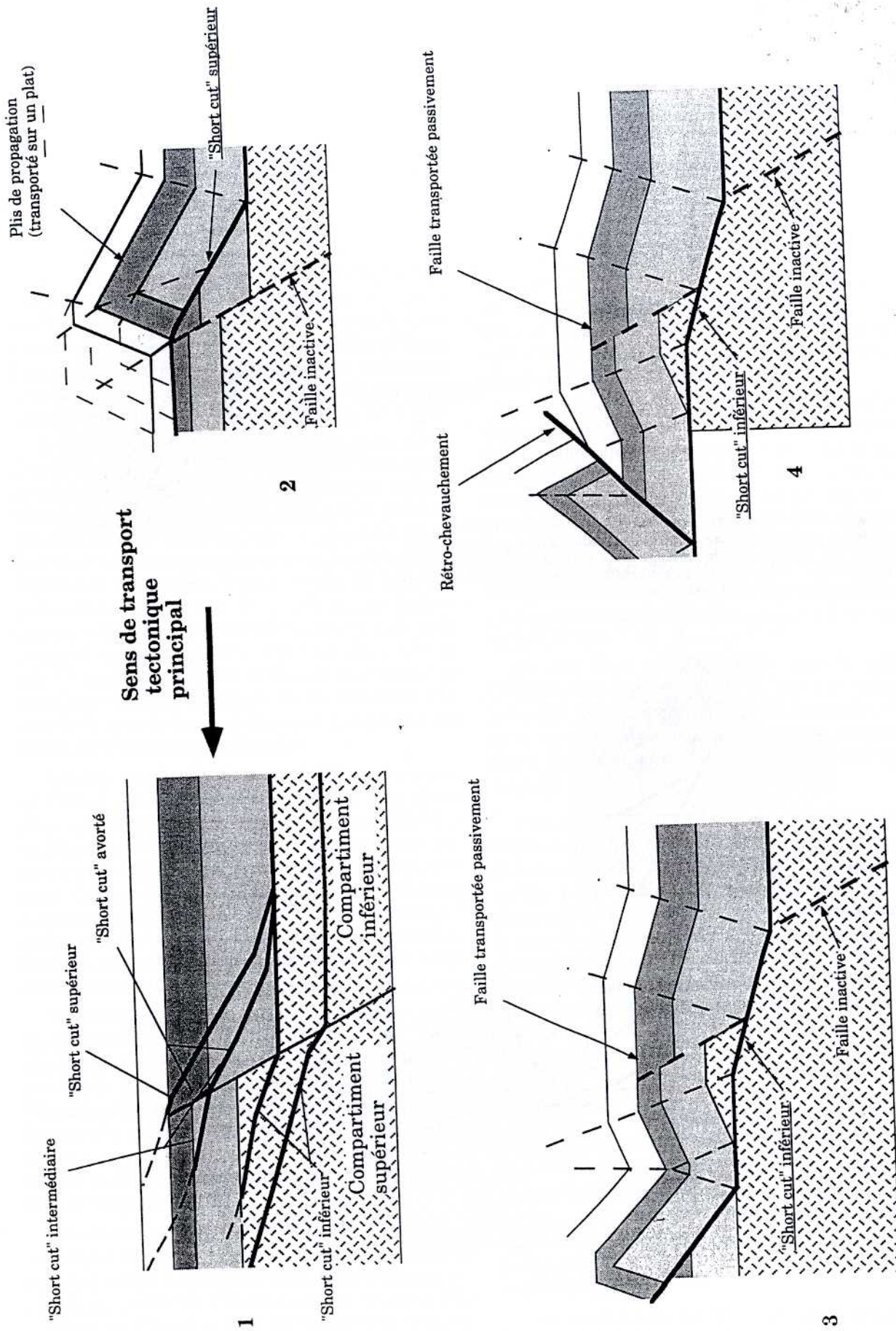
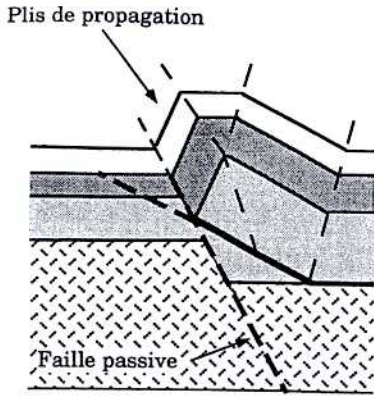
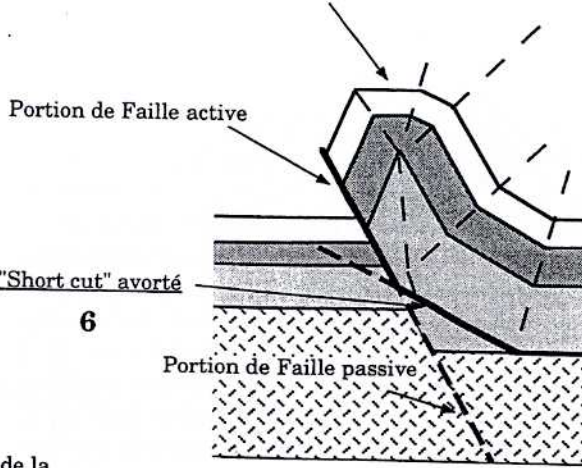


FIG. 62- Différentes géométries en «short cut» lors de l'inversion tectonique d'un bassin limité par une faille verticale.



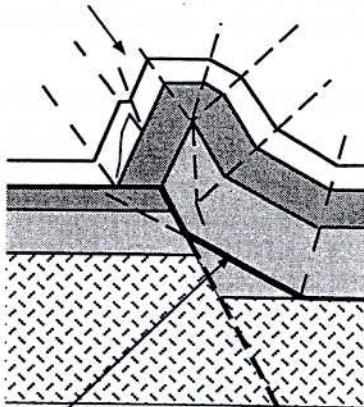
5

Plis de propagation transporté passivement avec altération de la géométrie initiale par accomodation d'un cisaillement supplémentaire au passage du changement de pendage de la surface de chevauchement



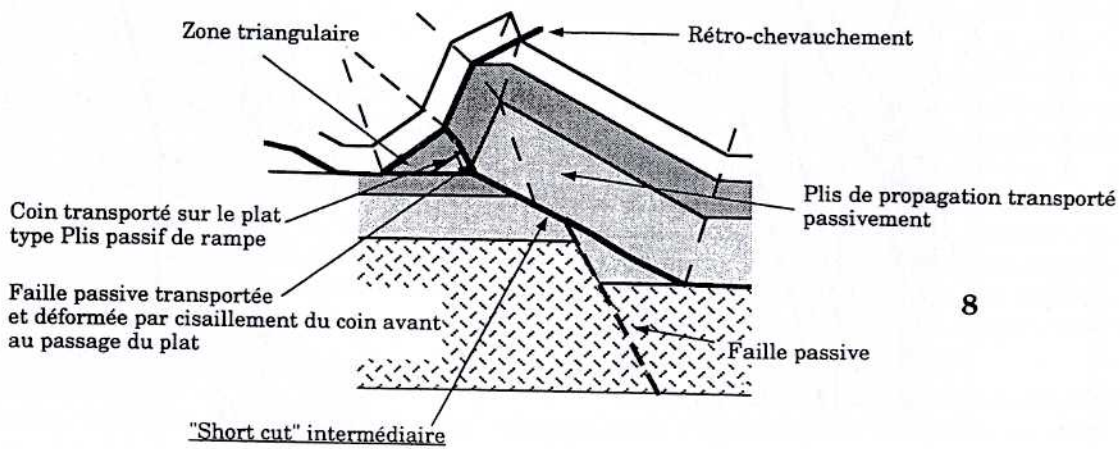
6

Plis de propagation transporté passivement avec altération de la géométrie initiale par accomodation d'un cisaillement supplémentaire au passage du changement de pendage de la surface de chevauchement et transporté sur une rampe en avant, création d'une structure résiduelle et épaissement du flanc avant



7

"Short cut" avorté



8

FIG. 62- Différentes géométries en «short cut» lors de l'inversion tectonique d'un bassin limité par une faille verticale (suite).

Ce dispositif diffère d'un short cut intermédiaire, car le plan de chevauchement ne recoupe pas la paléofaille de Chuquichambi en profondeur (Fig. 52). Nous l'appellerons un short cut supérieur (Fig. 62/1 et 2). Dans le cas de Chuquichambi, les séries sédimentaires du compartiment supérieur, qui ne sont pas affectées par la paléolimite, sont décollées au dessus de la structure aveugle qui forme une zone triangulaire au dos du short cut supérieur (Fig. 52).

7.2.1.b. Short cut inférieurs

L'équilibrage de la Ceinture de Huarina (Fig. 60) impose la présence d'une écaille de socle individualisée au dos d'un chevauchement qui s'enracine sur le niveau de décollement principal du compartiment inférieur. Ce chevauchement de faible rejet décapite la paléofaille au niveau du substratum du compartiment supérieur à l'image d'un short cut inférieur (Fig. 62/1). Cette tectonique tangentielle de socle permet le transport et la déformation de l'ensemble de la bordure du bassin (Fig. 62/3 et 4).

Le long de la bordure de Chuquichambi, au niveau de Corocoro, un dispositif similaire déforme le bord du bassin de Corocoro (Fig. 61/ coupe 4). Le short cut inférieur individualise un coin tectonique (constitué de Paléozoïque et de socle du bassin de Corocoro), qui chevauche le bassin Corocoro au sommet des séries paléozoïques. L'ensemble de la série Crétacé-Tertiaire est solidaire de ce coin tectonique et transporté vers l'Est. Le rétrochevauchement, qui est associé à un anticlinal localisé en avant du front du système Coniri, accommode le déplacement de la couverture. Ce rétrochevauchement se branche sur le niveau de décollement localisé au sommet de S1, puis recoupe le reste de la série tertiaire, participant à la formation des écaillles les plus internes de Corocoro.

Le dispositif, lié aux short cuts inférieurs, constitue ici une seconde zone triangulaire (Fig. 53), à un niveau structural plus profond que celle liée aux short cuts intermédiaires. Les écaillles de Corocoro résultent mécaniquement de l'accommodation de la couverture du compartiment supérieur aux short cut inférieur et intermédiaires. Elles disparaissent d'ailleurs vers le Sud (Fig. 12/ coupe 5 et Fig. 48), où n'existe pas de coin tectonique (amortissement des short cut inférieurs et intermédiaires) au niveau de la faille de Chuquichambi.

Vers le Nord, les écaillles de Corocoro externes s'amortissent dans la ceinture de Comanche-Taihuana. Il n'y a plus de décollement majeur intermédiaire au sein de la couverture du compartiment supérieur, ce qui indique l'amortissement en profondeur du short cut intermédiaire. En revanche, le short cut inférieur se prolonge sous le Cerro Chilla, où l'équilibrage met en évidence qu'il limite à la base les écaillles de socles responsables de la topographie (Fig. 61/coupe 1).

À la différence de Corocoro, le coin tectonique est ici compliqué. La couverture sédimentaire du compartiment supérieur (cf § 3.2.2.) englobe ici les minces niveaux paléozoïques (solidaires des séries crétacé-tertiaire). Elle n'est plus simplement décollée en rétrochevauchement en avant du coin tectonique, mais intensément plissée et cisailée au dos des écaillles de socle. Ceci indique :

- que le short cut inférieur se branche sur le compartiment supérieur à la base des niveaux paléozoïques (formation Chilla) ;

- que le coin tectonique n'a pas largement chevauché le compartiment supérieur ;

- que le transport vers l'Est de la bordure orientale du compartiment inférieur (Bassin de Corque) est accomodé par les rétrochevauchements de socles, qui définissent un système en duplex (Fig. 61/coupe 1) sous la couverture sédimentaire.

Ce dispositif implique qu'à la latitude du Cerro Chilla, la prolongation nord de la paléofaille de Chuquichambi, mise en évidence par les alignements de diapirs (Fig. 50), est recoupée et transportée en profondeur par le short cut inférieur. Sa partie supérieure, cisailée par les mouvements vers l'Ouest de la couverture tertiaire, forme le rétrochevauchement de Jesus (Fig. 61/coupe 1).

La variation de style structural entre les écaillles de Corocoro et le Cerro Chilla coïncide avec l'emplacement de la Ceinture plissée de Comanche-Taihuana. Les axes structuraux de cette unité (plis en échelons et décrochevauchements N10-30 ; cf § 3.2.2 ; Fig. 50) ainsi que la transition structurale brutale qu'elle marque (entre short cuts inférieurs essentiellement formés de Paléozoïque au Sud et short cuts inférieurs constitués de socle et principalement rétrochevauchants), semblent indiquer qu'en profondeur la faille de Chuquichambi forme un segment N10-N30.

Le long de la partie méridionale de la faille de Chuquichambi, d'autres short cuts inférieurs déforment le bord du bassin Poopo. La faille de Chuquichambi est passivement transportée vers l'Est, et le bord oriental du bassin de Corque garde sa géométrie initiale (Fig. 61/ coupe 5).

L'analyse de profils sismiques (cf. § 3.2.3) indique l'existence de deux short cuts inférieurs qui se branchent au Sud sur la faille de Pahua (Fig. 64). Le moins profond recoupe la faille de Chuquichambi à la base des séries sédimentaires du compartiment inférieur (bassin Corque). Le second déforme le substratum du bassin Corque. Ces short cuts inférieurs n'émergent pas dans les séries tertiaires du bassin Poopo. Ils limitent des coins tectoniques aveugles, en avant desquels des rétrochevauchements déforment la couverture paléozoïque et tertiaire du bassin Poopo (cf. § 3.2.3 et Fig. 61/coupe 5).

7.2.2. Les inversions de types «top thrust»

Sur l'Altiplano, les bordures de bassin sont parfois déformées par des structures chevauchantes présentant des vergences opposées aux short cuts.

Nous appellerons ces failles inverses des «top thrusts». Elles illustrent un sens de transport tectonique du compartiment supérieur vers le compartiment inférieur (Fig. 63).

Ces structures constituent une inversion partielle des bordures de bassin, puisqu'elles recoupent et déforment les paléolimites subverticales.

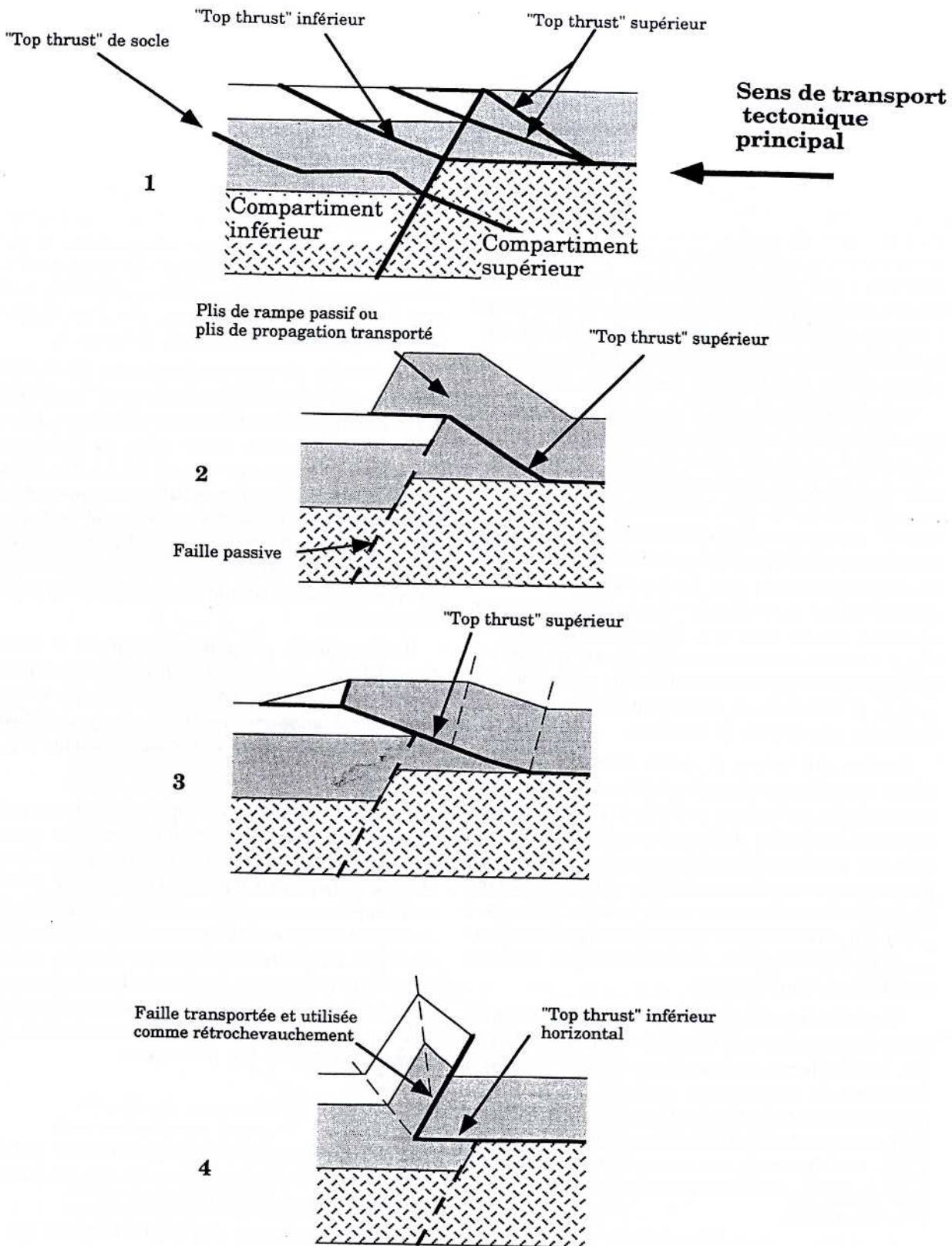


FIG. 63. – Différents dispositifs structuraux de type «Top Thrust» issus de la perturbation d'une tectonique de décollement au niveau d'une paleostructure.

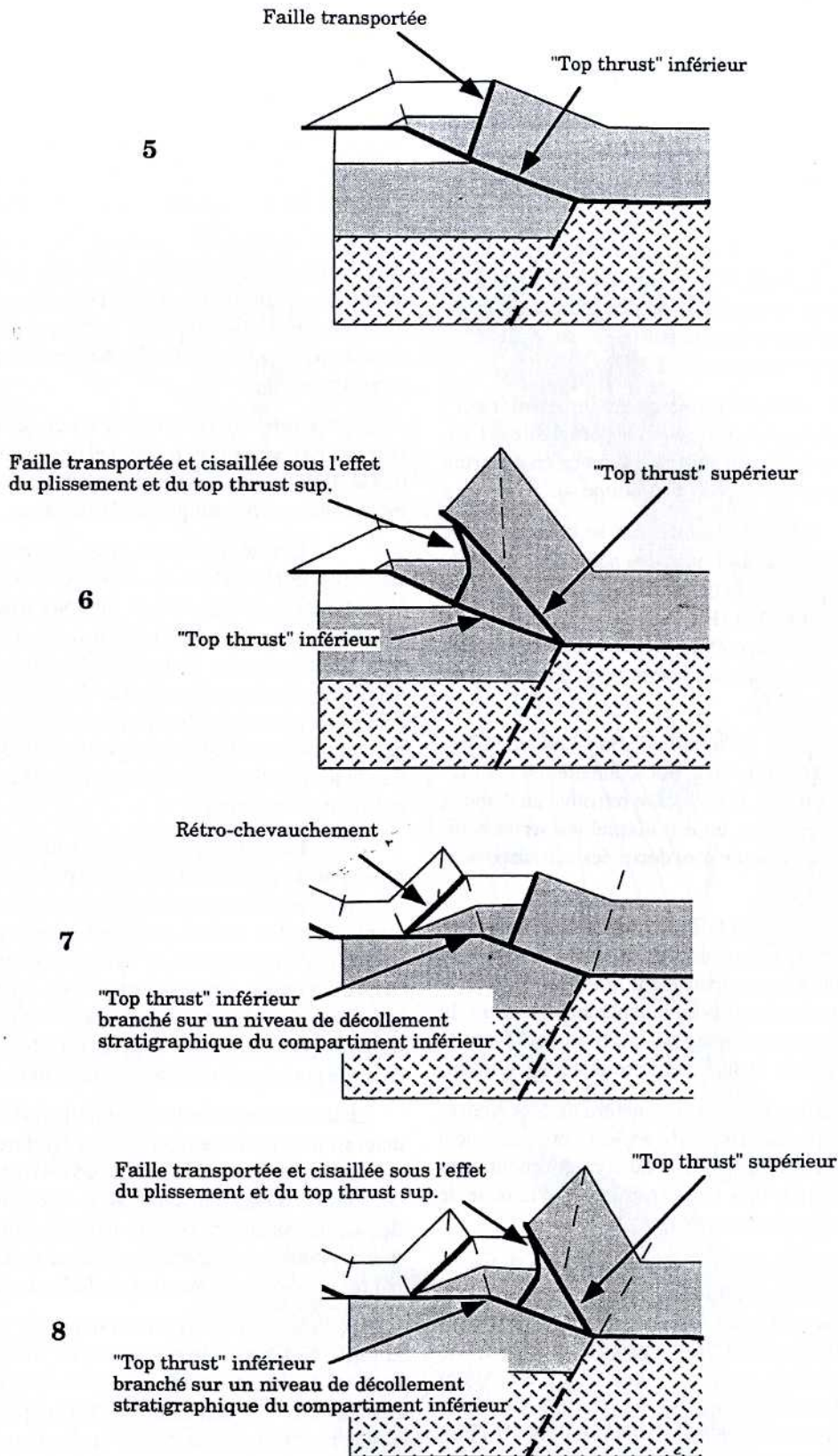


FIG. 63- Différents dispositifs structuraux de type «Top Thrust» issus de la perturbation d'une tectonique de décollement au niveau d'une paleostructure (suite).

Le long du front du système Coniri au Nord de 17°30'S, les analyses de sismique et de terrain ont montré que la paléofaille Coniri n'est pas décapitée, mais cisailée sous l'effet du pli de propagation frontal (cf. 3.1.2; Fig. 49 et 60).

Le chevauchement frontal ne recoupe pas la paléofaille Coniri, et s'enracine sur le compartiment supérieur à la base du Silurien, en avant de la faille de Ayo Ayo. Nous appellerons ce type de dispositif un top thrust supérieur (Fig. 63).

Plus au Sud, la structure frontale du système Coniri chevauche plus amplement le bassin Oriental et la faille Coniri est transportée vers l'Est, au dos d'un chevauchement qui s'enracine sur le compartiment supérieur à la base des séries paléozoïques (cf. § 3.1.2).

Ce dispositif structural forme un top thrust inférieur ; le chevauchement frontal recoupe ici la paléofaille et l'ensemble de la couverture du compartiment inférieur avant d'émerger en surface (Fig. 63 et 61/coupe 4).

A 17° 50'S, le top thrust inférieur se branche sur le compartiment inférieur à la base des sédiments crétacé-tertiaire, à l'image d'un pli de propagation transporté sur ce niveau stratigraphique (Fig. 61/coupe 5). Au dos de cette structure, les séries crétacé-tertiaire sont décollées à la manière d'un rétrochevauchement (Fig. 63) au niveau d'une zone triangulaire.

Dans la partie nord de la faille de San Andres, le Tertiaire du bassin de Corque vient poinçonner et/ou chevaucher le bassin Mauri (cf. § 3.6.1). On retrouve un dispositif en top thrust inférieur, au dos duquel les séries sédimentaires du bassin Corque sont décollées et transportées vers l'Ouest.

Cependant, ici, la paléofaille de San Andres décapitée sert en partie de rétrochevauchement vers l'Est pour la couverture tertiaire du compartiment inférieur (Fig. 57 et 63). Ce mouvement de rétrochevauchement en avant du poinçon s'accompagne d'intenses cisaillements parallèles aux couches dans la série tertiaire du Bassin Mauri.

Dans la partie centrale de la structure de San Andres (cf. § 3.6.1), le chevauchement de socle à vergence ouest se branche sur l'interface S 1/S 2 du compartiment inférieur (Bassin Mauri). Vers l'Ouest, il recoupe le reste de la série tertiaire en prochevauchement.

Ce dispositif, que nous appellerons un top thrust de socle (Fig. 65), illustre l'interaction entre tectonique tangentielle de socle et de couverture. L'écaillage de Précambrien (au dos du top thrust de socle) contribue au transport vers l'Ouest de la presque totalité (S 2/S 3/S 4) des séries sédimentaires du compartiment inférieur. Ce déplacement est accommodé au niveau de l'anticlinal d'Achiri, qui est associé au prochevauchement (Fig. 65), constituant la continuation et l'atténuation du top thrust de socle.

La partie supérieure de la faille de San Andres est toujours utilisée en rétrochevauchement (Fig. 65), et guide la flexion des couches du bord est du synclinal d'Achiri.

8.- CONCLUSION : MISES EN ÉVIDENCES DES PALÉOLIMITES

L'étude structurale présentée ci-dessus montre que les déformations compressives sur l'Altiplano sont principalement issues d'une tectonique tangentielle de couverture et/ou de socle (Système Coniri, bordure est et ouest du bassin de Corque) dans les parties centrales et orientales, et d'une tectonique de réactivation de failles de socle (F. de Berenguela, partie sud de la faille de San Andres, faille de Santa Lucia) dans les parties occidentales.

Les principaux styles et dispositifs structuraux présents sur l'Altiplano sont résumés sur la Fig. 64. L'analyse détaillée de ces dispositifs, à partir de sismique réflexion, a mis en évidence la présence d'hétérogénéités tectoniques ou sédimentaires qui ont influencé les déformations compressives andines.

La répartition et les orientations de ces hétérogénéités permettent de proposer un nouvel agencement tectonique de l'Altiplano (Fig. 64), qui sera pris en compte dans la modélisation cinématique de l'Altiplano :

- Les failles Coniri, Ayo-Ayo et Eucalyptus ont influencé la tectonique de couverture de la Ceinture de Huarina et du système Coniri sans être réactivées en profondeur. Seules les variations brutales d'épaisseur de la série paléozoïque (et donc de profondeur des niveaux de décollement) de part et d'autre de ces failles ont déterminé l'emplacement de short cuts (intermédiaires et supérieur), des variations de longueurs d'onde des plis, ainsi que la localisation du front du système Coniri (top thrust inférieur ou supérieur).

- La faille de Coniri (N-S) admet un décalage au niveau de la faille d'Eucalyptus (NW-SE). Sa branche sud rejoint la faille de Chuquichambi. Il est intéressant de remarquer, qu'au niveau du coin formé par les failles de Coniri et de Eucalyptus, le front du système Coniri correspond à un top thrust inférieur bien développé. En cartographie, il tend à amoindrir l'angle concave que forment les deux paléofailles par rapport à la direction régionale de transport des structures de la Ceinture de Huarina.

Le tracé en baïonnette de la faille de Chuquichambi a déterminé le profil segmenté de la bordure est du synclinal de Corque. Les variations de style structural le long de cette limite coïncident avec les changements de vergence des angles (concaves ou convexes par rapport à la direction de transport régional du synclinal de Corque) formés par les différents segments de la faille de Chuquichambi :

- Lorsque l'angle est convexe (17°50'S ; 18°30'S) la faille de Chuquichambi n'est pas transportée en profondeur ; elle est parfois réactivée dans sa partie supérieure, et les chevauchements de Chuquichambi correspondent alors à des short cuts supérieurs ou avortés.

- Lorsque l'angle est concave (17°30'S ; 19°S), les short cuts inférieurs (et intermédiaires, 17°30'S) impliquant le socle ne reproduisent pas la géométrie des failles en profondeur. Ils les recoupent en profondeur selon une direction moyenne (Fig. 64).

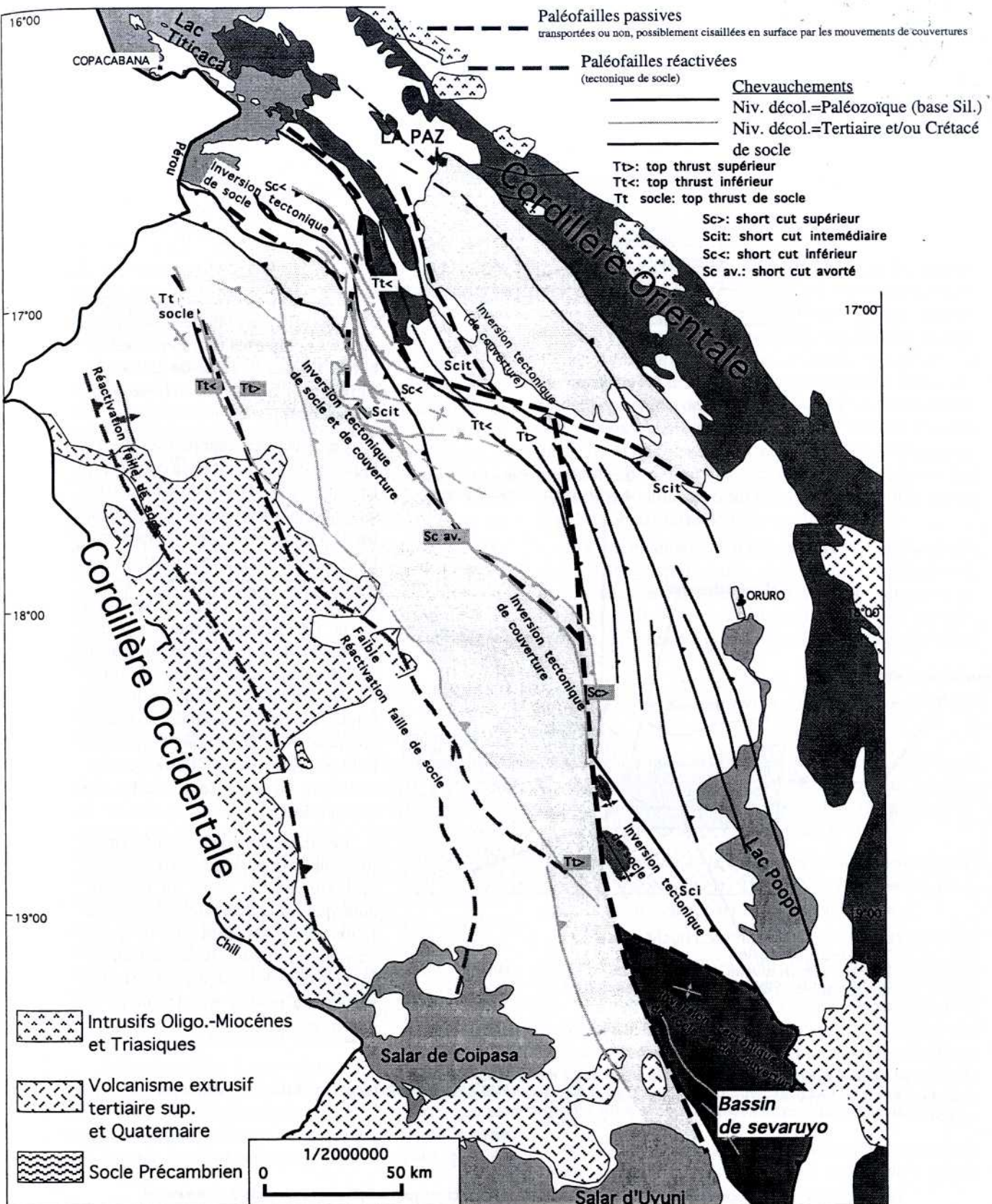
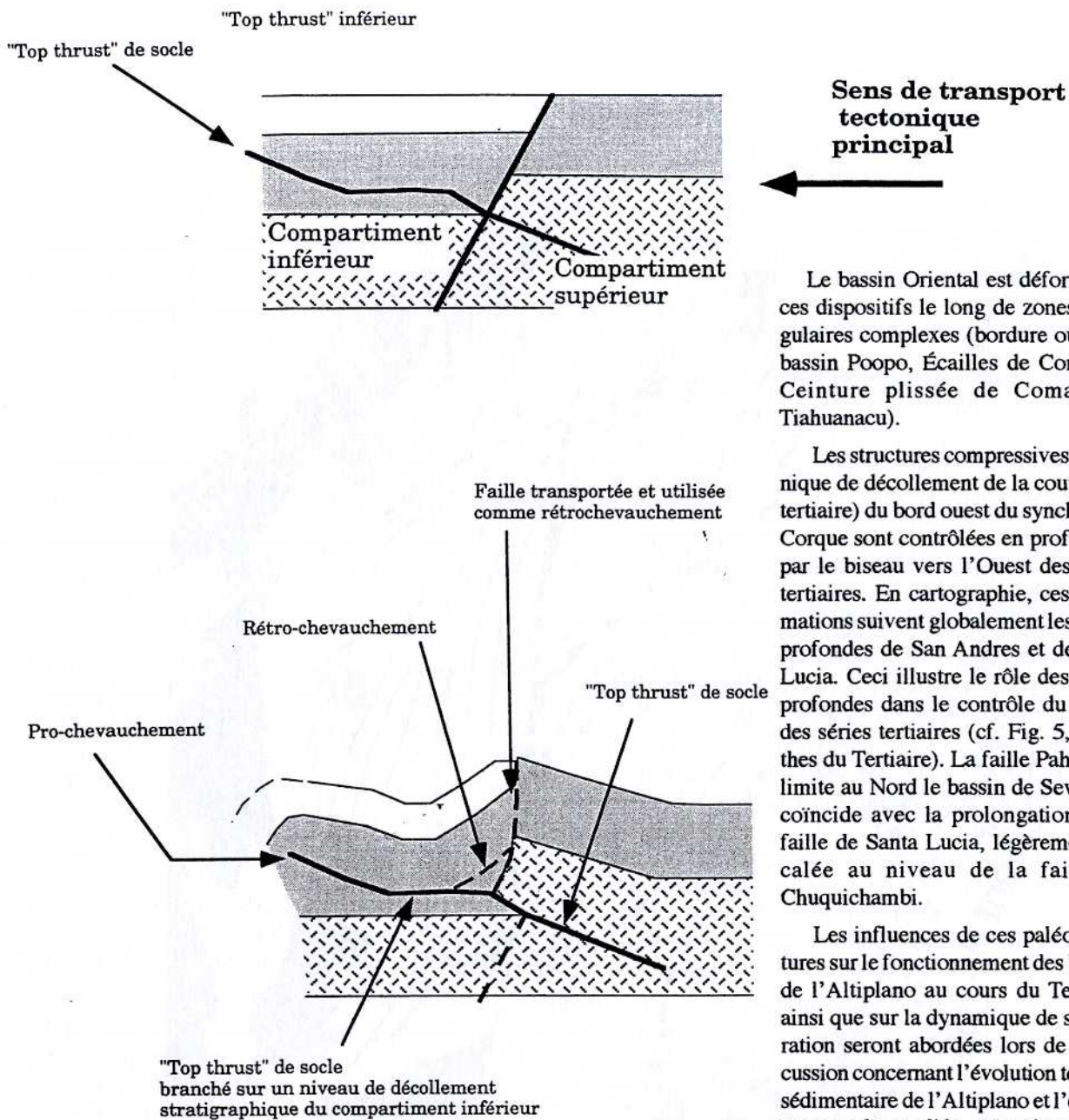


Fig. 64- Dispositif structural de l'Altiplano Nord et Centre Bolivien.



Le bassin Oriental est déformé par ces dispositifs le long de zones triangulaires complexes (bordure ouest du bassin Poopo, Écailles de Corocoro, Ceinture plissée de Comanche-Tiahuanacu).

Les structures compressives (tectonique de décollement de la couverture tertiaire) du bord ouest du synclinal de Corque sont contrôlées en profondeur par le biseau vers l'Ouest des séries tertiaires. En cartographie, ces déformations suivent globalement les failles profondes de San Andres et de Santa Lucia. Ceci illustre le rôle des failles profondes dans le contrôle du biseau des séries tertiaires (cf. Fig. 5, isobathes du Tertiaire). La faille Pahua, qui limite au Nord le bassin de Sevaruyo, coïncide avec la prolongation de la faille de Santa Lucia, légèrement décalée au niveau de la faille de Chuquichambi.

Les influences de ces paléo-structures sur le fonctionnement des bassins de l'Altiplano au cours du Tertiaire, ainsi que sur la dynamique de structuration seront abordées lors de la discussion concernant l'évolution tectono-sédimentaire de l'Altiplano et l'établissement du modèle mécanique de sa déformation.

Le déplacement sur le Top thrust de socle se prolonge sur le compartiment inf. le long du pro-chevauchement. Cependant, il peut être accommodé également le long d'un rétrochevauchement qui se branche sur la partie supérieure de la faille transportée.

FIG. 65- Dispositif en «top thrust» de socle : interaction entre tectonique de socle et tectonique de couverture.

CHAPITRE 4 MODÈLE CINÉMATIQUE DE L'ALTIPLANO BOLIVIEN

1.- PARAMÈTRES UTILISÉS DANS L'ÉQUILIBRAGE DES MODÈLES CINÉMATIQUES ET GÉOMÉTRIQUES DE L'ALTIPLANO NORD BOLIVIEN

Un modèle géométrique équilibré se doit de reproduire la géométrie actuelle et d'être compatible avec l'état initial, selon la règle principale de conservation de volume [Ménard, 1986].

Un modèle cinématique respecte les mêmes exigences et tient compte des mécanismes de déformation permettant de passer de l'état initial à l'état final. L'état final est contraint par l'ensemble des données géologiques et géophysiques disponibles. L'évolution géodynamique permet de définir qualitativement l'état initial, ainsi que des états intermédiaires constituant des points de passage obligés de la modélisation cinématique.

La construction de modèles géométriques équilibrés à des instants t et $t-1$ donne accès à des informations quantitatives, qui ne sont pas disponibles par la seule analyses des données géologiques et géophysiques, et qui définissent l'état final (valeur du raccourcissement, quantité de matériels érodés-sédimentés, taux de subsidence, de surrection, etc). En pratique, les modèles présentés ici ont été construits à la main par essai erreur entre un état t et un état $t-1$. Ceci a permis d'éliminer les mauvaises hypothèses cinématiques, et de mettre en évidence la meilleure solution : celle qui retranscrit géométriquement les deux états t et $t-1$ et qui image les mécanismes responsables du passage d'un état à un autre, tels qu'ils sont définis par l'évolution géodynamique.

Pour l'Altiplano, l'évolution géodynamique est basée sur l'histoire tectono-sédimentaire établie à partir des données sédimentologiques (cf chap. 2) et structurales (cf chap. 3).

En effet, l'étude de l'évolution d'un bassin détritique continental intramontagneux s'affranchit de l'eustatisme qui n'a pas de conséquences directes sur la géométrie et la nature des dépôts. En revanche, ce type de bassin est contrôlé essentiellement par le couple quantité de matériel et espace disponible à la sédimentation. Ces deux paramètres sont, à leur tour, contrôlés par les processus d'érosion, les phénomènes tectoniques superficiels (qui définissent les surfaces soumises à l'érosion ou à la sédimentation et les systèmes sédimentaires) et les mouvements du substratum (issus des réajustements isostatiques à la surcharge sédimentaire, de l'existence ou non de subsidence tectonique ou/et de surrection).

Si l'on considère les processus d'érosion constants au cours du temps (comme semble l'indiquer la rhexistasie constante), l'évolution tectono-sédimentaire est régie par les mouvements verticaux et horizontaux qui définissent le type et le mode de fonctionnement du bassin.

2.- L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'ALTIPLANO

L'évolution tectono-sédimentaire présentée ci-dessous est contrainte par les données de la stratigraphie, de la structure et du paléomagnétisme.

2.1. Les Mouvements verticaux et les mouvements horizontaux transverses à la chaîne

Les mouvements verticaux de subsidence et de surrection contrôlent la formation des surfaces d'érosion régionales ou locales et des limites de séquences sédimentaires en termes d'accommodation d'espace, d'altération des niveaux de base et de localisation des zones sources (d'alimentation).

Le découpage séquentiel de la stratigraphie apporte des contraintes d'ordre chronologiques sur l'étude des mouvements verticaux.

Les informations relatives à la géométrie des bassins et des surfaces d'érosion associées (formes, extension et épaisseur des dépôts) permettent de caractériser la nature des mouvements verticaux (et la longueur d'ondes des phénomènes dont ils sont issus, tectonique local, isostasie,...) qui ont contrôlé le dépôt de chaque séquence. Elles permettent également de mettre en évidence les mouvements horizontaux transverses à la chaîne qui, comme le soulignent les styles structuraux en présence sur l'Altiplano (cf. Chap 3), ont eu des conséquences directes sur les mouvements verticaux (formations de reliefs, soulèvement et réduction des aires de sédimentation, ...).

Les informations cinématiques (Fig. 67), associées aux cartes paléogéographiques, permettent de comparer les évolutions des différents domaines structuraux de l'Altiplano. Dans ce but, nous utilisons les taux de sédimentation compactés qui sont les seuls paramètres fiables (Fig. 66).

2.1.1. Période Eocène-Oligocène inférieur (1^{ère} Séquence)

Le centre du bassin Corque, au pied de la faille de Chuquichambi, constituait le dépôt centre majeur. Les taux de sédimentation sont de l'ordre de 100-120 m/Ma (Fig. 66) et les épaisseurs de l'ordre de 3500 m.

Les épaisseurs de la 1^{ère} séquence diminuent régulièrement (1700 m à Turco, 2300 m à San Andres) en direction des parties occidentales du bassin Corque.

Le bassin Mauri constituait une zone moins subsidente par rapport au bassin Corque (Fig. 67). Les épaisseurs (2000 m) et les taux de sédimentation décompacté (80 m/Ma ; Fig. 66) mesurés au pied des failles de San Andres et de Santa Lucia indiquent que ces failles contrôlaient des dépôts centres locaux (Fig. 68). La nature du détritisme (cf. § 1.7.2.2.a) indique que les parties occidentales du bassin Mauri ainsi que la Cordillère Occidentale étaient soumises à l'érosion.

À l'Est de la faille de Chuquichambi, le substratum du bassin oriental subsidait également, moins que le bassin Corque (Fig. 67 et 69).

Sur le bassin Poopo, la limite supérieure de la séquence correspond à des surfaces d'érosion (S 2, S2/3, cf. § 2.7.2.2.a ; Fig. 69) ; il n'est pas possible de calculer des taux de sédimentation. Cependant, l'état de maturité de la

FIG. 66- Taux de sédimentation et de subsidence (subsidence totale et tectonique).

1- Précisions concernant les modélisations des taux de sédimentation et de subsidence effectuées à l'aide du logiciel GENEX (IFP).

Les taux de sédimentation et de subsidence montrent des fluctuations brutales puisqu'ils sont calculés pour chaque séquence définie à la base et au sommet par des limites temps. Cependant les études sédimentologiques indiquent que des déstabilisations des systèmes sédimentaire sont relativement rapides (cf. Ch. 2) sur l'Altiplano.

Les taux de sédimentation décompactée calculés par le logiciel GENEX sont fortement liés à la lithologie. Notamment, ils augmentent très rapidement avec la présence de couches évaporitiques (ex. : la formation Rosapata du Miocène qui contient 10% d'évaporites admet des taux de sédimentation décompactée supérieurs à 2000 m/ Ma).

Les taux de subsidence totale (courbe bleue : total subsidence) tiennent compte du poids des sédiments compactés au cours de l'enfouissement et d'un modèle d'isostasie (type Airy). Les courbes rouges représentent les taux de subsidence tectonique calculés pour un bassin rempli d'eau ; les courbes vertes représentent les taux de subsidence tectonique pour un bassin à l'air libre.

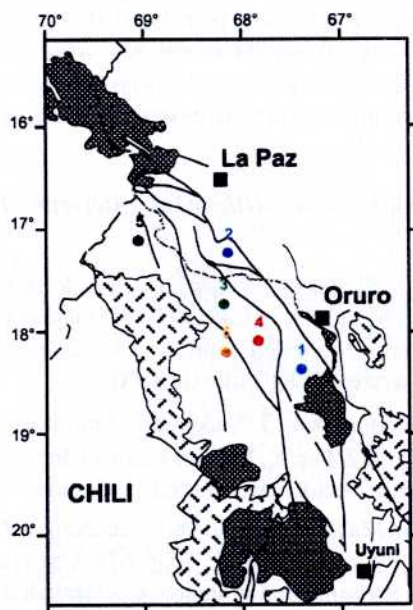
Les courbes d'enfouissement représentent l'évolution verticale d'un horizon stratigraphique (dont l'âge est mentionné à «depth» = 0). La courbe verte (total subsidence) prend en compte les sédiments ; la courbe violette (Water balanced subsidence) représente la subsidence tectonique du bassin rempli d'eau ; la courbe rouge (Air balanced subsidence) représente la subsidence tectonique du bassin à l'air libre. Ces courbes sont également calculées avec un modèle d'isostasie locale (type Airy).

Il est important de préciser que toutes ces modélisations sont calculées par rapport à un niveau de référence fixé, pour chaque période, à une altitude 0. Les modélisations ne prennent donc pas en compte l'aggradation verticale du niveau de base de l'Altiplano au cours du temps (cf. Ch 4) et la subsidence calculée ne représente donc pas la subsidence absolue réelle de l'Altiplano. Afin de différencier ces deux paramètres, la subsidence totale modélisée est appelée subsidence relative dans le texte (Ch. 4) (à un niveau de base du bassin fixé à l'altitude 0).

2- Précautions concernant les interprétations des taux de sédimentation et de subsidence dans un contexte de bassin continental.

La sédimentation en milieu continental est essentiellement fonction de la quantité de matériel issu des processus d'érosion ainsi que de l'espace disponible.

Il est dangereux de vouloir interpréter les fluctuations des taux de sédimentation en terme d'activité tectonique. Des taux de sédimentation qui diminuent ne relèvent pas obligatoirement d'une baisse de l'activité tectonique et des volumes érodés qui en découlent. En effet, à flux sédimentaire constant, une augmentation de la taille du bassin peut également traduire une baisse des taux de sédimentation sur une même verticale du bassin. De plus, il existe un temps de latence entre formation de relief et processus d'érosion (cf. Ch. 4). L'étude des taux de sédimentation doit être accompagnée d'informations concernant les variations de volume des bassins et des surfaces soumises à l'érosion (cf. Ch. 4).



- 1: centre b. Poopo/log. A42
- 2: centre b. Corocoro/log. A72
- 3: b. Corque/log. A92
- 4: centre b. Corque/log. A102
- 5: centre b. Mauri/log. A51
- 6: bordure ouest b. Corque/log. A2*

Modélisations non calées au Pliocène:
 - uplift et fin de la S5 à 3 Ma non pris en compte
 - paramètres calculés pour S5 doivent être * 2

Localisations des modélisations Genex

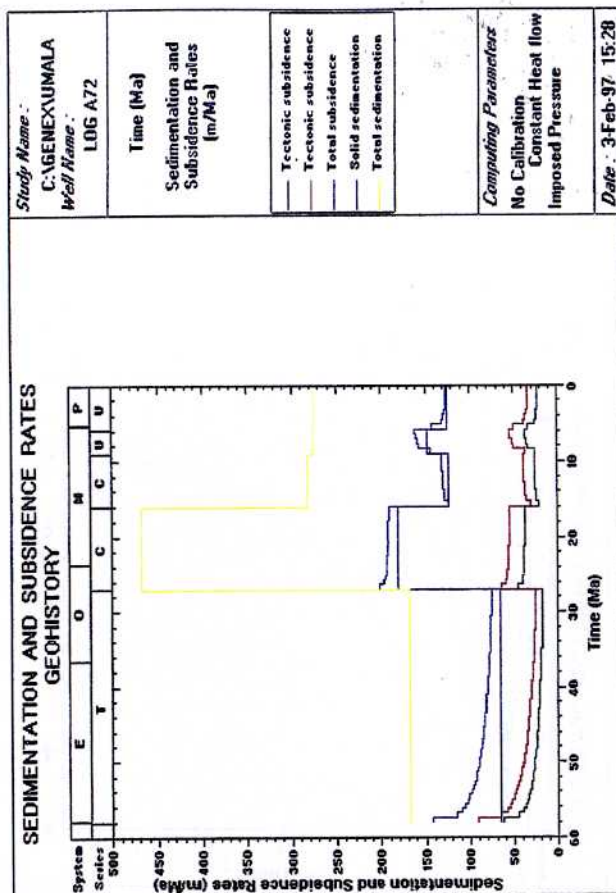
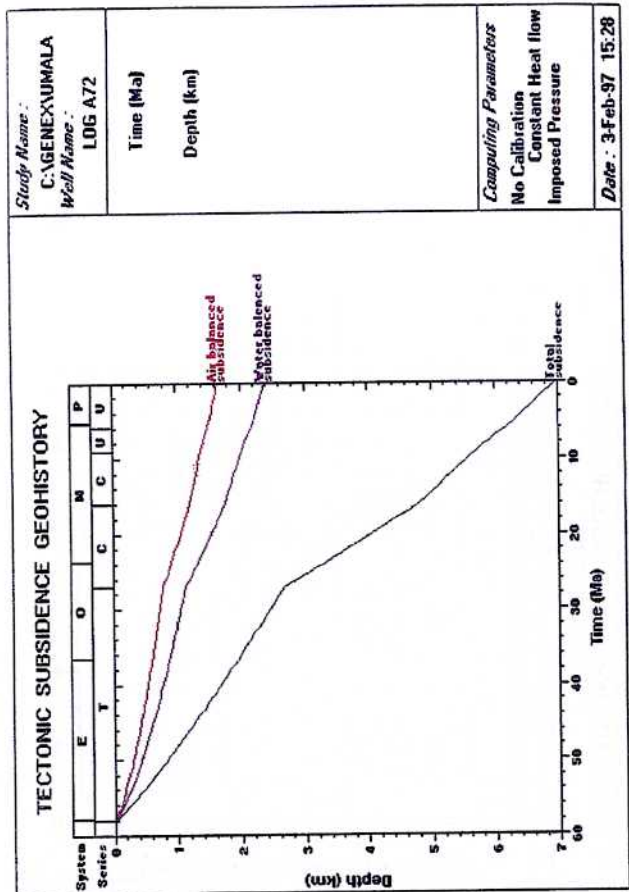
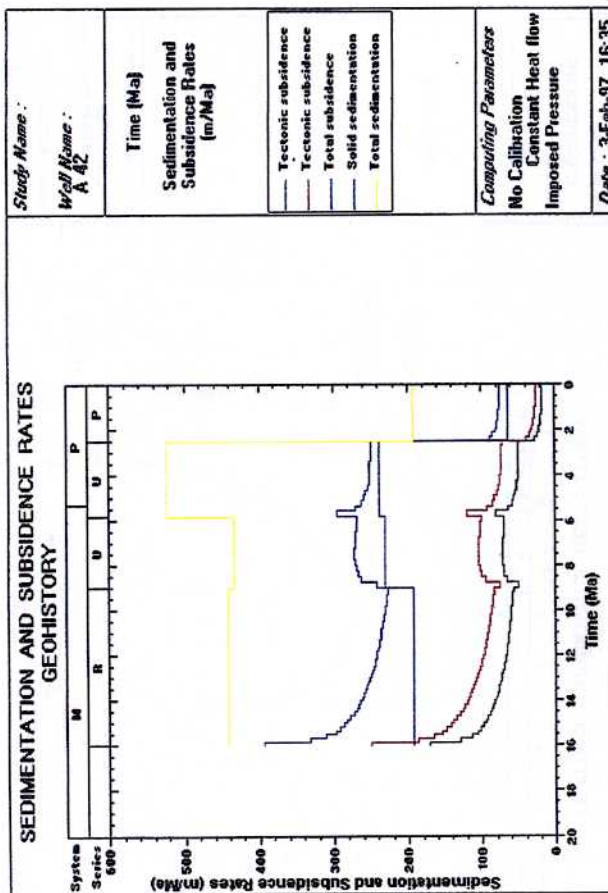
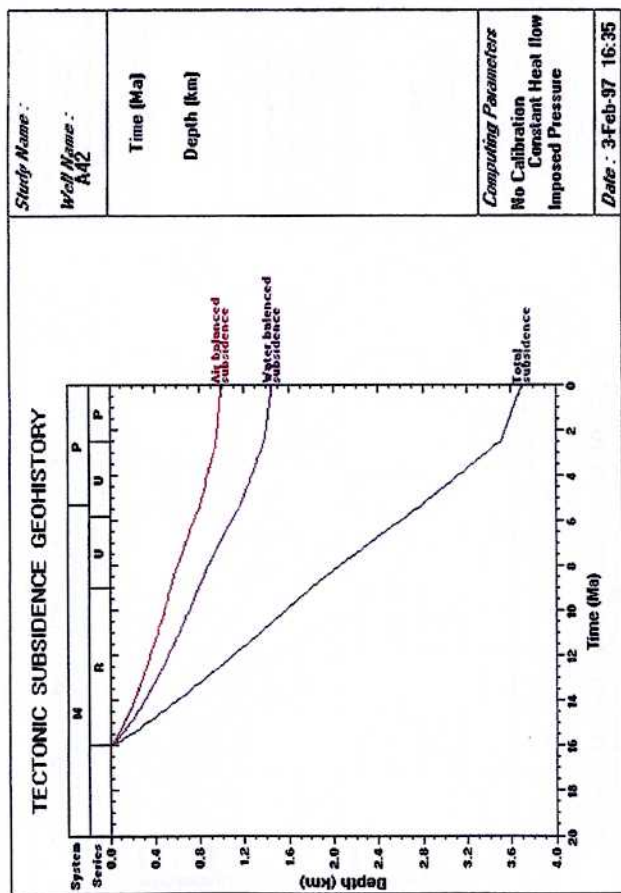


Fig. 66– Taux de sédimentation et de subsidence (suite).



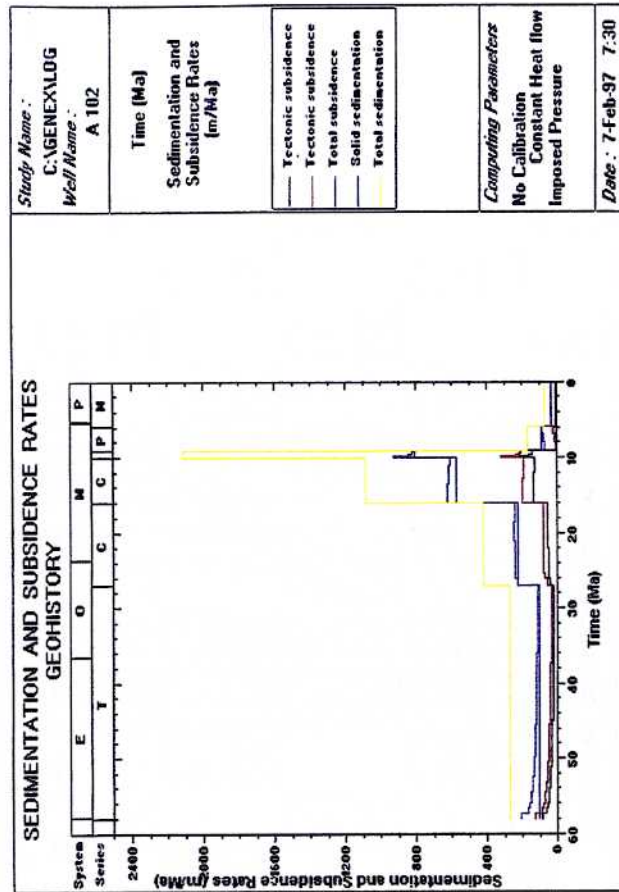
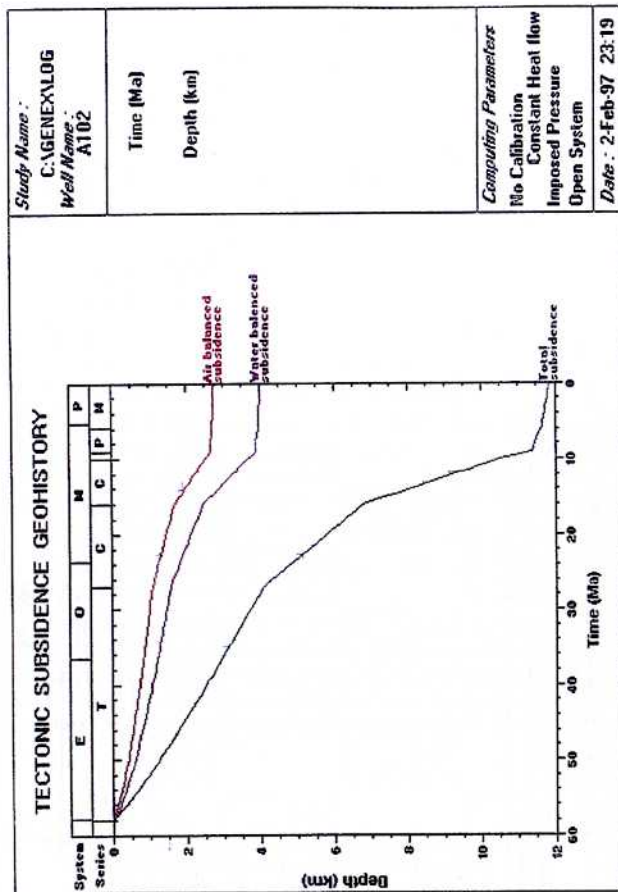
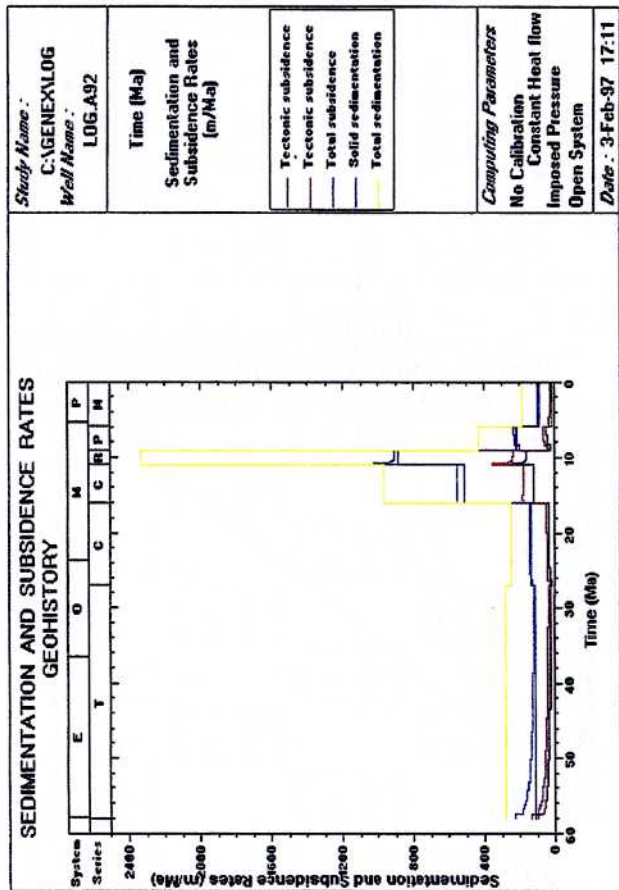
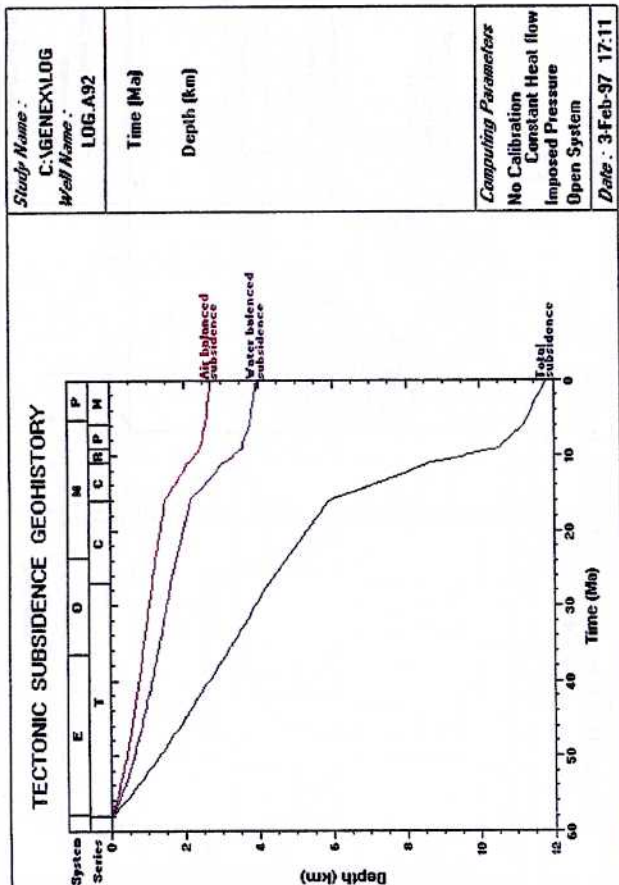


FIG. 66– Taux de sédimentation et de subsidence (suite).



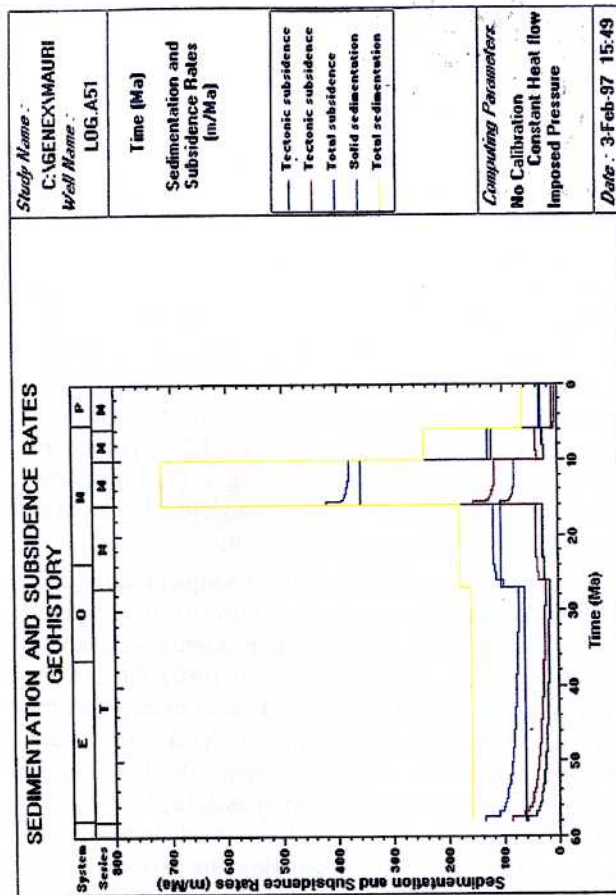
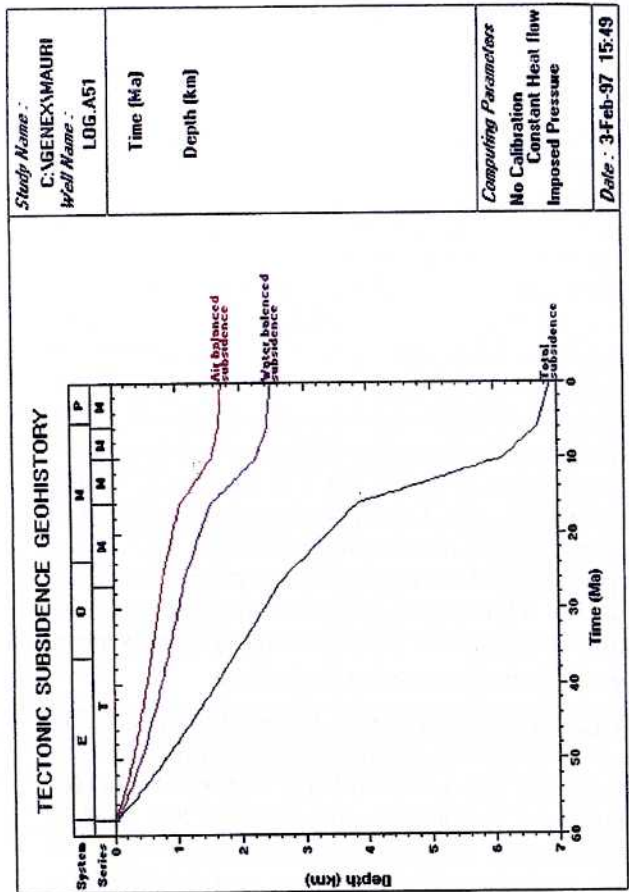
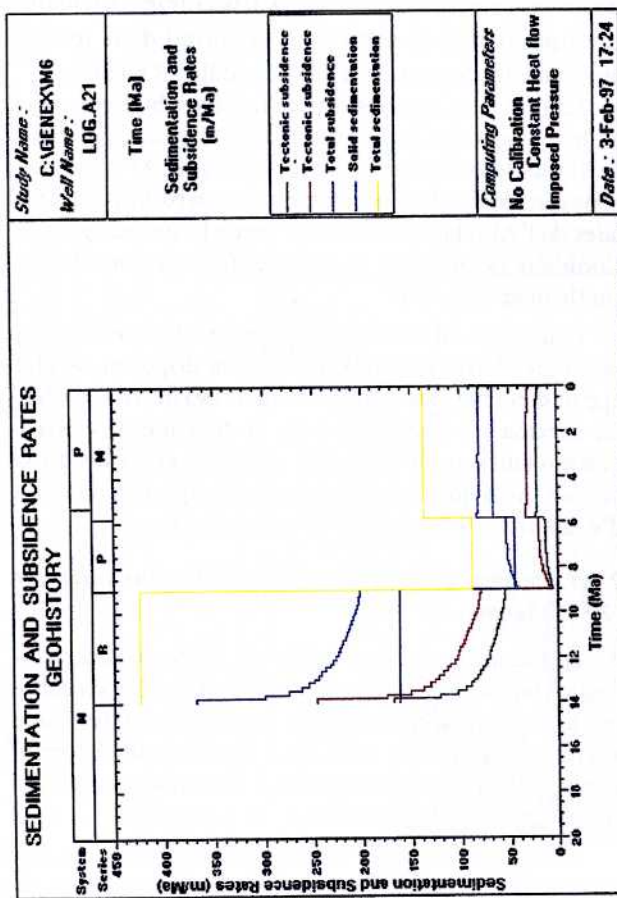
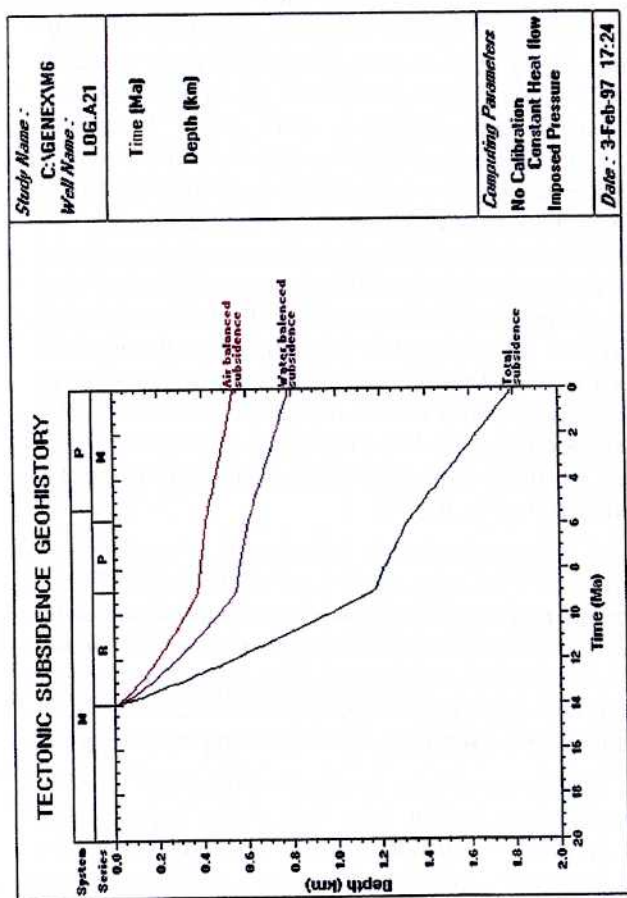


Fig. 66- Taux de sédimentation et de subsidence (suite).



matière organique contenue dans les dépôts crétacés de la bordure ouest du bassin (Fig. 68) indique que l'épaisseur de la 1^{ère} séquence était de l'ordre de 2000 m. Ceci correspond à un taux de sédimentation moyen de 65 m/Ma, inférieur à celui calculé au centre du bassin Corque.

Dans le bassin de Corocoro l'épaisseur de la 1^{ère} séquence est constante (± 2400 m). Les taux de sédimentation sont de 65 à 70 m/Ma (Fig. 68).

La répartition des zones de sédimentation image le rôle des grandes paléolimites (mises en évidence au § 2. 7) qui contrôlaient des zones soumises à des subsidences relatives différentes (Fig. 69). Cependant, les faciès homogènes de la S 1, associés à une stabilité des systèmes sédimentaires, l'absence d'éventails sédimentaires, ainsi que l'absence de paléotopographies (cf. § 2.7.2.2.a) montrent que les mouvements verticaux le long de ces limites devaient être très progressifs, et accommodaient les mouvements différentiels de subsidence relative.

Notamment il est intéressant de remarquer que les taux de sédimentation sur le bassin de Corocoro sont comparables aux taux d'uplift de la Cordillère Orientale à la même époque [$< 0,1$ mm/an, Benjamin *et al.*, 1987]. Or, le bord occidental de la Cordillère Orientale était soumis à l'érosion (Fig. 69) comme le montre le Crétacé immature [Moretti et Aranibar, 1995] et l'absence de clastes de la 1^{ère} séquence dans les dépôts détritiques de la 2^{ème} séquence du bassin de Luribay (cf. § 2.5.2.2.a). Seule la base de la séquence (formation Cayara) semble s'être déposée à l'Est des failles de Coniri et d'Eucalyptus [Sempere *et al.*, 1997], qui contrôlaient, pendant l'Eocène Oligocène inf., les limites est du bassin altiplanique au Nord, en accommodant les mouvements d'uplift de la Cordillère Orientale. L'Altiplano dans sa partie nord ne suivait donc pas les mouvements de surrection de la Cordillère Orientale.

En revanche, les subsidences relatives différentes entre les bassins de Corque et de Mauri, ainsi que l'absence de limites tectoniques entre zones soumises à l'érosion et zones de sédimentation, montrent que les parties occidentales de l'Altiplano ont suivi en partie la surrection de la Cordillère Occidentale. L'Altiplano formait alors un bassin flexural (Fig. 69).

L'agencement structural (Fig. 68) montre que les grandes failles à jeu normal définissent un dispositif de pull appart dans une bande de cisaillement dextre WNW-ESE. Ce schéma est compatible avec la direction de convergence relative avant 49 Ma (cf. § 3.2.2.1), et permet d'expliquer l'individualisation du bassin Corque lors du dépôt d'évaporites au début de la première séquence.

2.1.2. Période Oligocène supérieur-Miocène inférieur (2^{ème} Séquence)

La sédimentation de la séquence 2 montre la déstabilisation rapide du système sédimentaire de la 1^{ère} séquence par la mise en place de régimes proximaux de très haute énergie très localisés ainsi que l'apparition de déformations synsédimentaires enregistrées dans des agencements de discordances progressives (cf. § 1.7.2.2.b)

Sur les parties est de l'Altiplano, la répartition des surfaces S 2/ montre que l'ensemble du système de plis de

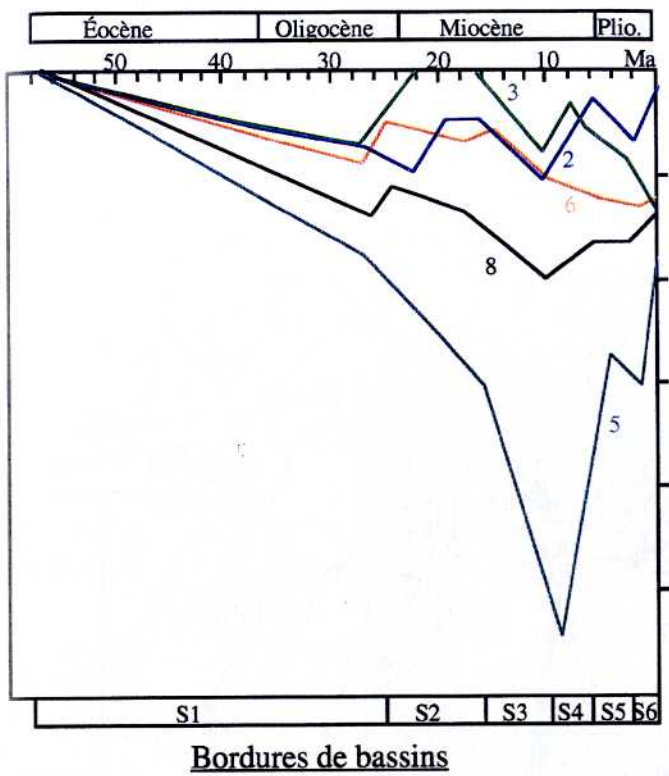
Coniri et de la ceinture de Huarina était en cours de structuration (Fig. 44 et 69) en réponse à une raccourcissement perpendiculaire à la chaîne. Le front du système Coniri était localisé au Nord au niveau de la faille de Coniri ; vers le Sud, sous le bassin Poopo, la distribution des sédiments d'âge oligocène sup.-miocène inf. montre qu'il était constitué par un système de structures en relais agencées en échelon gauche, selon une direction NW-SE (Fig. 70). La position de ce relais coïncide avec la prolongation de la branche nord de la faille de Chuquichambi, qui a pu influencer le plissement de la couverture paléozoïque. Des aires de sédimentation installées sur des zones soumises à l'érosion durant la première séquence (comme le bassin de Luribay ; Fig. 44, 69 et 70) se sont individualisées au sein du système Coniri et de la ceinture de Huarina, et ont enregistré la déformation dans des systèmes de discordances progressives (S 2 ; Fig. 70), à la manière de bassins piggy back (Fig. 68). Les dépôts fluviaux proximaux et de cônes alluviaux, la nature du détritisme (cf. § 1.7.2.2.b), ainsi que les nombreuses discordances progressives (S 2, S 1/2 ; Fig. 44) indiquent que ces bassins étaient alimentés par l'érosion de leur bordure en cours de soulèvement et bénéficiaient d'un drainage endoréique.

En avant du système Coniri, les taux de sédimentation sont de l'ordre de 180-200 m/Ma sur le bassin de Corocoro au Nord (Fig. 61). Les géométries, ainsi que les faibles surfaces des discordances progressives S 2 ou S 2' progradées (Fig. 70), montrent que les taux de surrection étaient généralement supérieurs aux taux de sédimentation pendant toute la deuxième séquence.

Les déformations synsédimentaires enregistrées à la base de la 2^{ème} séquence, ainsi que l'existence d'une S 2 sur le bord occidental du bassin Corocoro (Fig. 70), indiquent que la faille de socle de Chuquichambi a légèrement joué en inverse, amenant le bord ouest du bassin Corocoro à l'affleurement au début de la 2^{ème} séquence (Fig. 69). Cependant, la diminution de la granulométrie d'Est en Ouest, et les faciès fins et évaporitiques (dans le milieu de la seconde séquence, cf. § 2.7.2.2.b ; Fig. 44) sur la bordure ouest du bassin de Corocoro, indiquent qu'il n'y avait pas de source de détritisme vers l'Ouest, c'est à dire que les reliefs au niveau de la faille de Chuquichambi n'avaient pas perduré très longtemps et ne devaient pas être très importants. Le faible jeu inverse est aussi imagé dans la partie sud de la faille de Chuquichambi, où l'uplift de la bordure ouest du bassin Poopo est largement inférieur à celui de sa bordure orientale déformée par le système Coniri (Fig. 67).

A la fin de la seconde séquence, la progradation de surfaces d'érosion locales S 2 ou S 2' (Fig. 44 et 70) en bordure du front de déformation de Coniri, ainsi que les faciès fins déposés dans le bassin de Corocoro, indiquent que le système Coniri n'est plus actif. Le bassin de Corocoro est soumis à l'érosion (surface S 2/ ou S 2'/); cependant il n'a pas subi un soulèvement important (Fig. 67).

Sur le bassin Poopo, la rétrogradation vers l'Ouest de la sédimentation (Fig. 44 et 69) illustre la propagation globale des déformations du système Coniri vers l'Ouest. Ici, le soulèvement est plus important au dos des structures

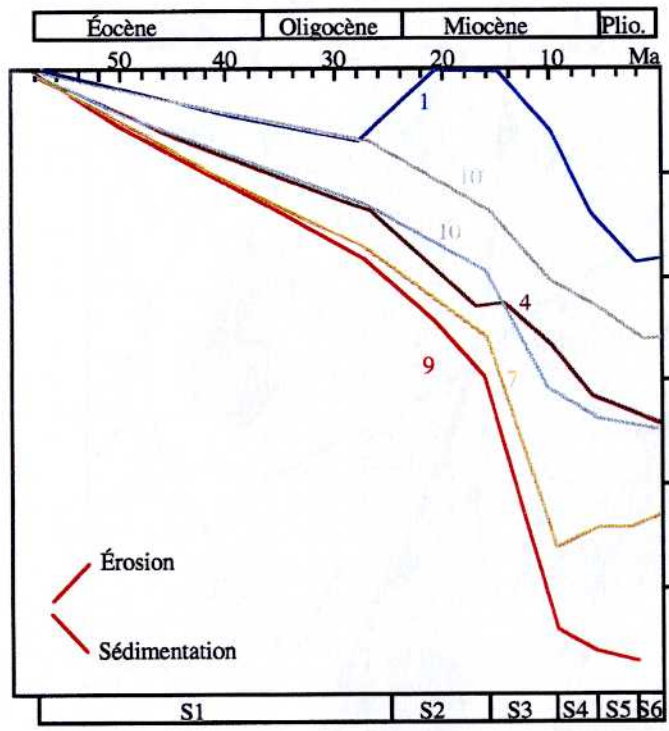


Bordures de bassins

- 1: bassin Poopo
- 2: bordure ouest b. Poopo
- 3: bordure est b. Poopo
- 4: bassin Corocoro
- 5: flanc est Syncl. C.R.
- 6: bordure ouest b. Corque
- 7: Syncl. Nazacuni
- 8: bordure ouest b. Corque (San Andres)
- 9: centre b. Corque
- 10: centre b. Maipo

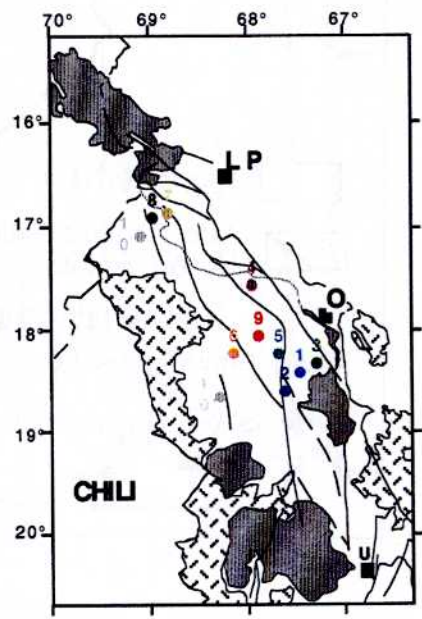
bassin Oriental

bassin Corque



Centres des bassins

FIG. 67- Subsidence relative comparée des différents bassins de l'Altiplano.



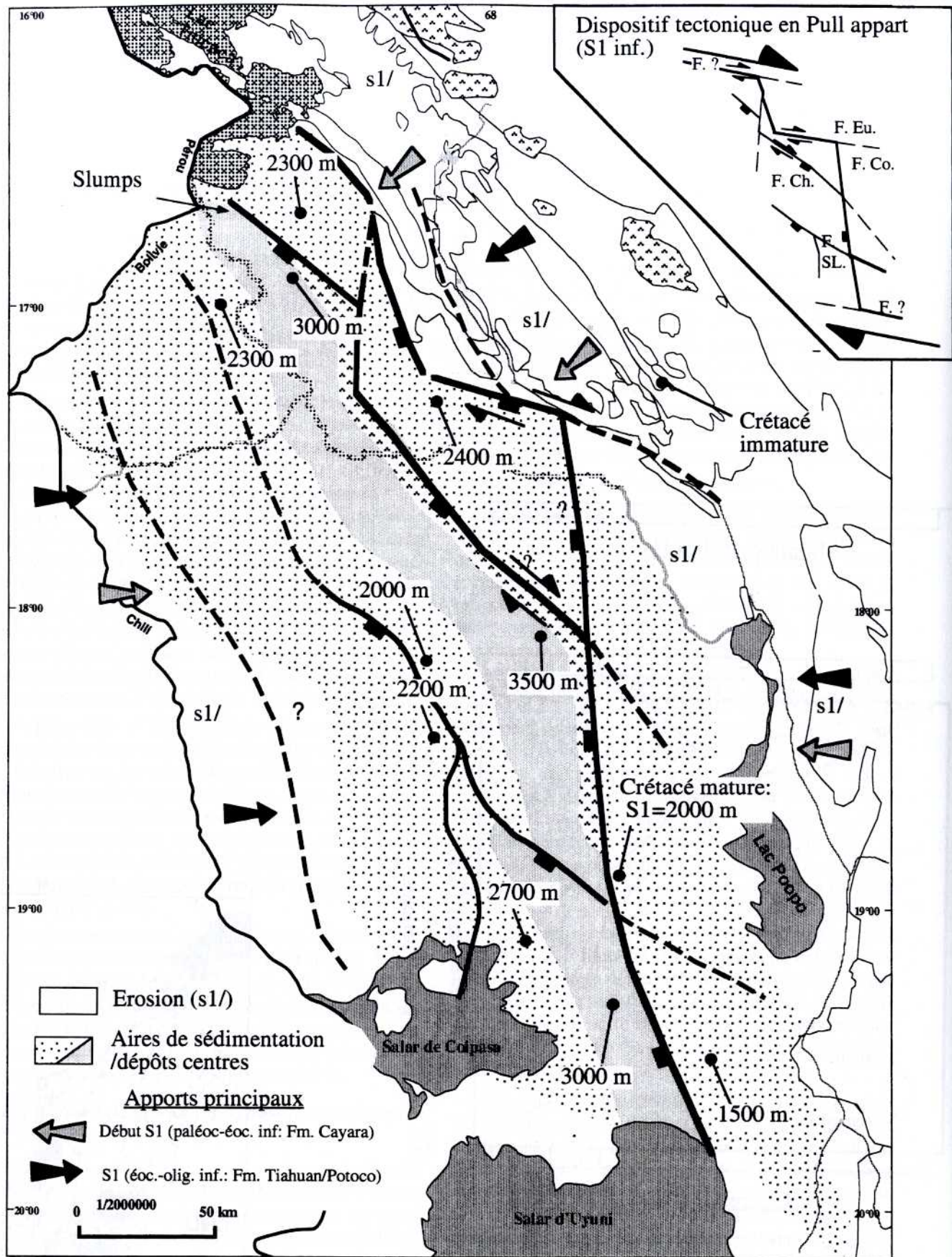


Fig. 68- Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien à l'Eocène-Oligocène inférieur.

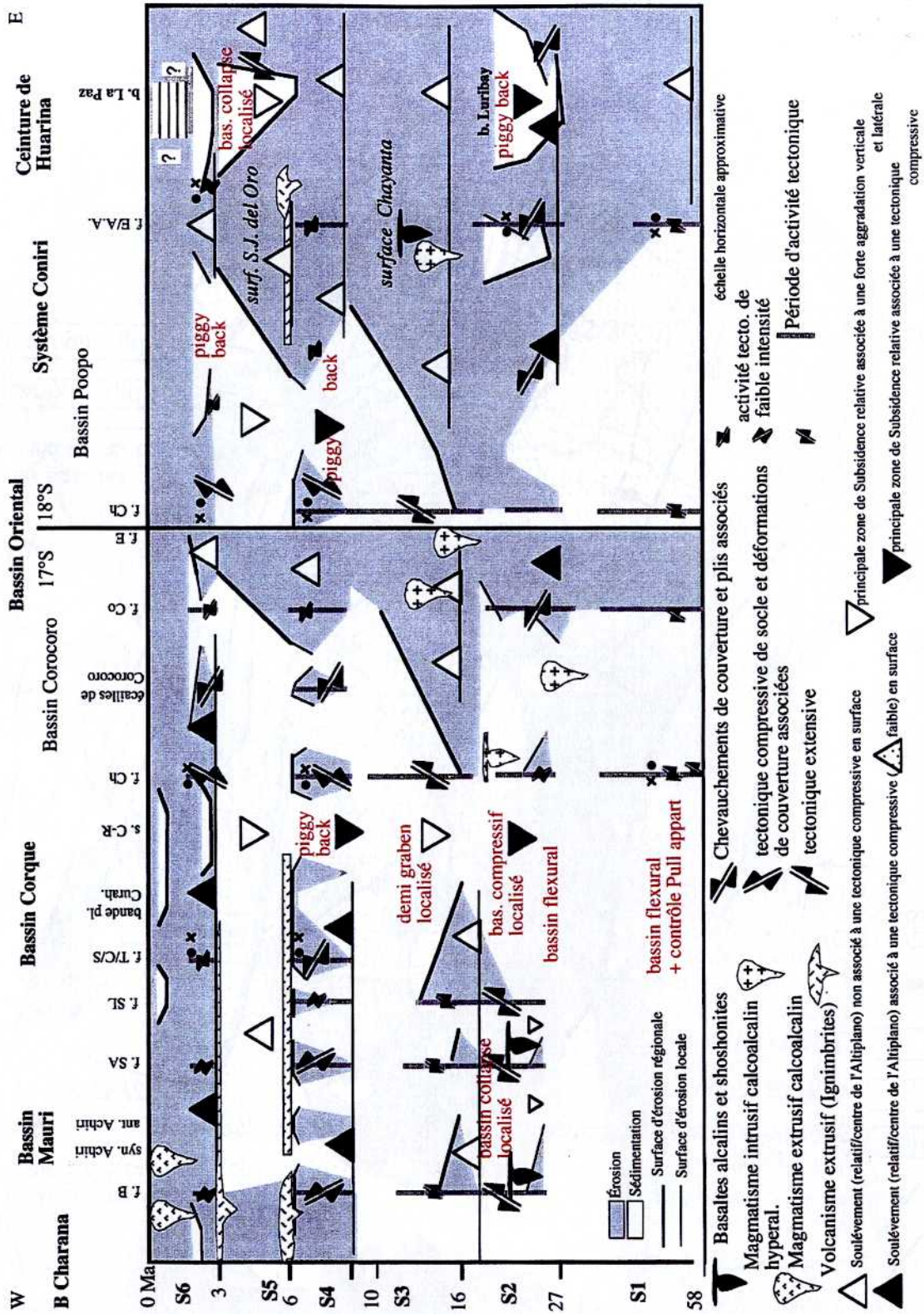


Fig. 69— Evolution tectono-sédimentaire de l'Altiplano durant le Tertiaire.

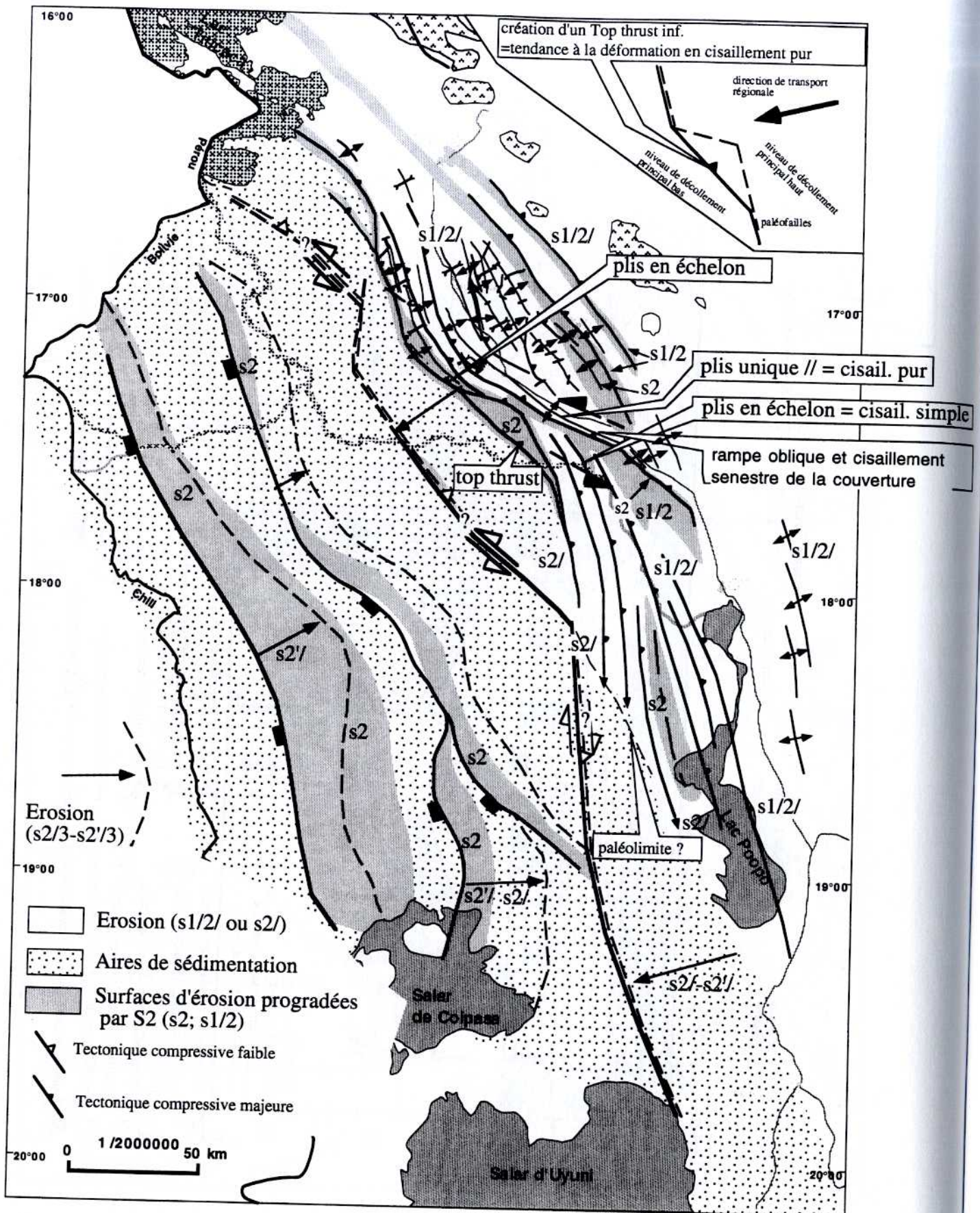


Fig. 70- Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien à l'Oligocène supérieur- Miocène inférieur (Séquence S 2).

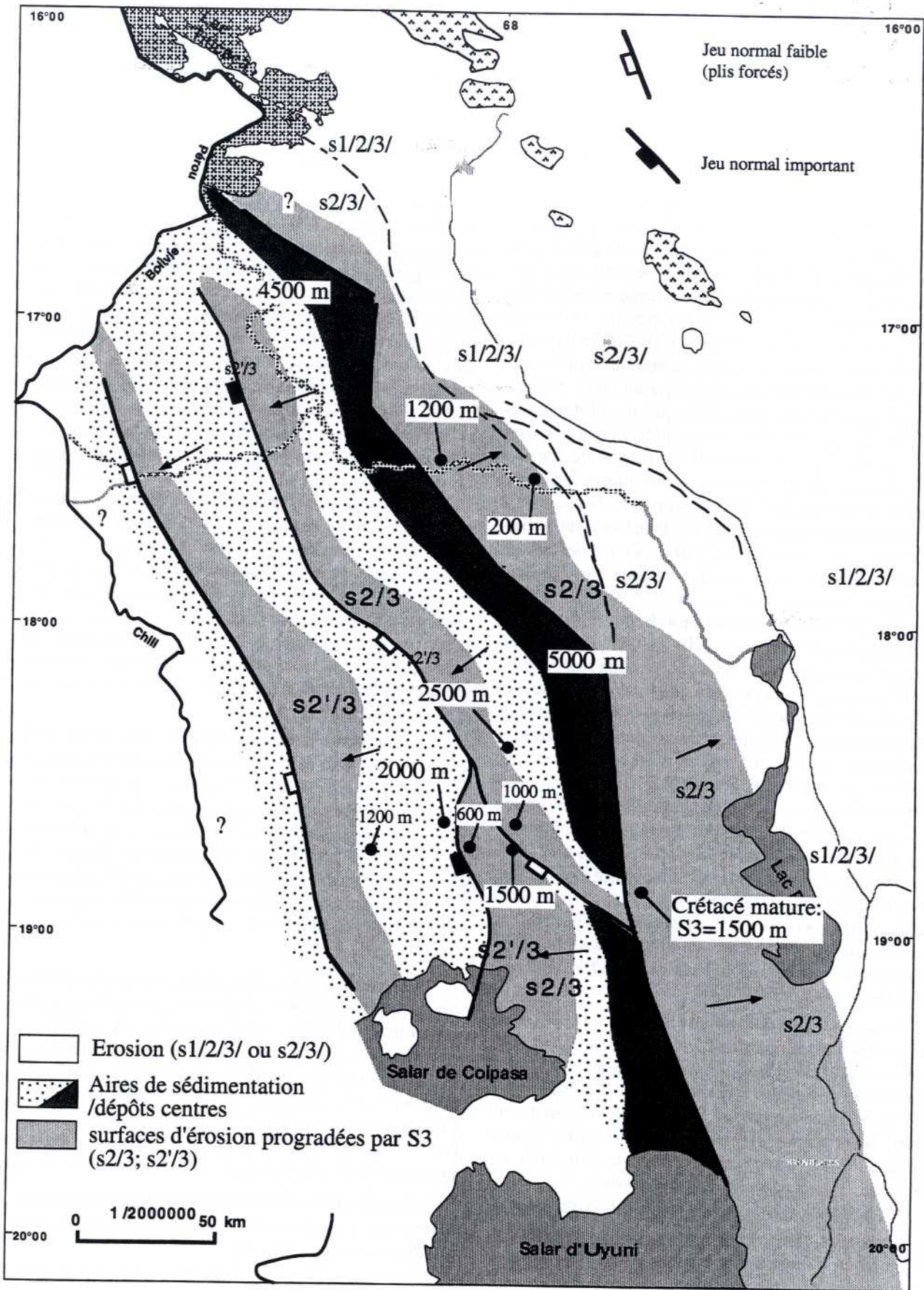


Fig. 71- Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien au Miocène moyen (Séquence S 3).

compressives (Fig. 67).

Le centre du bassin Corque est le siège d'une subsidence relative supérieure à celle qui caractérisait la première séquence (Fig. 67). Les taux de sédimentation sont de 200 m/Ma (Fig. 66). La réduction de la taille du bassin, par la mise en place de surfaces d'érosion S 2 (Fig. 44 et 71), indique que le large bassin flexural qui contrôlait le dépôt de la S 1 devient progressivement un bassin localisé (Fig. 69). Ce changement de comportement s'accompagne d'un magmatisme alcalin.

Sur les parties ouest de l'Altiplano, les dépôts grossiers de la base de la S 2 sont concordants sur le haut de la S1. Rapidement la sédimentation rétrograde globalement vers l'Est (cf. § 2.7.2.2.b; Fig. 44), et les surfaces d'érosion S 2 (Fig. 44) imagent la mise à l'érosion des hauts de blocs délimités respectivement par les failles de Berenguela, San Andres et Santa Lucia. Ceci indique que les taux de surrection sont, dans la première partie de la 2^{ème} séquence, localement supérieurs aux taux de sédimentation, permettant jusqu'à l'érosion du substratum (cf. § 2.7.2.2.b). La restriction des produits d'érosion provenant de la Cordillère Occidentale aux parties occidentales de l'Altiplano (cf. § 2.7.2.2.b; Fig. 44) illustre également le rôle de barrière joué par les hauts de blocs soumis à l'érosion. Cette évolution montre le remplacement du bassin flexural, qui caractérise la fin de la S1, par des bassins très localisés. Les taux de sédimentation, mesurés dans les bassins résiduels localisés aux pieds des failles (Fig. 70), sont de 100 m/Ma, et les subsidences relatives sont inférieures à celles du centre du bassin Corque. Ceci indique que les parties occidentales subissent un soulèvement relatif par rapport au centre du bassin Corque (Fig. 69). L'absence de discordance progressive (cf. § 2.7.2.2.b; Fig. 44 et 69) au pied des failles de Berenguela, San Andres et Santa Lucia, ainsi que leurs géométries (cf. § 2.5 et 2.6) montrent que ces failles avaient des jeux normaux permettant la collapse des bassins résiduels (Fig. 69) selon des géométries en demi-graben. Il est intéressant de souligner que l'ensemble de ces érosions ont façonné le biseau tertiaire sur la bordure ouest du bassin Corque. Les niveaux déblayés par l'érosion (Fig. 12/ coupe 1 en comparaison des coupes 4 et 5), ainsi que la largeur de ces surfaces, indiquent que les hauts de blocs étaient plus élevés dans les parties sud de la faille de San Andres que dans les parties nord.

La progradation des surfaces S 2 (Fig. 44 et 70) montre que les taux de sédimentation augmentent par rapport aux taux de surrection. Cependant, les géométries des tronçatures sédimentaires (en onlaps en éventails; cf. § 2.7.2.2.b) indiquent que les failles bordières jouent toujours en jeu normal. Il semble donc que l'augmentation du rapport taux de sédimentation/taux de surrection soit liée à une augmentation du flux sédimentaire.

Le passage à la 3^{ème} séquence est caractérisée par une nouvelle mise à l'érosion des hauts de blocs (surface S 2'/S 2/3; Fig. 70) qui s'accompagne d'une rétrogradation progressive de la sédimentation vers les centres des bassins. Les géométries en offlaps en éventails (cf. § 2.7.2.2.b) indiquent clairement que les taux de sédimentation sont à nouveau plus faibles que les taux de surrection.

2.1.3. Période Miocène moyen (3^{ème} Séquence)

La troisième séquence correspond à une augmentation des aires de sédimentation par rapport à la seconde séquence (Fig. 71). La base de la séquence indique le maintien à l'érosion des surfaces d'érosion S 2/3 (Fig. 44) localisées sur le bassin oriental et sur les parties occidentales (Fig. 71).

Cette période est caractérisée par les plus hauts taux de sédimentation et de subsidence relative de l'histoire de l'Altiplano.

Le bassin Mauri-Villa Flor admet son maximum de subsidence relative au pied de la faille de San Andres (S 3: 2000 m d'épaisseur et taux de sédimentation de 380 m/Ma, Fig. 66). Les épaisseurs déposées diminuent vers l'Ouest (Fig. 71), où la sédimentation prograde sur une surface d'érosion S 2/3 (Fig. 44) dessinant ainsi un corps sédimentaire triangulaire. Ce type de dispositif sédimentaire en demi-graben se retrouve au pied de la faille de Santa Lucia, sur la bordure occidentale du bassin Corque au Sud (Fig. 71). Il indique que les failles de San Andres et de Santa Lucia ont toujours un jeu normal, mais que celui-ci est largement inférieur au taux de sédimentation. La présence de plis forcés qui affectent la base de la 3^{ème} séquence au pied de ces failles (cf. § 2.5) corrobore l'existence de ces mouvements normaux. Les taux de sédimentation sur ces parties occidentales sont toujours très inférieurs à ceux du centre du bassin Corque, et témoignent qu'elles sont toujours en cours de surrection relative par rapport au bassin Corque (Fig. 69). Il est à noter que le détritisme en provenance de la Cordillère Occidentale ne parvenait pas jusqu'au centre du bassin Corque, et restait piégé dans les demi-grabens situés sur ses parties occidentales (Fig. 44).

Les taux de sédimentation les plus faibles calculés (200 et 150 m/Ma) pour cette période correspondent au bassin oriental où les dépôts de la 3^{ème} séquence progradent vers l'Est sur la surface d'érosion diachrone S 2/3 (Fig. 44, 69 et 71). La progradation vers l'Est s'effectue en onlaps réguliers (cf. § 2.3.2.2.b) sans discordance progressive indiquant une flexion régulière de la surface d'érosion vers l'Ouest. La surface d'érosion n'est pas déformée localement, ce qui indique qu'il n'y avait pas de tectonique active (Fig. 69).

La progradation régulière, à partir du centre du bassin, de surfaces d'érosion diachrones s'inscrit dans un processus morphologique de pédimentation qui contribue à la mise en place de grands glacis d'érosion par la diminution progressive des topographies des bordures du bassin [Gubbels *et al.*, 1993] sous des gradients érosifs faibles. Cette grande surface d'érosion devait être reliée à la surface Chayanta définie sur la Cordillère Orientale [Martinez, 1980; Servant *et al.*, 1989; Héral *et al.*, 1993].

Le maximum de subsidence relative de l'Altiplano (Fig. 67) est atteint dans le bassin Corque, au pied de la faille de Chuquichambi (5000 m). Les taux de sédimentation de 600 m/Ma (Fig. 66) témoignent d'une très forte aggradation verticale. Vers l'Ouest, les dépôts progradent sur la surface d'érosion S 2/3 ou S 2'/3 (Fig. 71) et diminuent d'épaisseur. Cette disposition souligne la géomé-

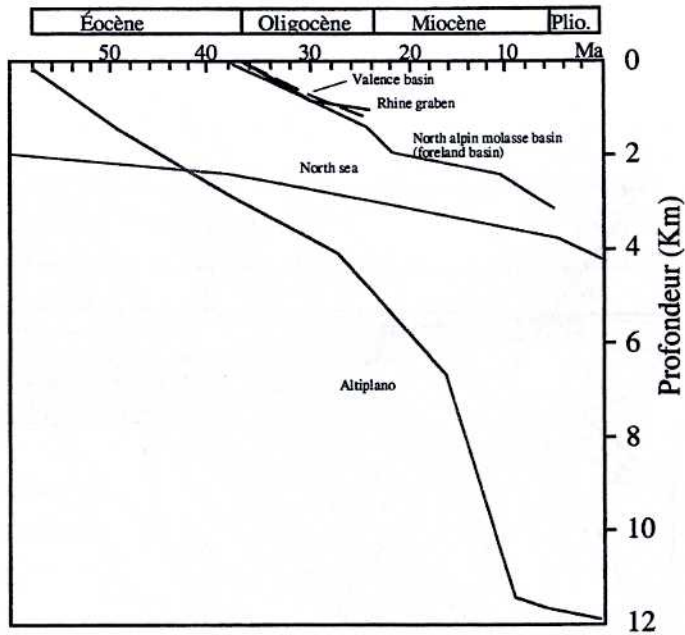


FIG. 72- Courbes des subsidence totale de l'Altiplano et de différents types de bassins [compilation de Allen *et al.*, 1986 et Debrand-Passard, 1984].

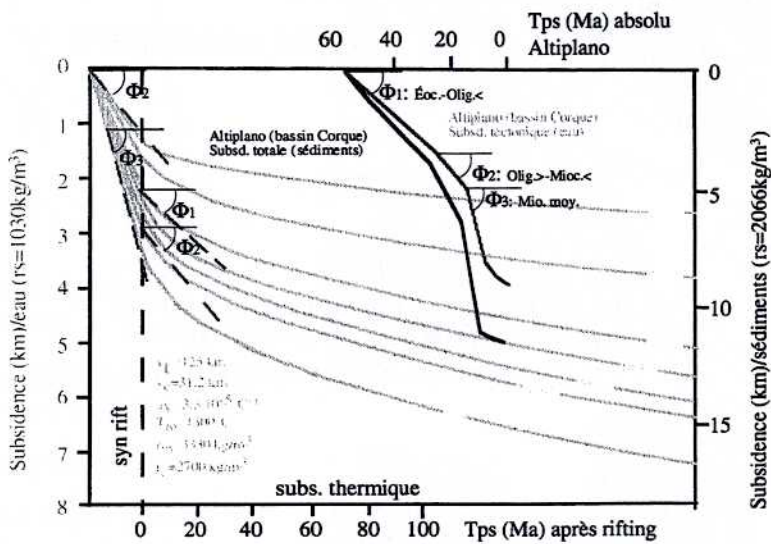


FIG. 73- Comparaison des subsidences tectonique et totale de l'Altiplano central et de subsidences calculées pour des bassins extensifs [Mc Kenzie, 1978 ; Dewey, 1982].

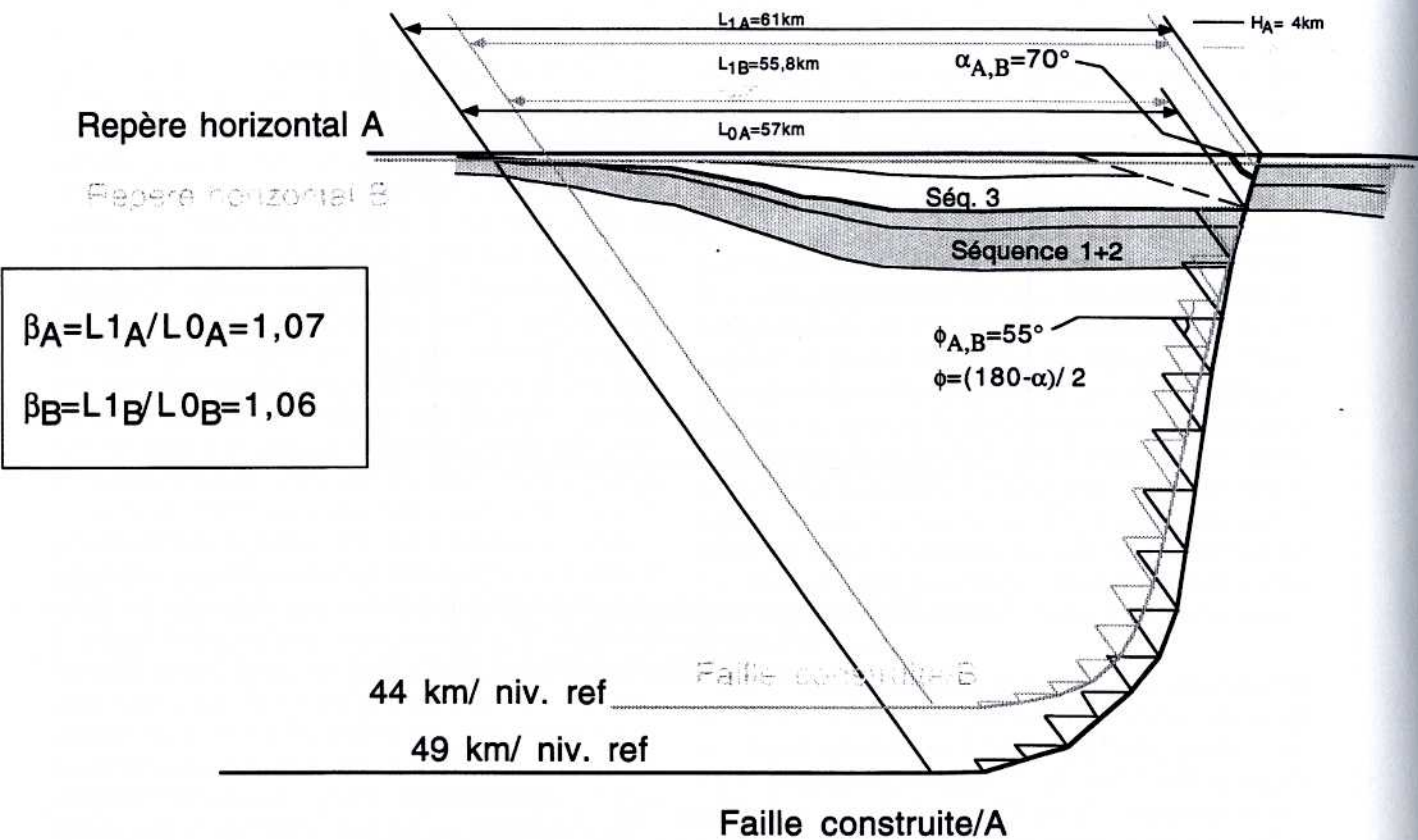


FIG. 74— Modélisation de la géométrie de la faille de Chuquichambi contrôlant le dépôt de la 3^{ème} Séquence
 [symbolisme d'après Faure et Chermette, 1989]

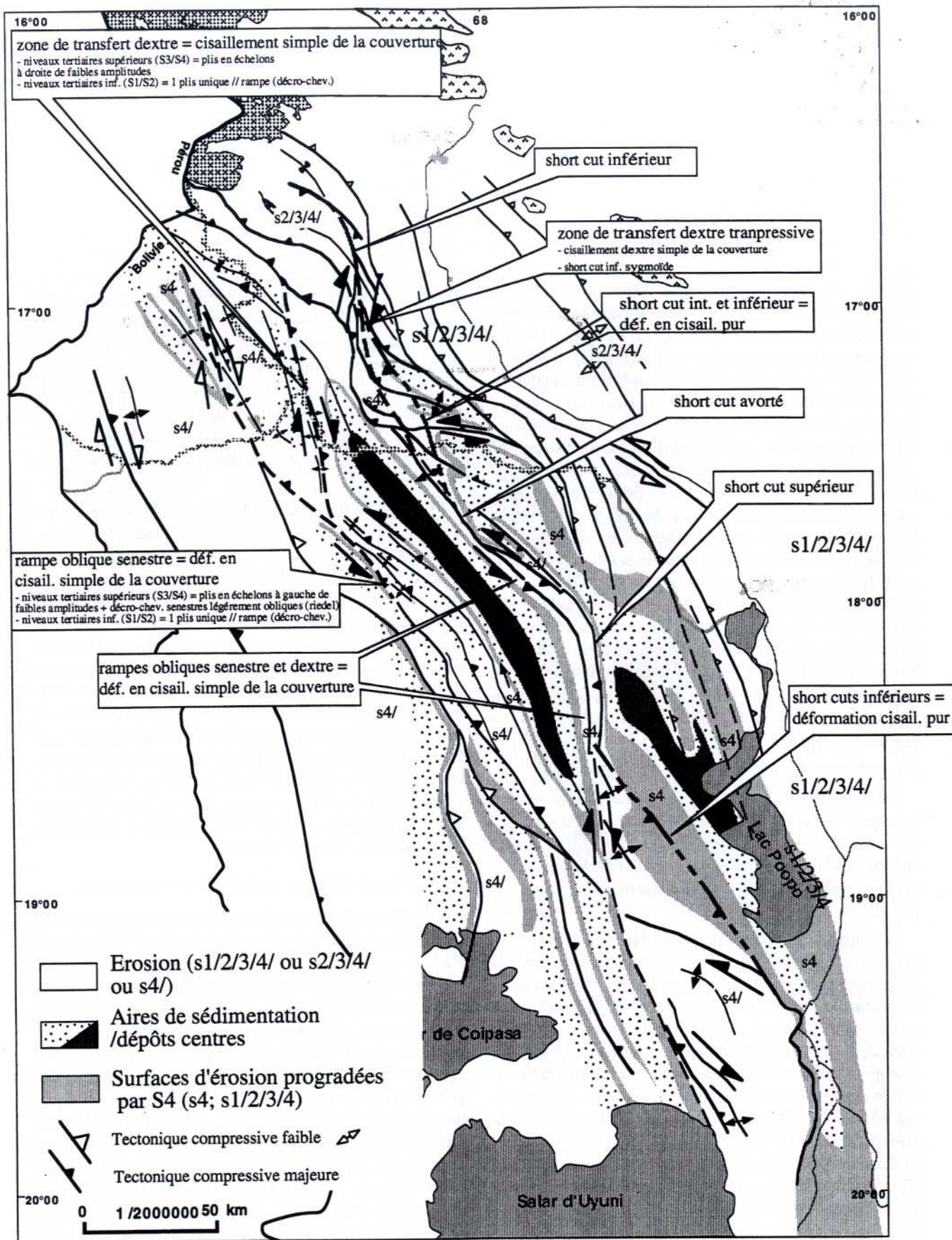


FIG. 75- Carte paléogéographique de l' Altiplano Nord-Bolivien au Miocène supérieur (Séquence S 4).

trie en demi-graben du bassin Corque à cette époque. La nature du détritisme (cf. § 2.3.2.2.b) qui caractérise la base de la 3^{ème} séquence indique l'érosion du bassin Oriental, la mise en place et le maintien du glacis d'érosion (surface Chayanta). La répartition des aires de sédimentation (Fig.71) indique clairement que la transition entre les fortes subsidences relatives du bassin Corque et le bassin Oriental en cours d'érosion était brutale et s'effectuait au niveau de la faille de Chuquichambi qui devait jouer en faille normale (Fig.69). L'éventail sédimentaire développé entre la séquence 2 et 3 dans la région de Corocoro (cf. § 2.3.2.2.b) et qui est associé à du diapirisme évaporitique témoigne des déformations synsédimentaires liées au jeu normal de la faille de Chuquichambi. Il indique probablement la création d'un pli forcé au début de l'activité en faille normale. Il est intéressant de comparer la subsidence relative du bassin Corque à cette époque avec les subsidences absolues d'autres bassins (Fig.72). Il apparaît que les taux de subsidence du bassin Corque pendant la S3 sont largement plus importants que ceux de bassin de foreland par exemple (Fig.72). Le seul taux de subsidence absolue comparable serait celui d'un bassin extensif en cours de rifting avec des taux d'extension supérieurs à 6 (Fig.73). Or il n'est pas concevable de considérer l'existence d'un rift sous l'Altiplano pendant le Miocène moyen. De plus, une modélisation géométrique du bassin de Corque montre que le taux d'extension auquel répond la géométrie en demi graben est mineur (= 1.07 ; Fig.74). Ces comparaisons mettent en évidence que la subsidence relative que nous avons calculée n'est pas une subsidence absolue (Fig. 66). Le demi graben de Corque n'est donc pas une structure liée à l'extension de la croûte mais une structure de collapse (C) liée à l'accommodation des mouvements de surrection régulier du bassin oriental et des parties occidentales.

2.1.4. Période Miocène supérieur (4^{ème} Séquence)

Sur l'ensemble de l'Altiplano, la 4^{ème} séquence est marquée par l'arrivée d'un détritisme grossier associé à une déstabilisation des systèmes sédimentaires rapide et synchrone sur l'ensemble de l'Altiplano. De plus, la nature et la granulométrie des sédiments indiquent des sources d'apport proches (cf. § 2.7.2.2.d).

La répartition des aires de sédimentation montre qu'elles sont segmentées (Fig. 75) par de nombreuses surfaces d'érosion locales (S 4) agencées dans des dispositifs de discordances progressives (Fig. 44 et 69). La localisation de ces surfaces d'érosion de type S 4 (Fig. 44 et 75) indique que les bordures est et ouest du bassin de Corque sont en cours de structuration. Ceci marque notamment l'activation des failles de Turco, de Calacoto, les chevauchements de Chuquichambi, les écaillés de Corocoro et la structuration de l'ensemble ceinture de Comanche-Tiahuanacu/Cerro Chilla et du bassin de Sevaruyo au Sud (Fig. 75). Seul le centre du synclinal de Corque et le centre du bassin Poopo ne sont pas déformés et montrent des subsidences relatives significatives (Fig. 67). Au centre de ces deux bassins les taux de sédimentation sont de 400 m/Ma (Fig. 66). Ils constituent les deux grandes aires de sédimentation endoréique à la manière de bassins piggy back (Fig. 69) dont les bordures sont en cours de

déformation. Dans le détail, il est à noter le contrôle des shorts cuts inférieurs qui déforment la bordure ouest du bassin Poopo sur la mise en place des surfaces d'érosion locales S 4 (Fig. 75). En revanche plus au Nord, les shorts cut supérieurs et avortés qui constituent les chevauchements de Chuquichambi ont peu d'effets sur la sédimentation le long de la bordure ouest du bassin Poopo montrant ainsi qu'il ne le déforme pas (Fig. 75).

A l'Ouest, le détail des agencements sédimentaires montre que la faille de San Andres dans sa partie sud et la faille de Santa Lucia n'ont pas subi une forte tectonique d'inversion (cf. § 2.5.2 ; Fig. 75). Cependant, les aires de sédimentations ont totalement quitté les parties occidentales; ceci met en évidence que ces zones ont subi un soulèvement d'ensemble par rapport au centre du bassin Corque (Fig. 69). De même, les taux de sédimentation calculés dans les bassins résiduels entre les structures compressives sont très faibles par rapport à la 3^{ème} séquence.

L'absence de zones de sédimentation dans la partie nord de l'Altiplano (synclinal de Nazacara) met en évidence qu'il a subi une surrection d'ensemble par rapport aux parties centrales et méridiennes où sont drainés les sédiments.

Le long du flanc ouest du synclinal de Corque, les reliefs soumis à l'érosion ne sont pas entièrement recouverts par des termes sommitaux de la 4^{ème} séquence (Fig. 44 et 69) mais seulement légèrement progradés. Il en est de même pour les reliefs formés au dos des chevauchements de Chuquichambi et plus au Sud du bassin de Sevaruyo. Ceci montre que les mouvements verticaux de surrection étaient inférieurs au taux de sédimentation mais qu'il restait des paléotopographies locales à la fin de la séquence. En revanche, les surfaces d'érosion locales (S 4) progradées par la 4^{ème} séquence sur le bord oriental du bassin Poopo ainsi que les agencements sédimentaires en overlaps au centre du bassin (Fig. 69) montrent que le système Coniri a été légèrement réactivé (Fig. 75) et que le soulèvement de la Cordillère Orientale s'est accéléré par rapport au Miocène moyen

2.1.5. Période Pliocène inférieur (5^{ème} Séquence)

La 5^{ème} séquence est caractérisée par un système sédimentaire de basses énergies distribué sur l'ensemble de l'Altiplano (cf. § 2.7.2.2.e). Les aires de sédimentation recouvrent (Fig. 44 ; cf. § 2.7.2.2.e) presque toutes les limites des domaines structuraux (augmentation des aires de sédimentation/ S 4) indiquant que les structures compressives ne sont plus actives (Fig. 69). De plus l'arrivée du volcano-détritisme au centre de l'Altiplano indique que pour la première fois les bassins de Mauri et Corque sont en communication (Fig. 76). En revanche sur le bassin Oriental (bassin de Corocoro et Poopo) la sédimentation est terrigène (Fig. 44 ; cf. § 2.7.2.2.e). Les reliefs le long de la faille de Chuquichambi ne sont pas entièrement progradés et forment une ride entre 18° et 18°45'S (Fig. 76). L'absence de déformations synsédimentaires aux abords de cette paléotopographie montre que les chevauchements de Chuquichambi n'étaient pas actifs. De même, les reliefs localisés au niveau du bassin de Sevaruyo, de la partie nord de la Serrania de Tiahuanacu et de San Andres

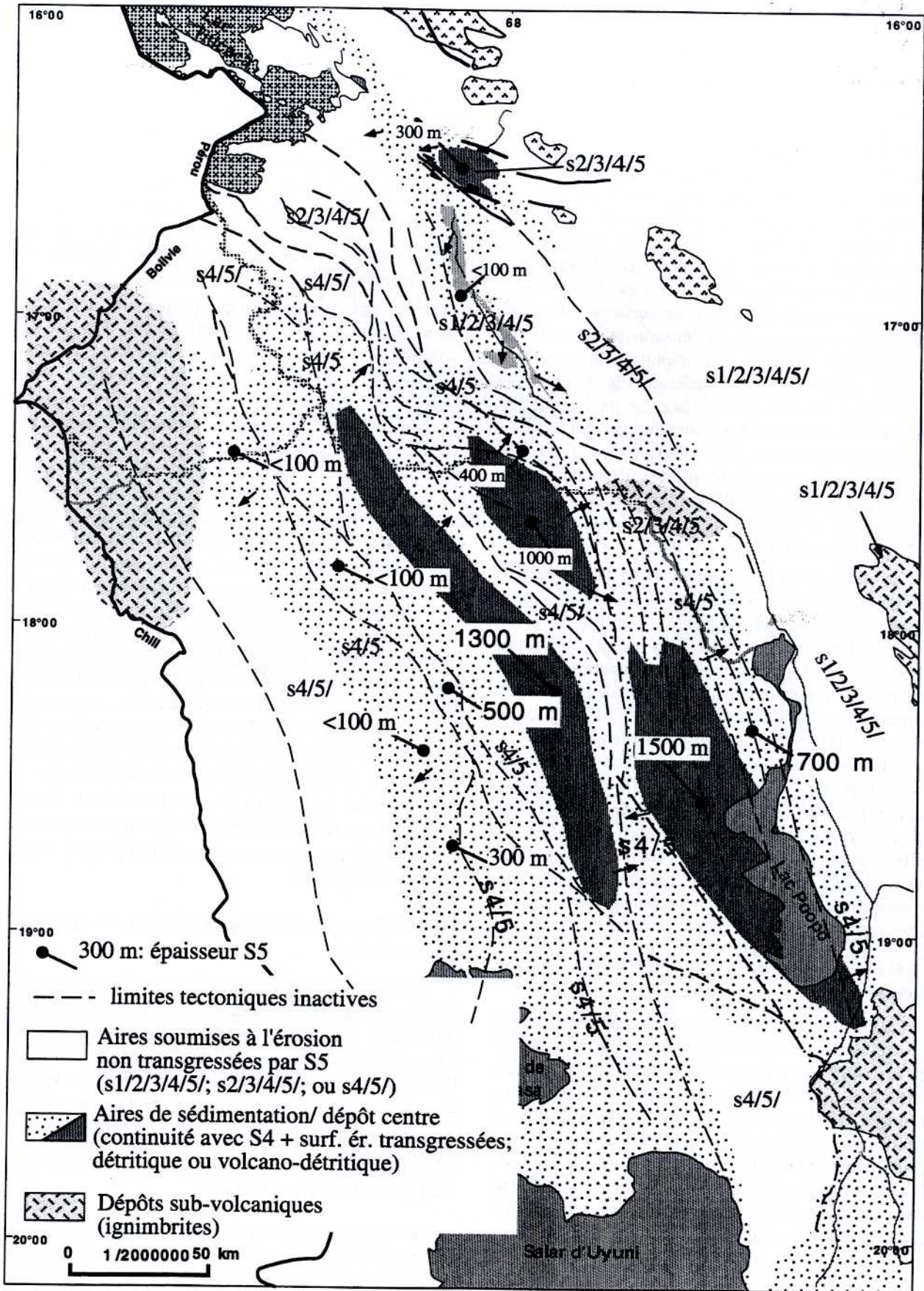


FIG. 76- Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien au Pliocène inférieur (Séquence S 5).

devaient former des reliefs trop importants pour être progradés.

Les principales aires d'accumulation sont les centres des bassins Corque et Poopo (Fig. 76), avec des taux de sédimentation de l'ordre de 200-230 m/Ma (Fig. 66). Ces zones coïncident avec les dépôts centres de la 4^{ème} séquence. A partir de ces bassins, les épaisseurs de l'ensemble de la séquence (Fig. 76), ainsi que les subsidences relatives diminuent (Fig. 76). Ceci indique la progradation des surfaces S 4/5 (Fig. 76). Cette progradation s'effectue en onlaps réguliers, ce qui indique qu'il n'y a plus de tectonique active. Cependant, les surfaces S 4/5 sont légèrement fléchies vers les centres des bassins, ce qui montre que les bordures sont en cours de surrection lente (Fig. 69). Sur le bord oriental du bassin Poopo, la sédimentation prograde non seulement sur les surfaces S 4/5, mais aussi sur des zones soumises à l'érosion depuis les 1^{ère} ou 2^{ème} séquences (Fig. 76). Elle délimite ainsi, à sa base, une vaste surface d'érosion diachrone (Fig. 44 et 69) qui forme la prolongation de la surface morphologique San Juan del Oro de même âge, reconnue sur la Cordillère Orientale [Gubbels *et al.*, 1993 ; Servant *et al.*, 1989]. Ces processus de progradation de surfaces d'érosion régulières qui fléchissent vers le centre des bassins illustrent la mise en place et le maintien de grands glacis d'érosion sur les bordures [Gubbels *et al.*, 1993].

Dans le bassin de La Paz en revanche, la base de cette séquence dénote de la mise en place d'un système sédimentaire dynamique (cf. § 2.5.2.2.c). Le dépôt centre très localisé est contrôlé par des failles normales [Lavenu, 1995]. La création de ce bassin semble répondre à un mécanisme de collapse relié à la surrection de la Cordillère Orientale. En effet, l'épaisseur des dépôts d'âge pliocène inférieur de la formation La Paz est légèrement inférieure à la valeur du soulèvement de la Cordillère pour cette période [calculée d'après les taux d'uplift de Benjamin *et al.*, 1987]. La sédimentation qui prograde à partir du bassin vers le SW au sein du système Coniri (en arrière de la faille d'Eucalyptus, Fig. 76) admet des faciès relativement fins (cf. § 2.5.2.2.c et 2.7.2.2.e), ainsi que des géométries en onlaps réguliers (Fig. 44), qui montrent qu'ici aussi la tectonique compressive n'est plus active.

2.1.6. Période Pliocène supérieur- Pléistocène (6^{ème} Séquence)

La 6^{ème} séquence est caractérisée par une réduction importante des aires de sédimentation (Fig. 77). Ceci est en partie dû à la réactivation des déformations compressives le long de la bordure ouest du synclinal de Corque [Lavenu, 1986 ; Lavenu et Mercier, 1991], des failles de San Andres, de Santa Lucia et Berenguela (Fig. 69), ainsi que le long de la bordure est du bassin Corque. Cette réactivation est bien montrée par les décalages de la 5^{ème} séquence aux abords des limites tectoniques pré-citées (cf. § 2.2.2.2.c et d, 2.4.2.2.b et 2.5.2.2.c).

Les aires de sédimentation résiduelles sont restreintes à la partie est du bassin Poopo, au bassin de Corocoro, aux zones situées de part et d'autre du Cerro Chilla, au bassin de Charaña et de La Paz (Fig. 77). Il n'y avait pas de communication entre ces zones de sédimentation

(Fig. 77) endoréiques à la manière de bassins piggy-back (Fig. 69). Les faciès grossiers de la base de la séquence (Fig. 44) indiquent que les sources d'apport étaient très proches, et les discordances progressives de type S 6 montrent que ces reliefs étaient en cours de surrection. Sur les bassins de Corocoro et Poopo, les niveaux intermédiaires de cette séquence ont reprogradés sur les surfaces S 6, (Fig. 44) montrant le ralentissement de la déformation compressive. De plus, sur le bassin Poopo, l'absence de surface d'érosion isolée met en évidence que le système Coniri n'a pratiquement pas été réactivé. En revanche, les surfaces S 6 se sont installées sur les bords du bassin qui se sont fléchis régulièrement, témoignant de l'accélération du soulèvement de la Cordillère d'un côté, et de la surrection de la bordure de Chuquichambi de l'autre (Fig. 77).

Le haut de la séquence est marqué par une activité extensive synsédimentaire, bien observée dans le bassin de La Paz [Lavenu, 1986, 1995]. De plus une étude détaillée [Lavenu, 1995] des dépôts glaciaires et interglaciaires pléistocènes, effectuée dans le région de La Paz, met en évidence des flexions de surfaces d'abrasion glaciaire, ainsi que de véritables surcreusements qui peuvent atteindre 400 m, et qui indiquent le soulèvement de la bordure ouest de la Cordillère Orientale. Sur les parties centre et est de l'Altiplano, les terrasses des grands lacs pléistocènes sont emboîtées les unes dans les autres. L'étagement maximum, entre le Pléistocène et l'Actuel, est de l'ordre de 200 m [Lavenu, 1986]. Les parties occidentales de l'Altiplano étaient également en cours de surrection pendant le Pléistocène. En effet, la formation pléistocène Charaña recouvre en discordance l'Ignimbrite Perez et prograde en onlaps réguliers sur la bordure déformée le long de la faille de Berenguela. Elle postdate la structuration compressive [Lavenu, 1986 ; cf. § 2.5.2.2.d] et est disséquée par des entailles de l'ordre de 200 m le long du rio Mauri actuel, qui rejoint le réseau hydrographique du bassin Poopo.

Ces études morphologiques illustrent bien le soulèvement d'ensemble de l'Altiplano (Fig. 69), initié par une brève période compressive au Pliocène supérieur, et qui perdure de nos jours.

2.2 Les Mouvements horizontaux obliques ou parallèles à la chaîne

Nous présentons ici une synthèse des données concernant les sens et directions des mouvements horizontaux obliques ou parallèles à la chaîne. Elle permettra d'établir, par comparaison avec les mouvements aux limites de l'Altiplano, un modèle de déformation en profondeur et de mettre en évidence les perturbations, en terme de déplacement, liées à la présence d'hétérogénéités dans la croûte supérieure.

2.2.1.- Conditions aux limites

Les conditions aux limites, en terme de mouvement, sont représentées par le taux de convergence relative entre la plaque de Nazca et la plaque Amérique du Sud. Il peut être estimé à partir de modèles globaux de reconstruction de positions relatives ou absolues des plaques [Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; De Mets *et al.*, 1990 ; Gripp

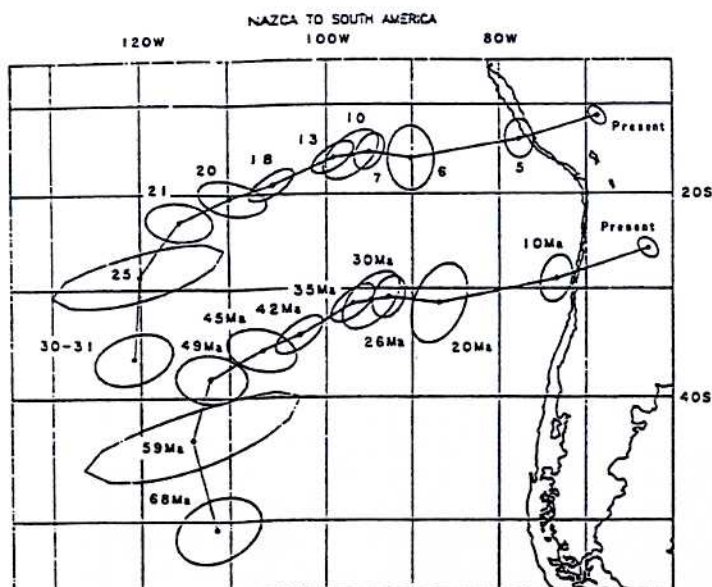


FIG. 78— Direction de la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique Sud depuis le Crétacé supérieur (anomalie 30-31 : 68 Ma), d'après Pardo Casas & Molnar [1987].

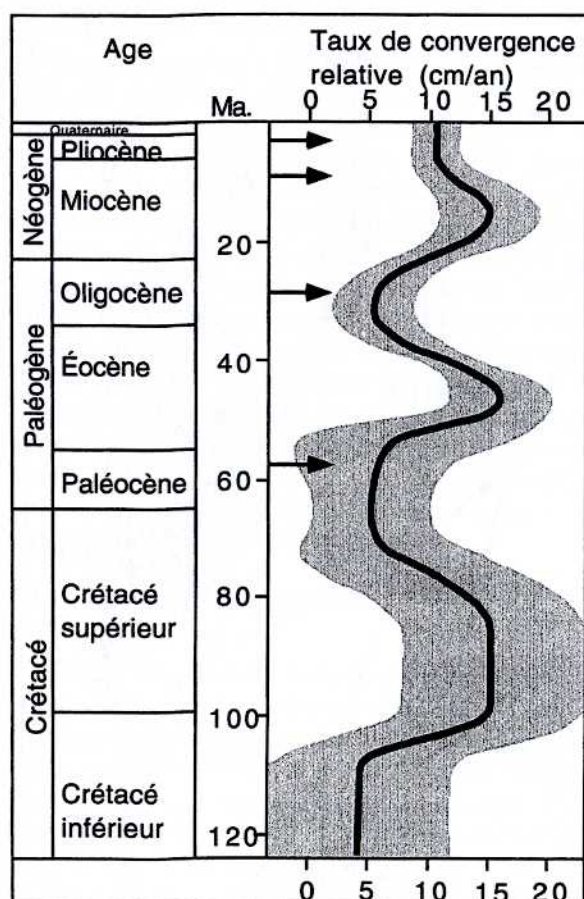


FIG. 79— Variation du taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique Sud [modifié d'après Pardo Casas & Molnar, 1987 ; Jaillard & Soler, 1995 ; de Urreiztieta, 1996].

La zone grisée représente l'intervalle d'incertitude. Les flèches noires représentent les déstabilisations des systèmes sédimentaires tertiaires sur l'Altiplano Nord.

et Gordon, 1990 ; Gordon et Jurdy, 1986]. Le vecteur convergence moyen actuel déduit de ces modèles a une orientation $N75 \pm 5^\circ$ et un taux de 9 ± 2 cm/an [de Urreiztieta, 1996] et est constant en orientation et intensité entre $5^\circ S$ et $46^\circ S$.

La direction de convergence (Fig. 78) n'a quasiment pas varié depuis 49 Ma ; par contre le taux de convergence relative entre la plaque de Nazca et la plaque Amérique du Sud a fluctué [Pilger, 1984 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987]. Les vitesses de convergence les plus élevées (>10 cm/an ; Fig. 79) atteintes durant le Cénozoïque [Pardo-Casas et Molnar, 1987 ; Soler et Bonhomme, 1990 ; Jaillard et Soler, 1995] coïncident avec les phases Incaïque et Quechua, respectivement Éocène supérieur et Mio-Pliocène [Mégard *et al.*, 1984 ; Noble *et al.*, 1979 ; Sébrier *et al.*, 1988]. L'accélération de la convergence depuis 26 Ma [Pardo-Casas et Molnar, 1987] est interprétée comme une conséquence de la disparition de la plaque Farallon [Pilger, 1984 ; Wortel, 1984]. Depuis le Miocène supérieur, la vitesse de convergence relative reste relativement élevée (10 cm/an). En fait, les manifestations tectoniques de la marge ouest sud-américaine semblent être en relation avec les périodes de variations du taux de convergence [Jaillard et Soler, 1996], plutôt qu'avec les seules périodes de taux de convergence élevé [Soler et Bonhomme, 1990]. En effet, les déstabilisations brutales des systèmes sédimentaires sur l'Altiplano (base S 2 ; base S 4 ; base S 6), qui témoignent de la structuration des bords de l'Altiplano et du bassin lui-même, correspondent à ces périodes de variation du taux de convergence relative (Fig. 79).

Le vecteur convergence relative représente la somme des mouvements absorbés par la subduction et par la déformation continentale. Ainsi, d'après le modèle de Royden [1993], la subduction péruvo-chilienne caractérisée par un fort taux de convergence relative et une migration vers le continent de la limite océan/continent [Isacks, 1988 ; Beck *et al.*, 1994 ; 1995], admet un taux de subduction inférieur au taux de convergence relative, ce qui implique que la plaque continentale se raccourcisse sous un régime de contraintes horizontales compressives [Pilger, 1982 ; Uyeda et Kanamori, 1979 ; Pardo-Casas et Molnar, 1987].

La morphologie actuelle de la marge sud américaine implique que l'obliquité de la convergence de la plaque océanique par rapport à la plaque continentale varie du Nord au Sud. Dans un schéma de convergence oblique, le vecteur mouvement de convergence relative peut se décomposer en une composante normale à la limite des plaques et une autre parallèle. Ceci peut aboutir à des mécanismes de «strain partitioning» qui ont déjà été invoqués pour expliquer certaines déformations de la plaque continentale Sud Américaine [Beck *et al.*, 1993 ; Dewey et Lamb, 1992]. L'existence d'un tel phénomène pose le problème de savoir s'il est possible d'extrapoler la direction de convergence relative comme le mouvement aux limites dans les parties plus internes de la plaque continentale. Ce problème ne se pose pas à l'heure actuelle, à la latitude d'étude, car la marge est presque perpendiculaire à la convergence relative (Fig. 1). Isacks [1988] considère que la marge continentale présentait une concavité

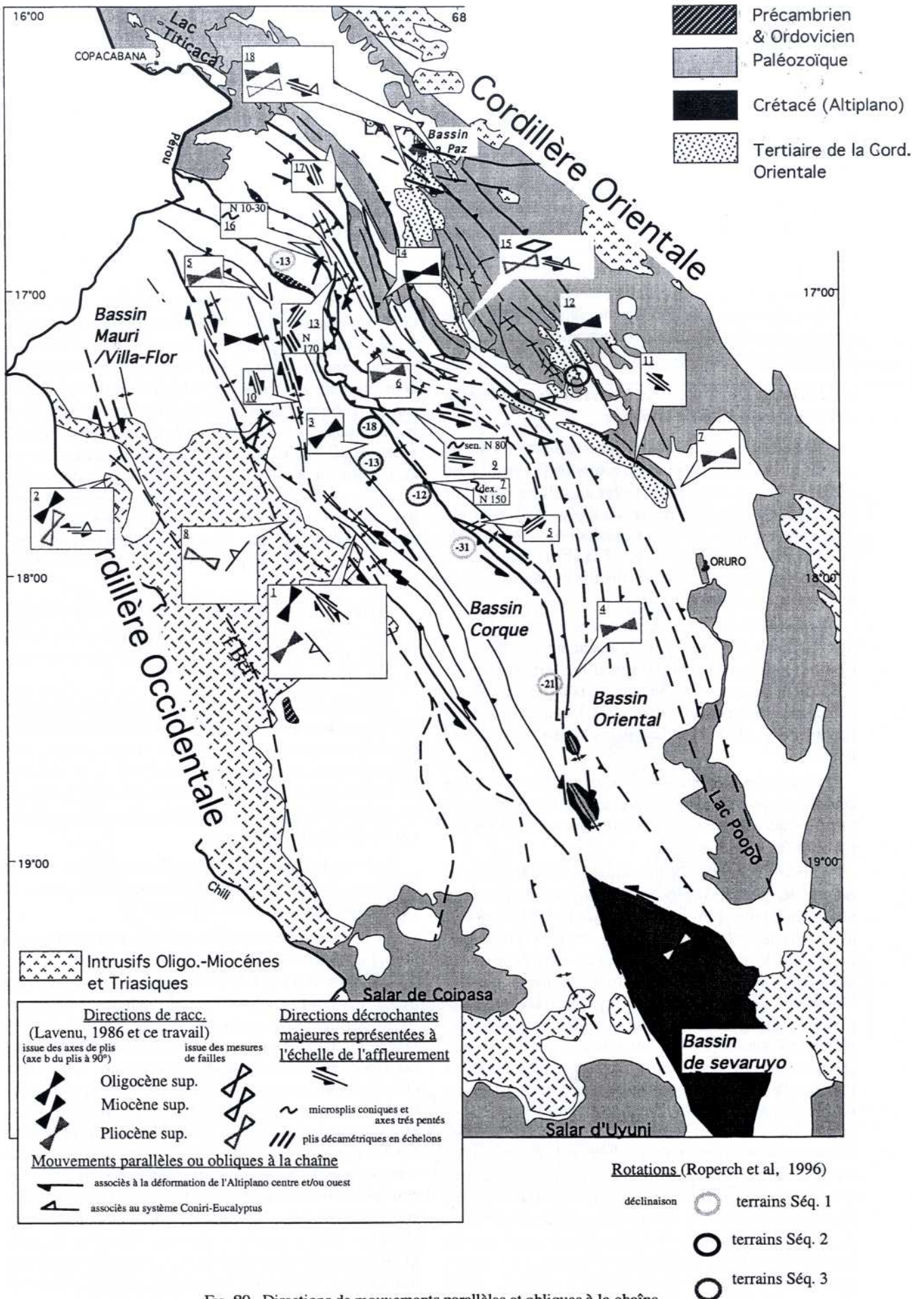


Fig. 80- Directions de mouvements parallèles et obliques à la chaîne.

vers l'Ouest centrée sur 18°S dès le Miocène, s'opposant ainsi au modèle initial rectiligne de Carey [1988]. Les données paléomagnétiques mettent en évidence des rotations dès le Crétacé [Roperch et Carlier, 1992; Mc Fadden *et al.*, 1995], qui sont compatibles avec l'évolution d'un modèle du même type : une marge continentale présentant déjà une courbure centrée sur 18°-17°S au Crétacé supérieur [Beck, 1987; Beck *et al.*, 1994; de Urreiztieta, 1995] et qui est soumise à une convergence quasi-orthogonale pendant le Tertiaire. Des mesures paléomagnétiques effectuées sur la Cordillère Orientale corroborent ce modèle en indiquant qu'il n'y a pas eu de rotation significative depuis 25 Ma à 17°S [Mac Fadden *et al.*, 1985]. Dans cette hypothèse, qui mentionne l'absence de phénomène de strain partitioning, la direction de convergence relative peut être considérée comme la direction des mouvements aux limites de l'Altiplano vers 17°-18°S.

2.2.2. Sens et distribution des mouvements horizontaux obliques ou parallèles à la chaîne

La cartographie des structures de surface et de subsurface, les données microstructurales [Lavenue, 1986; 1991; 1995, ce travail], et celles du paléomagnétisme [Mac Fadden, 1990; Roperch *et al.*, 1993; 1996] indiquent que la structuration de l'Altiplano était accompagnée de mouvements cisailants, obliques à la chaîne, localisés le long de limites structurales, ou distribués dans les déformations de la couverture.

Les valeurs de rotation, discutées à partir des données paléomagnétiques, correspondent aux déclinaisons. Comme, tous les échantillons sont d'âge tertiaire (30 Ma à l'actuel), nous considérons que le pôle de référence a peu changé [Roperch et Carlier, 1992], et que les comparaisons entre les différentes valeurs de déclinaison sont fiables.

Les données présentées ci-dessous sont interprétées en considérant leur distribution par rapport aux limites tectoniques qui contrôlent les déformations de l'Altiplano (cf chap. 3).

Le front du système Coniri calqué sur la faille de Coniri est orientée globalement N-S. Il dessine une virgation au niveau de la faille d'Eucalyptus (cf. § 3.1; 17°15'S). Nous avons vu que le chevauchement d'Eucalyptus est localisé à l'aplomb de la faille d'Eucalyptus qui limitait au Sud le bassin carbonifère. L'analyse cartographique (Fig. 48 et 70) montre que les plis du système Coniri dans le compartiment sud (caractérisé par une série incomplète et mince de Paléozoïque) ont une relation en échelon gauche avec le chevauchement d'Eucalyptus. Ce dispositif indique que la couverture était soumise à un cisaillement simple sénestre. En revanche, sur le compartiment nord (où la série Paléozoïque est épaisse) aux abords de ce même chevauchement, il n'y a qu'une seule structure plissée (orientée NW-SE) parallèlement à la faille, indiquant une direction locale de raccourcissement perpendiculaire à la faille, et un mode de déformation en cisaillement pur. Or, la direction moyenne du système Coniri, ainsi que des mesures d'axe de plis réalisées dans le substratum du bassin tertiaire de Luribay (Fig. 80, n° 12), montrent que la direction régionale de transport était globalement N70. Les

observations microtectoniques montrent notamment l'existence de glissements banc sur banc avec des pitches à 90°, indiquant l'absence d'une composante décrochante. De plus, la création du top thrust inférieur à 17°30'S (Fig. 70) indique que le front du système Coniri n'a pas moulé le décalage de la faille Coniri en profondeur. Ceci illustre la tendance à la déformation pure (Fig. 70) par rapport à une direction de transport régional ENE-WNW.

Dans ce contexte, il semble que la faille d'Eucalyptus ait joué le rôle de rampe oblique (Fig. 70). Nous n'avons pas de mesures structurales permettant de qualifier les mouvements (lors de l'Oligocène sup.-Miocène inf., lors de la structuration majeure du système Coniri) le long du plan de chevauchement lui-même. Mais les déformations de la couverture du compartiment sud témoignent de l'existence d'une composante décrochante sénestre associée au chevauchement (décro-chevauchement). L'agencement du compartiment nord semble indiquer un phénomène de «strain partitioning» un peu particulier, dans la mesure où la composante perpendiculaire à la faille oblique contrôle seule le plissement de couverture, alors que la composante parallèle à la faille est absorbée par le décrochevauchement d'Eucalyptus. Ce dispositif indique que dans ce contexte de rampe oblique, les séries épaisses se déforment en cisaillement pur, associé à du strain partitioning, alors que les séries moins épaisses sont soumises à du cisaillement simple.

En revanche, au Miocène moyen, la faille d'Eucalyptus joue en décrochement sénestre [Hérail *et al.*, 1993; Fig. 80, n° 11], et indique la faible réactivation en compression du système Coniri.

Il est intéressant de mentionner que le système Coniri est affecté de nombreuses petites failles subverticales de direction N50 à N90 qui produisent, en cartographie, des décalages déca à hectométriques des axes de plis en dextre ou sénestre. Ce réseau de fracture, de type tear fault, semble lié à l'accommodation du raccourcissement différentiel le long d'une structure.

Le long du flanc ouest des synclinaux de Corque et de Nazacara, les mouvements horizontaux obliques à la chaîne sont également bien exprimés.

Le long de la bande plissée de Curahuara, les séries du Tertiaire supérieur (S 3, S 4, S 5) forment des plis de faibles amplitudes (cf. § 3.4), associés à des chevauchements très pentés qui se branchent en profondeur sur un niveau de décollement intra-tertiaire (interface S 2/S 3). En surface, les terminaisons des plis de faibles amplitudes, avec des flancs souvent très redressés contre les surfaces de chevauchement, sont en échelon gauche et indiquent l'existence d'une composante décrochante sénestre associée aux mouvements inverses. Ce dispositif indique que l'ensemble de la couverture du flanc ouest du synclinal de Corque a été soumis à un cisaillement simple sénestre. Ceci est compatible avec les directions NNE-SSW à NE-SE de raccourcissement local obtenues de l'analyse des axes de plis [Lavenue, 1986; Lavenue et Mercier, 1991; Fig. 80, n°1] qui sont probablement due à la rotation antihoraire de plis initialement NNW-SSE. La direction des décrochevauchements sénestres est NW-SE à la latitude de Curahuara

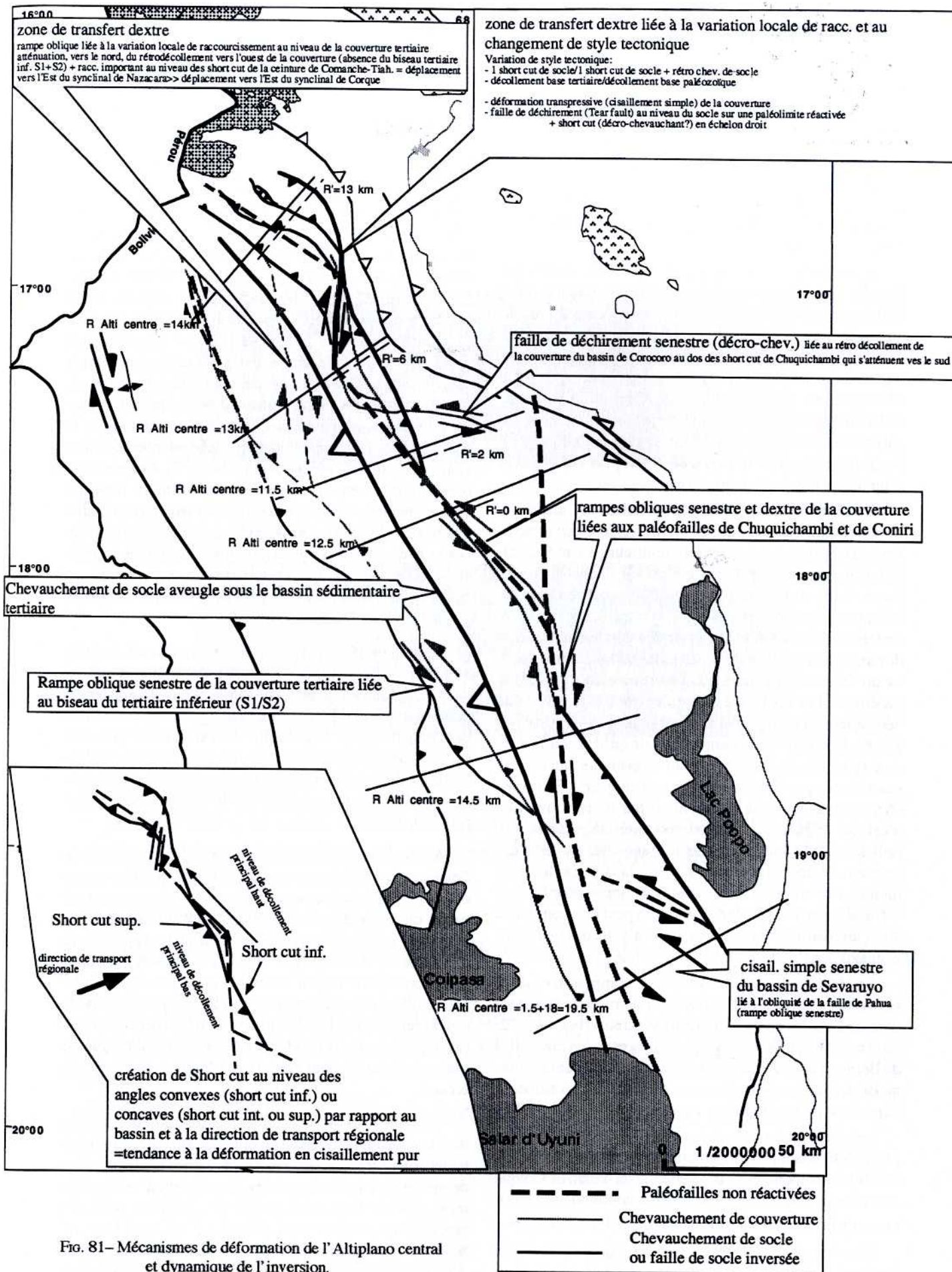


Fig. 81- Mécanismes de déformation de l'Altiplano central et dynamique de l'inversion.

et devient parallèle à celle de la faille de Turco (NNW-SSE) vers le Sud (Fig. 80). Nous ne disposons pas de mesures micro-structurales permettant de définir précisément les mouvements le long de la faille inverses de Turco, mais son agencement cartographique montre que les décrochevements ont une valeur de Riedel par rapport à la direction de la faille de Turco, et ont donc été générés par des mouvements décro-chevauchants sénestres le long de celle-ci. Dans ce contexte, la faille de Turco, qui est contrôlée en profondeur par le biseau des séries tertiaires (cf. § 2.4), forme une rampe oblique sénestre de la couverture tertiaire.

La faille de Calacoto est caractérisée en surface par des plis de faibles amplitudes en échelon à droite (cf. § 3.4), associés à la présence de nombreux petits décrochements dextres principalement NNW-SSE (Fig. 80, n°10). Ceci illustre le cisaillement simple dextre de la couverture tertiaire supérieur qui, nous l'avons vu (cf. § 3.4), est découplée du Tertiaire inférieur. Comme la faille de Calacoto ne correspond à aucun trait stratigraphique ou paléostratigraphique, le dispositif décrit ci-dessus indique qu'il s'agit d'une zone de transfert dextre et plus précisément d'un décrochevement dextre.

Il est intéressant de noter que les failles de Calacoto et de Turco limitent toutes deux en profondeur des structures uniques formées de Tertiaire inférieur (S 1 et S 2 ; cf. § 3.4) qui sont parallèles aux plans de chevauchement. Ces niveaux structuraux semblent s'être plissés en cisaillement pur (nous n'avons, en effet, aucune donnée permettant de mettre en évidence la rotation et la parallélisation des axes de ces plis le long des plans de failles inverses). La différence de comportement entre niveaux structuraux supérieur et inférieur corrobore l'existence du niveau de découplage mis en évidence par l'analyse sismique (cf. § 3.4). Elle illustre également le fait qu'il n'y a pas de strain partitioning dans les niveaux supérieurs, qui ne sont pas affectés par les chevauchements majeurs. En revanche, en profondeur le cisaillement pur de la couverture n'est pas influencé par la composante tangentielle aux failles obliques, qui est entièrement absorbée par les mouvements décrochevements sur les plans de failles eux-mêmes. Comme nous l'avons déjà mentionné pour la faille d'Eucalyptus, ce type de déformation peut être comparé à du strain partitioning, bien qu'ici il n'y ait pas de décrochement pur.

La légère obliquité des structures compressives de la couverture, ainsi que les directions de raccourcissement obtenues par les analyses microstructurales [Fig. 80, n°2; Lavenu, 1986] indiquent que les segments nord des failles de Berenguela et de San Andres ont probablement accommodé des mouvements à composante dextre au Miocène supérieur et au Pliocène supérieur [Lavenu, 1986].

Les déformations compressives, globalement orientées NNW-SSE, associées à la structuration principalement lors du Miocène supérieur, du bord oriental du bassin de Corque montrent dans le détail qu'elles ont accommodé des mouvements horizontaux obliques ou parallèles à la chaîne.

Dans la partie centrale de l'Altiplano, le flanc est du synclinal de Chuquichambi montre des valeurs de rota-

tions différentes en fonction de la localisation et de l'âge des échantillons (Fig. 80).

La couverture de la branche nord de la structure de Chuquichambi a tourné dans un sens antihoraire de 10°, depuis le Miocène moyen, par rapport à la branche sud [Roperch *et al.*, 1996]. De plus, dans la branche nord, le chevauchement le plus externe s'amortit et forme un système de relais en échelon gauche peu marqué avec le chevauchement plus interne qui se prolonge seul au Nord de 17°50'S, où il contrôle l'anticlinal de Chacarilla (Fig. 46 et 80). Dans le détail, la couverture au dos du chevauchement externe, qui forme l'anticlinal de Chuquichambi, est affectée par de nombreux décrochements N 60-N70 (Fig. 80, n° 5) qui décalent l'axe anticlinal en sénestre. Cette fracturation contribue à la virgation de l'extrémité nord de l'anticlinal vers le NW-SE. Ainsi les rotations antihoraires illustrent clairement le cisaillement simple sénestre de la couverture dans la branche nord de Chuquichambi. Des micro-plis à axes très pentés, observés dans la branche nord de Chuquichambi, le long de la surface de chevauchement, témoignent également de mouvements cisailants sénestres (Fig. 80, n° 7). Ces observations mettent en évidence que la branche nord de Chuquichambi, contrôlée en profondeur par une paléofaille très pentée (Fig. 75), correspond à une rampe oblique sénestre caractérisée par le cisaillement simple de la couverture et par des mouvements décro-chevauchants le long des chevauchements (Fig. 75), c'est à dire par l'absence de phénomène de «strain partitioning».

Le long de la branche sud de Chuquichambi, les plis en échelons droits de la couverture paléozoïque et crétacé dans la région de Andamarca (Fig. 2, 46 et 80) sont compatibles avec un décrochement dextre le long de la faille de Chuquichambi. Cependant, les axes de ces plis sont surtout parallèles aux short cut qui déforment la bordure orientale du bassin Poopo, et témoignent donc du cisaillement pur de la couverture au dos de ces chevauchements profonds (Fig. 75).

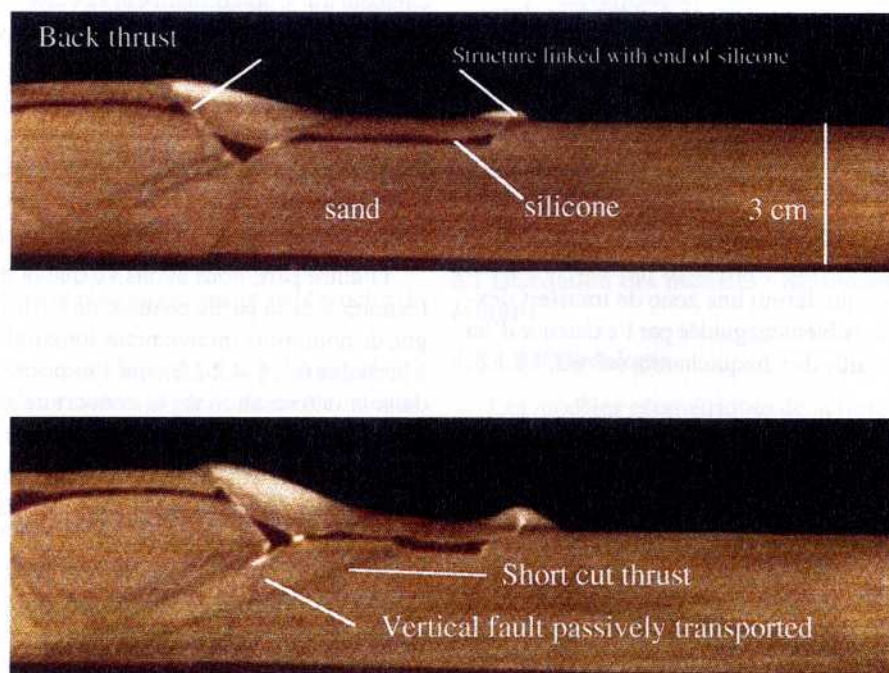
Au Sud, les plis des séries crétaçées du bassin de Sevaruyo ont des agencements sigmoïdes qui témoignent d'un probable cisaillement simple de la couverture en sénestre dans une direction NW-SE. En effet, les axes des structures plicatives tendent à se paralléliser vers le Nord à la faille de Pahua (Fig. 7 et 80). En l'absence de données concernant le sens de mouvement le long de cette paléofaille, nous considérons qu'elle a joué lors de la structuration du bassin de Sevaruyo en décrochement (ou décro-chevauchement) sénestre à la manière d'une rampe oblique correspondant peut être à la bordure du bassin crétacé.

Vers 17°40'S, la terminaison vers le Sud de l'écaillage de Corocoro la plus externe correspond à un décrochevement sénestre, bien mis en évidence par la présence de microplis à axes très pentés, témoignant d'un cisaillement sénestre N80, ainsi que par de nombreux petits décrochements sénestre N90-N110 (Fig. 80, n°2). En l'absence de paléostructure en profondeur, ces mouvements décrochantes témoignent d'une zone de transfert sénestre.

Mechanisms of inversion of an asymmetric basin are well imaged by tomographic images resulting from analog sand box experiments realised and actually analysed in IFP.

Experiments were realised without sedimentation and erosion processes and without tilting of the basement.

Silicone represents base of Tertiary (decollement level).



At the beginning:

- Back thrust is first created. Shortening is accommodated by deep duplexes developed under the decollement level.

System more developed:

- deep thrust cuts the vertical fault which is passively transported.

Back thrust is similar to Turco fault.

Vertical fault is analogous with Chuquichambi fault in San Pedro.

Short cut thrust is similar to thrust which deforms western part of the Poopo basin.

FIG. 82— Modèle analogique d'inversion d'un demi-graben.

Plus précisément elle correspond à une faille de déchirement, liée à la diminution vers le Sud du rétro-décollement de la couverture du bassin de Corcoro (Fig. 81) au dos des short cut de la faille de Chuquichambi, qui s'amortissent à 17°45'S (cf. § 3.2.2).

Les structures plissées de la ceinture plissée de Comanche-Tiahuanacu sont caractérisées par une virgation dans la direction N170-N10 et par des décrochissements dextres N10-50 (cf. § 3.2.2). Une analyse structurale plus fine de cette zone met en évidence la présence de plis hectométriques, orientés N170, agencés en échelons droit dans une bande orientée N10 (Fig. 80, n° 13). On observe également des plis coniques N 10-N30 de plus faible amplitude (Fig. 80, n° 16), décimétriques à métriques, largement représentés. Cet ensemble de structures illustre le cisaillement simple de la couverture le long d'une bande N 10 dextre (Fig. 75). Nous avons montré que le short cut inférieur qui déforme le bassin de Corcoro se prolonge au Nord à l'Est du Cerro Chilla, et qu'il subit lui aussi vraisemblablement une virgation dans le N170-10 sous la ceinture de Comanche Tiahuanacu (Fig. 64 ; cf. § 3.7.2.1.b). Ici socle et couverture sont influencés par un cisaillement simple qui définit une zone de transfert dextre (Fig. 75), très probablement guidée par l'existence d'un segment N-S de la faille de Chuquichambi (cf. § 3.7.2.1.b ; Fig. 64).

Les rotations locales montrées ici soulignent les précautions qu'il conviendrait de prendre lors des discussions concernant les rotations globales qui sont attribuées à l'Altiplano [Mac Fadden *et al.*, 1995 ; Roperch *et al.*, 1996, 1999].

2.3 Mécanismes de structuration de l'Altiplano/ Déformations en profondeur et importance de l'héritage structural

2.3.1. Modélisation analogique d'expulsion de bassin

La figure 82 résume une modélisation analogique d'inversion de demi-graben effectuée à l'IFP. En profondeur, le raccourcissement est accommodé par des chevauchements qui contrôlent la formation d'écaillés (duplex aveugles). Vers le haut, ces chevauchements se branchent à la base du remplissage du demi-graben. Le bassin est expulsé et transporté :

- par rétro-décollement en avant et au dos du système d'écaillés ;

- par le chevauchement profond le plus frontal qui s'horizontalise sous le bassin et réactive la partie supérieure de sa bordure verticale, formant ainsi un dispositif en short cut supérieur ;

Dans un stade plus évolué, le bassin est entièrement transporté au dos d'un chevauchement profond qui découpe la faille verticale qui contrôlait le demi-graben, formant un dispositif en short cut inférieur.

2.3.2.- Dispositif structural en profondeur et dynamique de structuration de l'Altiplano central

La structuration de l'Altiplano central commence au Miocène supérieur (cf. § 4.2.2.2). L'évolution tectono-

sédimentaire (Fig. 69 et 75) montre que les parties occidentales de l'Altiplano sont en cours de surrection par rapport aux parties axiales (cf. § 4.2.1.4). Dans le même temps (cf. § 4.2.2.2), le bassin Corque est transporté vers l'Ouest par le rétro-chevauchement le long de la faille de Turco, et sa bordure orientale (faille de Chuquichambi) est inversée vers l'Est par des mécanismes de short cut supérieur, intermédiaire ou inférieur (cf. chap. 3). Ce dispositif est analogue à celui illustré par la modélisation analogique (Fig. 82) et indique que la surrection d'ensemble des parties occidentales de l'Altiplano, ainsi que l'expulsion du bassin Corque, et l'inversion de sa bordure orientale, répondent à la création en profondeur d'un chevauchement qui s'horizontalise et se branche à la base du bassin tertiaire sous la partie axiale du bassin Corque (Fig. 61 et 81).

Ce dispositif structural en profondeur montre que le déplacement aux limites, responsable de la structuration de l'Altiplano central, provient de l'Ouest. Ceci explique également pourquoi le substratum du bassin Oriental n'est quasiment pas déformé (Fig. 75, cf. § 4.2.2) à cette époque.

D'autre part, nous avons vu que la dynamique de déformation de la partie centrale de l'Altiplano s'accompagne de nombreux mouvements longitudinaux ou obliques à la chaîne (cf. § 4.2.2.2), qui s'expriment principalement dans la déformation de la couverture et qui sont guidés par l'existence de paléostructures (cf. § 3.9).

La faille de Turco joue le rôle de rampe oblique sénestre (Fig. 81), localisée sur le biseau tertiaire contrôlé principalement par l'activité des failles de San Andres et de Santa Lucia durant les 2^{ème} et 3^{ème} séquence (cf. § 4.2.1.2 et 1.3). La direction de transport régional, lors de la structuration de l'Altiplano central, devait donc être plus équatoriale que N 50.

Le cisaillement d'ensemble sénestre de la couverture créacée du bassin Sevaruyo correspond à l'influence de la faille de Paha, réactivée en probable rampe oblique (cf. § 4.2.2.2 ; Fig. 81). Ceci corrobore également une direction de transport régional plus équatoriale que N40-50.

Nous avons vu que la zone de transfert dextre, orientée N 10 sous la ceinture de Comanche Tiahuanacu, affecte le socle et la couverture (cf. § 4.2.2.2), et que les changements de styles tectoniques des short cut de part et d'autre de cette zone (cf. § 3.7.2.1.b ; Fig. 64) témoignent de la présence en profondeur d'une paléofaille. La distribution du raccourcissement (Fig. 81), mesurée entre les coupes 1 et 2 (Fig. 12 et 61), retranscrit bien les différences de styles tectoniques de la structuration du bord oriental du bassin Corque de part et d'autre de la ceinture de Comanche-Tiahuanacu. En effet, alors que le raccourcissement total est équivalent sur les deux transects, le Cerro Chilla a absorbé un raccourcissement de 13 km (Fig. 61, coupe 1) alors que, au Sud, les écaillés de Corcoro ont absorbé un raccourcissement de 6 km (Fig. 61, coupe 2). La zone de transfert dextre orientée N10 correspond donc en profondeur à une faille de déchirement qui a accommodé la différence de raccourcissement absorbé de part et d'autre (Fig. 81). Elle est compatible avec une direction de transport régional comprise entre N0 et N90.

La faille de Calacoto marque une zone de transfert dextre, qui ne coïncide pas avec une paléostucture en profondeur. La distribution du raccourcissement accommodé lors de la structuration de l'Altiplano central permet, ici aussi, d'expliquer la dynamique de la faille de Calacoto. En effet, le raccourcissement absorbé par la structuration du bord oriental du bassin Corque diminue du Nord vers le Sud (Fig. 81), alors qu'à l'inverse le raccourcissement absorbé par la déformation du bord occidental (faille de Turco) augmente du Nord au Sud.

Nous venons de voir que ce sont des changements de styles tectoniques qui contrôlent ces variations de raccourcissement le long de la bordure est du bassin Corque. En revanche, il semble que ce soit une variation du biseau tertiaire, lié à des érosions de moindres importances vers le Nord, pendant la S 2 (cf. § 4.2.1.2), qui explique l'atténuation de la faille de Turco.

Dans ce contexte, et compte tenu de ce que le raccourcissement global ne varie pas longitudinalement (Fig. 81), la zone de transfert de couverture représentée par la faille de Calacoto indique que le centre du bassin Corque au Nord (c'est à dire le synclinal de Nazacara) s'est déplacé vers l'Ouest relativement plus que sa partie sud (synclinal de Corque).

Les short cuts supérieurs le long de la bordure orientale du bassin Corque s'accompagnent de mouvements respectivement sénestres et dextres dans les branches nord et sud des chevauchements de Chuquichambi. Ces mouvements, qui affectent la couverture du bassin Corque, indiquent que les branches nord (N140) et sud (N175) de la faille de Chuquichambi ont joué un rôle de rampe oblique par rapport à une direction de mouvement régional comprise donc entre N50 et N85.

Malgré ces restrictions concernant la direction de transport régional, le déplacement du bassin Corque s'effectue vers l'Est selon une direction moyenne N70 au dos de chevauchements de socle orientés N160 (Fig. 81).

De plus nous avons souligné que les short cuts inférieurs, le long de la bordure de Chuquichambi, se localisaient préférentiellement là où les paléolimites formaient des angles concaves par rapport à la direction de transport régional, et qu'ils se déformaient en cisaillement pur (Fig. 75), alors que les short cuts supérieurs reprenaient plutôt les angles convexes (cf. § 3.8).

Cet agencement cartographique indique que l'émergence, vers l'Est, du chevauchement de socle (responsable de la structuration de l'Altiplano central) a lissé le tracé en baïonnette de la bordure est du bassin Corque selon une direction N160 (Fig. 81) perpendiculaire à la direction de transport régional. Ceci souligne que les déformations tangentielles de socle sous l'Altiplano s'effectuent selon un régime en cisaillement pur qui est perturbé par les paléolimites dans les niveaux structuraux supérieurs (cisaillement simple).

Le dispositif structural présenté ici corrobore l'hypothèse selon laquelle la direction de convergence relative est identique à la direction de transport régional de l'Altiplano central, c'est à dire qu'il n'y a pas de strain partitioning en profondeur.

3.- CONCLUSION : MODÈLES ÉQUILIBRÉS GÉOMÉTRIQUES ET CINÉMATIQUES DE L'ALTIPLANO NORD BOLIVIEN

Le but de la réalisation de coupes équilibrées à l'échelle du bassin est de proposer des modèles géométriques et cinématiques qui respectent la règle de conservation des volumes avant et après déformation. Il est bon de rappeler que :

- L'intérêt de cette technique est de préciser les modes de déformation qui permettent de reproduire les géométries des déformations à l'état actuel, à des états intermédiaires, et à l'état initial, tels qu'elles sont définies par les données stratigraphiques et structurales.

- Les constructions proposées constituent des solutions géométriquement et cinématiquement compatibles avec l'ensemble des données présentées dans les chapitres 2 et 3, mais ne constituent pas des solutions uniques.

- Les modèles équilibrés présentent l'avantage de pouvoir discuter et mesurer la valeur de certains paramètres tel que l'érosion et la sédimentation à différentes périodes de la structuration.

3.1 Discussion des modèles : Méthodologie et schéma évolutif

3.1.1. Méthodologie

Les modèles géométriques de la figure 61 sont équilibrés ; ils respectent également des critères cinématiques issus de l'évolution de l'Altiplano discutée ci-dessus. Les choix des mécanismes de déformation, permettant d'illustrer les états actuels, sont dictés par l'évolution des mouvements verticaux et horizontaux (cf. § 4.2). Le travail d'équilibrage s'effectue par essai-erreur [Mitra, 1992]. L'importance et la qualité des données permettent parfois de retranscrire directement les structures et les modes de déformations ; en pratique le plus souvent, il convient de comparer les données structurales et cinématiques existantes avec les paramètres qui décrivent les déformations prédites par les modes de déformation pris en considération. Ce travail par essai-erreur permet d'éliminer les mauvaises solutions cinématiques et les mauvaises hypothèses concernant les modes de déformation qui leur sont associées.

Les coupes équilibrées présentées (Fig. 61) ont été construites à partir des données de surface (chap. 2 et 3 ; cartes géologiques du service national de géologie bolivien -GEOBOL ; carte géologique de la société nationale pétrolière bolivienne -YPFB) et de subsurfaces (sismique réflexion YPFB).

Les profils ont été construits à la main dans une direction parallèle à la direction principale de transport (c'est à dire perpendiculaire à la chaîne). Les mouvements obliques ou parallèles à la chaîne (cf. § 4.2.2.2) sont peu importants en termes de déplacements et ne contribuent pas à une grosse erreur dans les bilans de surface transverses à la chaîne.

La technique des coupes équilibrées s'appuie sur la règle de conservation de volume avant, après et pour chaque stade de déformation représenté, c'est à dire en coupe sur la conservation des surfaces [Bally et al., 1966 ; Suppe,

Cordillère Orientale

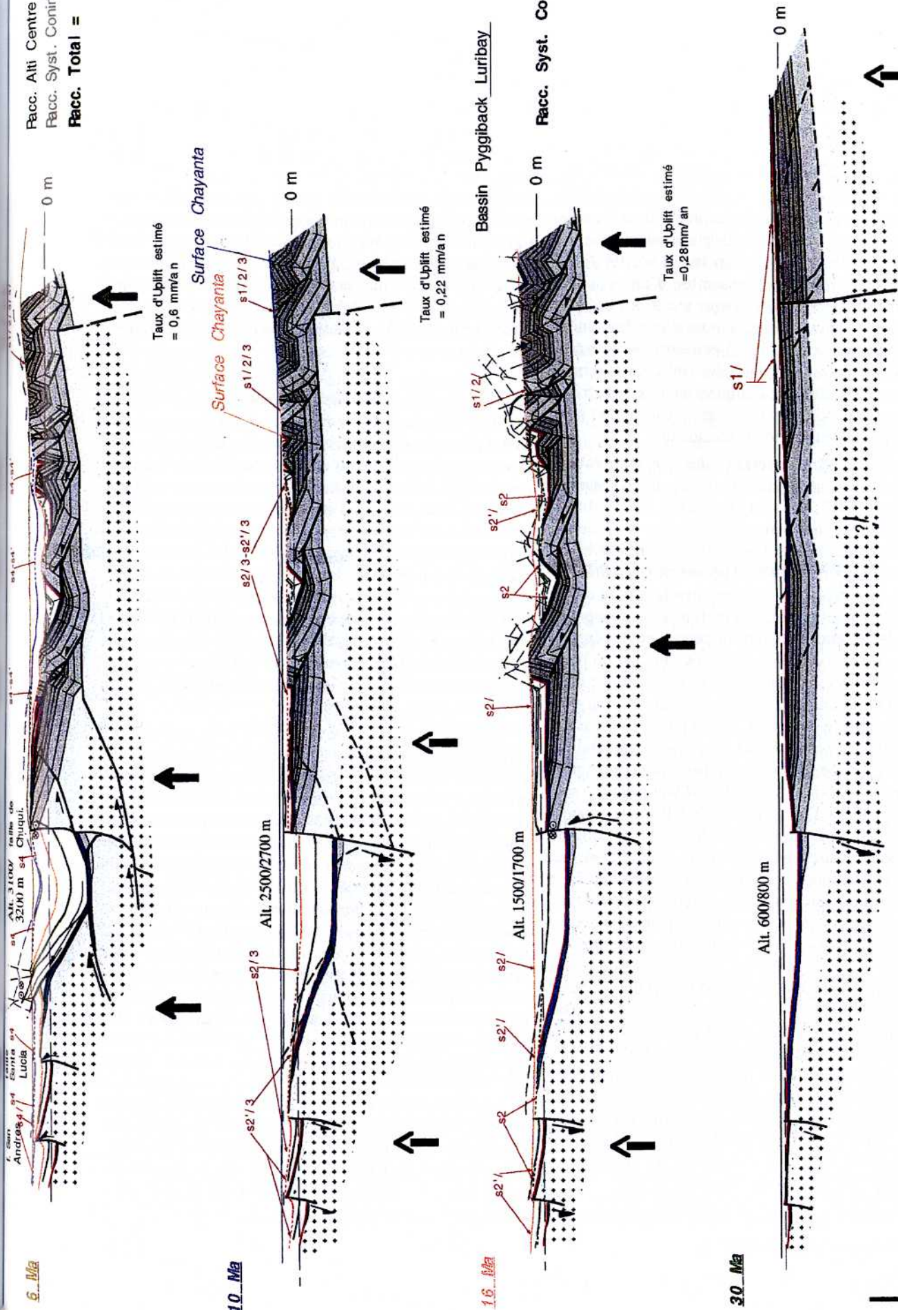
Bassin Poopo

isalle Bassin Corque

Bassin Mauri -N.F.

Racc. Alti Centre = 11 km
 Racc. Syst. Coniri = 6 km
Racc. Total = 17 km

FIG. 83- Modèle cinématique (coupe équilibrée et restaurée) de l'Altiplano durant le Tertiaire.



Soulèvement relatif au centre du bassin Corque

↑ associé à une tectonique compressive de forte intensité ↑ associé à une tectonique compressive de faible intensité ↑ sans tectonique compressive

10 km

Taux d'Uplift estimé = 0,05 mm/a

Taux d'Uplift estimé = 0,28 mm/a

Taux d'Uplift estimé = 0,22 mm/a

Taux d'Uplift estimé = 0,6 mm/a

Facc. Syst. Coniri = 28 km

Alt. 600/800 m

Alt. 1500/1700 m

Alt. 2500/2700 m

0 m

0 m

0 m

0 m

6 Ma

10 Ma

15 Ma

30 Ma

Surface Chayanta

Bassin Pyggyback Luribay

Lucia, Coniri, Mauri, Poopo, Corque, Chugui, s1, s2, s1', s2', s1/2, s2/1, s2/2, s1/2/3, s2/3-s2'/3, s1/1

1983 ; Dahlstrom, 1968]. Nous avons vu que les structures plissées dans les niveaux sédimentaires de l'Altiplano répondent principalement à des mécanismes de flexion par glissement couche sur couche (cf. § 3.8.1). Compte tenu des profondeurs des niveaux structuraux considérés, nous avons considérés, dans un premier temps, que les épaisseurs des unités stratigraphiques restaient constantes. Ceci est corroboré par les observations de terrain (cf. § 2.1), et nous permet de raisonner directement avec les longueurs des différentes unités stratigraphiques constantes. Pour nous aider dans ce travail nous avons choisi d'appliquer la méthode des kink band [Ramsay, 1967 ; Suppe, 1983] qui admet que la flexuration des couches est concentrée dans les axes des kink. Le cisaillement parallèle aux couches d'un compartiment chevauchant au passage d'une rampe est accomodé par des glissements couches sur couches [Sanderson, 1982 ; Apotria *et al.*, 1992] ou par cisaillement simple de l'ensemble d'une couche [Anastasio *et al.*, 1997]. Entre chaque axe de kink la valeur du cisaillement est identique pour une même unité stratigraphique [Sanderson, 1982] et dépend de la variation de pendage de part et d'autre des kinks. Cette représentation permet d'idéaliser l'emplacement des charnières et permet de raisonner plus aisément par rapport à la géométrie de la sédimentation syntectonique.

Les hypothèses de conservation des épaisseurs et des longueurs de bancs sont décrites par des équations [Suppe, 1983 ; Jamison, 1987 ; Suppe et Medwedeff, 1990 ; Mitra, 1990 ; Mitra, 1992] qui permettent de relier les géométries des plis et des failles. Ceci permet de retrouver, à partir des données structurales, la géométrie des failles en profondeur. Cependant, les données structurales et cinématiques disponibles impliquent parfois de faire appel à des modes de déformation qui ne respectent pas les épaisseurs et longueurs constantes. Ceci se traduit par un problème de cisaillement différentiel entre les unités stratigraphiques d'une même structure. Dans la majorité des cas, le problème se résume au fait que si l'on considère les épaisseurs constantes et les glissements parallèles aux bancs, les longueurs ne sont pas conservées entre les différentes unités stratigraphiques d'une même structures. Il est possible d'admettre que de telles conséquences existent, dans la mesure où il est difficile de quantifier ces déplacements bancs sur bancs sur le terrain. Dans ce cas, l'analyse structurale permet parfois de mettre en évidence que ce cisaillement a été accomodé par une autre structure située en avant ou en arrière. Sinon, il faut considérer d'autres modes de déformations qui intègrent des variations d'épaisseur dans les flancs avant des plis [Jamison, 1987], ou sur l'ensemble du pli [Mitra, 1990]. L'équilibrage s'effectue alors selon la méthode des surfaces constantes [Mitra, 1992], et non plus en considérant seulement les longueurs constantes [Suppe, 1983 ; Mitra, 1992]. Nous avons fait appel parfois à ce type de mécanisme pour équilibrer les plis du système Coniri, mais les variations d'épaisseurs considérées sont toujours inférieures à 20%. Il est à noter que des déformations internes, contribuant à des variations d'épaisseur à l'échelle des bancs, ont été observées sur le terrain (cf. § 2.1).

Le problème du cisaillement induit par la flexion des

couches et un problème majeur dans le respect des surfaces constantes. Cependant, au regard de l'existence de phénomènes que nous ne pouvons quantifier (comme par exemple les variations de porosités sous les contraintes tectoniques, les phénomènes de pression dissolution) nous considérons que les coupes régionales présentées sont équilibrées, et valident les choix concernant les modes de déformation, malgré des problèmes de cisaillements différentiels qui induisent des variations de surface toujours inférieures à 10%.

Conformément aux observations effectuées dans d'autres chaînes de montagnes où le socle est impliqué [Berg, 1976 ; Stone, 1986], nous avons considéré la tectonique tangentielle de socle comme génératrice de structures amples et arrondies plutôt qu'anguleuses. Ces structures ont été équilibrées selon la méthode des surfaces constantes. Pour faire une approximation de la géométrie de ce type de structure nous avons, cependant, souvent fait référence au modèle de «fault bend fold» [Suppe, 1983 ; Mitra, 1992] qui permet de recréer des structures assez larges.

Les structures de socle associées à des failles très pentées («thick skin tectonic»), qui correspondent dans le cas de l'Altiplano à des réactivations (inversion) de paléofailles, ont été équilibrées selon la méthode des surfaces constantes. Ici aussi cela ne constitue qu'une approximation de la géométrie réelle de ce genre de déformation qui est gérée par l'existence de zone triangulaire de cisaillement très pénétratif qui se propagent en même temps que la faille [Erslev et Mayborn, 1997]. En revanche, nous avons respecté l'aspect qualitatif de ce mode de déformation, notamment pour illustrer les plis forcés à l'aplomb des paléo-failles inversées, qui aboutissent à des structures arrondies, à des épaisissements et à des étirements de flancs respectivement situés au toit et au mur de la faille ainsi qu'à des rotations progressives [Erslev, 1991 ; Erslev et Mayborn, 1997].

Seule la restauration de la coupe à 18°S est discutée (Fig. 83). La méthodologie employée pour la restauration du modèle équilibré demande la reconstruction de la géométrie des failles et des écailles dans leur situation initiale [Bally *et al.*, 1986 ; Mitra et Namson, 1989]. La restauration proposée s'appuie également sur une méthode de reconstruction des surfaces d'érosion et des limites de séquences, telles qu'elles sont définies par les géométries, et les natures des systèmes sédimentaires syn-tectoniques associés [Burbank et Verges, 1994]. Les relations pour contraindre les valeurs des pentes morphologiques par rapport aux types des systèmes sédimentaires associés sont compatibles avec celles classiquement utilisées dans les modélisations de bassin continentaux [Leturmy *et al.*, 1995]

3.1.2 Schéma évolutif

La figure 83 présente le modèle cinématique équilibré de l'Altiplano à 18°30'S [Rochat *et al.*, 1998]. Ce modèle intègre l'ensemble des observations et des conclusions discutées dans le § 3.2 (Fig. 69). La coupe restaurée (Fig. 83) illustre bien le large bassin flexural pendant l'Eocène-Oligocène inférieur.

L'absence de tectonique active sur les bords, ainsi que les faibles taux d'uplift de la Cordillère Orientale, s'opposent au concept de foreland mentionné par certains auteurs pour cette période [Lamb et Hoke, 1997].

Pendant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, le système Coniri et la bordure ouest de la Cordillère Orientale se structurent par décollement des séries paléozoïques à la base du Silurien. La déstabilisation rapide des systèmes sédimentaires montre que ces déformations apparaissent brutalement. En revanche, les déformations synsédimentaires perdurent pendant toute la période oligocène supérieur-miocène inférieur et témoignent de la durée de la phase de structuration. Le raccourcissement accommodé par les structures, maintenant situées sous le bassin Poopo, est de 26 km. Les parties occidentales de l'Altiplano, caractérisées par des bassins localisés en cours de collapse, suivent les mouvements de surrection de la Cordillère Occidentale. Il n'y a pas ici de tectonique compressive. L'Altiplano ne correspond plus à un bassin flexural mais à des bassins localisés. Ce changement de comportement crustal s'accompagne de la mise en place de basaltes alcalins (cf. 4.2).

Postérieurement à l'activité compressive, le bassin Poopo (et le système Coniri) est entièrement soumis à l'érosion. Il est le siège de la mise en place d'une grande surface d'érosion diachrone, polygénique et «transgressive» vers la Cordillère Orientale, la surface Chayanta, qui est progradée pendant le Miocène moyen. La flexion de cette surface morphologique en direction de l'Est indique un faible soulèvement de la Cordillère Orientale au fur et à mesure de sa mise en place. Les parties occidentales de l'Altiplano sont toujours en cours de surrection lente, et les bassins situés au pied des failles de San Andres et de Santa Lucia sont toujours en cours de collapse. Parallèlement, le bassin Corque a collapsé le long de la faille de Chuquichambi ; les sédiments issus de la mise en place des grandes surfaces d'érosion ont été drainés dans ce bassin qui n'a pas suivi les mouvements amples de surrection des bordures. Le flux sédimentaire très important a permis la progradation des surfaces d'érosion installées sur les bordures.

Au Miocène supérieur, la déstabilisation brutale des systèmes sédimentaires accompagne une phase de déformation des bordures du bassin. A l'Est, le système Coniri est légèrement réactivé (6 km de raccourcissement accommodé par les structures situées sous le bassin Poopo) et la surface morphologique Chayanta est plissée. A l'Ouest, le bassin Mauri et la bordure ouest du bassin Corque sont soumis à l'érosion au dos d'un chevauchement crustal qui est responsable de l'inversion partielle du bassin Corque par la création de short cut sur la bordure est et par le rétrodécollement de la couverture sur la bordure ouest. Le raccourcissement absorbé est de 11 km. Le centre du bassin Corque est transporté vers l'Est mais n'est pas soulevé, il correspond alors à un vaste bassin piggy back.

Les dépôts du Pliocène inférieur postdatent l'activité compressive et l'érosion des paléotopographies isolées sur l'Altiplano. Sur la bordure orientale du bassin une grande surface d'érosion diachrone (la surface San Juan del Oro) se met en place au dos des structures du système Coniri

légèrement réactivées pendant le Miocène supérieur. Le maintien de cette surface morphologique s'accompagne d'un faible soulèvement de la bordure ouest de la Cordillère Orientale qui a contrôlé sa flexion en direction du bassin.

Le Pliocène supérieur est marqué par une brutale et brève phase de structuration compressive. Le dispositif structural en profondeur, responsable de l'inversion du bassin Corque, est réactivé. Il a accommodé 4 km de raccourcissement. Cependant, à la différence du Miocène supérieur, l'ensemble des parties centrales et occidentales de l'Altiplano se soulève de l'ordre de 0.5 km par rapport à la bordure orientale du bassin qui constitue une zone de sédimentation résiduelle. Pendant cette même période, le système Coniri n'a presque pas été réactivé, il a subi tout au plus un léger cisaillement (2 km de raccourcissement absorbé) au dos de la Cordillère Orientale qui se soulevait plus rapidement que lors du Pliocène inférieur. La surface San Juan del Oro a été largement fléchie à la transition Altiplano-Cordillère Orientale et a été disséquée. Des morceaux de cette surface, fossilisés sous des corps ignimbrtiques, sont maintenant situés plus à l'intérieur de la Cordillère Orientale à plus de 4300 m d'altitude.

Durant le Pléistocène jusqu'à l'actuel, l'ensemble du bassin est en cours de surrection ; il est soumis à un régime extensif généralisé [Lavenue, 1995] qui n'occasionne cependant pas de grands changements morphostructuraux.

3.2. Bilan des interactions tectonique/érosion/sédimentation et estimation des paléoaltitudes

La restauration de la coupe équilibrée à 18°40'S permet de faire un bilan des phénomènes d'érosion et de sédimentation (Fig. 84). Le bilan calculé pour la première séquence (Eocène-Oligocène inférieur) montre bien évidemment (puisque S1 est antérieure à la déformation de l'Altiplano) que toute la sédimentation provient de l'érosion des Cordillères Orientale et Occidentale. Le bilan global des séries synorogéniques montre que près de 65% des sédiments proviennent de l'érosion des bordures proches de l'Altiplano (système Coniri) et du bassin lui-même, et que 35% proviennent d'apports plus lointains (Cordillères Orientale et Occidentale). Ces apports lointains étant répartis essentiellement lors des 3^{ème} (40%) et 5^{ème} (40%) séquences, c'est à dire lors de l'établissement des grandes surfaces d'érosion sur la Cordillère Orientale.

Ces bilans, effectués sur une coupe, indiquent que la quantité de sédiments déposés est moindre dans les périodes où le bassin se structure par rapport aux périodes de quiescence tectonique. Or, ces périodes sont également caractérisées par une réduction des aires de sédimentation (cf. § 3.2) ; ceci permet d'affirmer que c'est bien le volume total de sédiments déposés qui est inférieur alors que les reliefs sont en cours de formation. Les bilans indiquent que l'Altiplano est rempli seulement par les produits de sa propre érosion et de ses bordures proches. Les bordures de l'Altiplano sont gérées par des processus tectoniques (Fig. 85) qui forment des seuils topographiques empêchant la venue des produits d'érosion des Cordillères. Le détritisme de la Cordillère Orientale devait être distribué sur le foreland plus à l'Est.

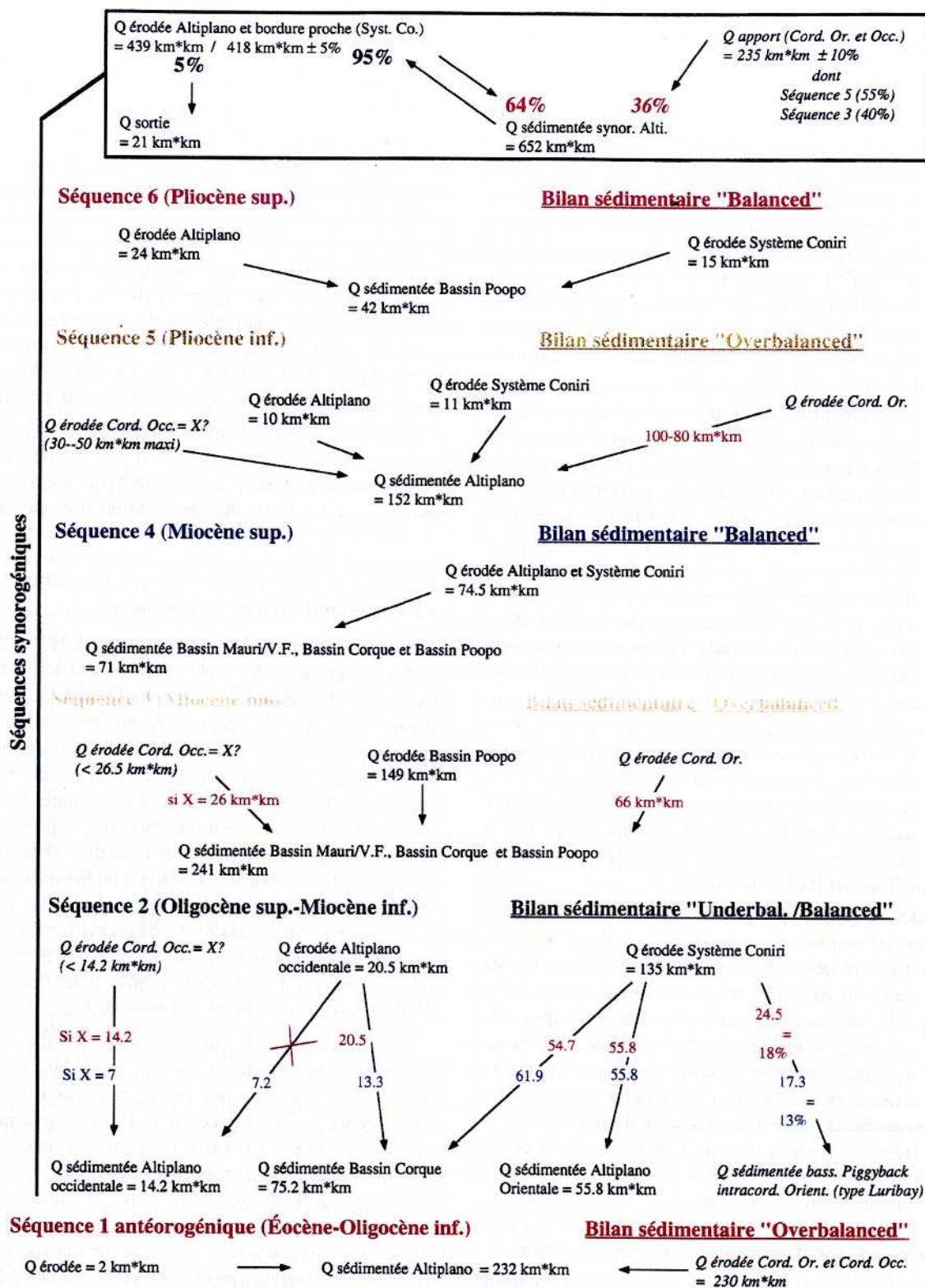


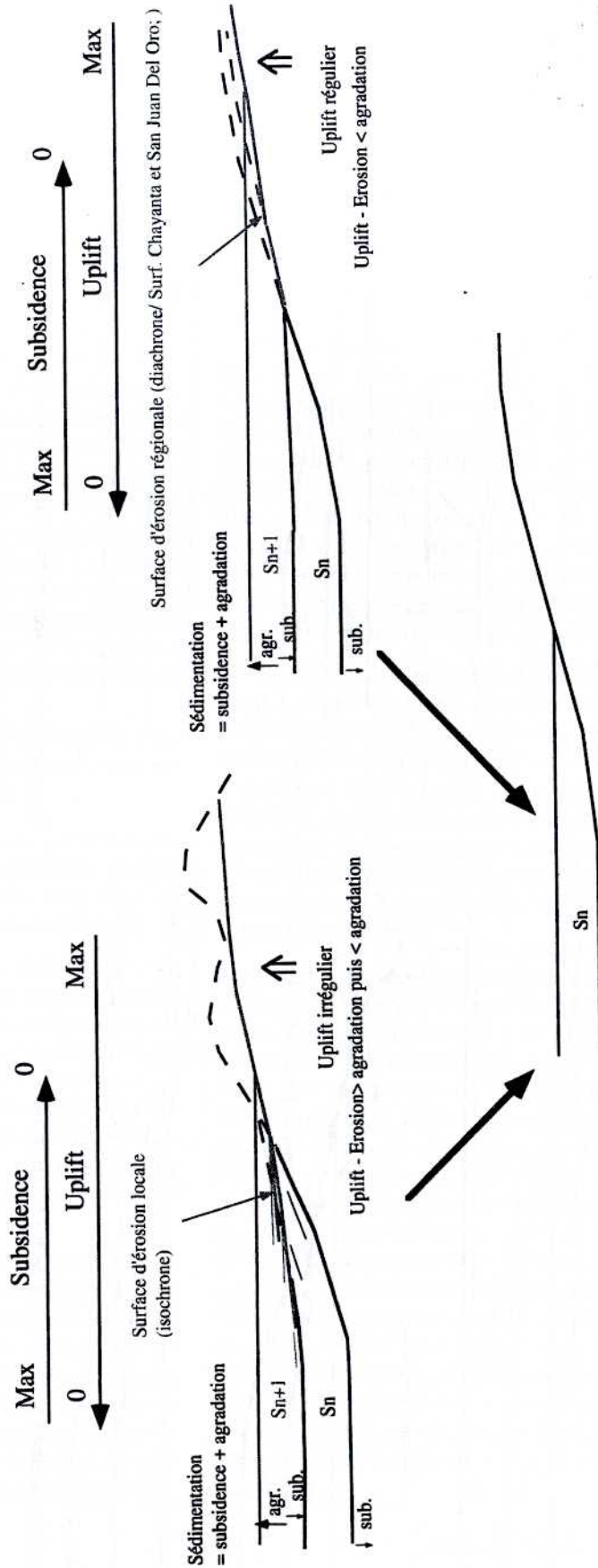
FIG. 84- Bilan sédimentaire de l'Altiplano au cours du Tertiaire.

Processus tectoniques et sédimentaires liés à la formation de reliefs (tectonique active) et à leur érosion partielle

- système sédimentaire distribué (cônes alluviaux)
- événement sédimentaire marqué + disc. progressive (toplaps rotationnel; offlaps; onlaps rotationnel...)
- progradation puis éventuellement rétrogradation
- D faciès brutal au centre du bassin
- augmentation de la topographie
- uplift irrégulier et fort
- Séquence 2; Séquence 4; Séquence 6

Processus géomorphologiques de pédimentation (faible gradient érosif/"erosional smoothing"/rétrogradation des sédiments alluviaux)

- système sédimentaire régional (plaines alluviales,...)
- événement sédimentaire légèrement marqué (onlaps; onlaps rotationnels)
- rétrogradation et agradation
- D faciès progressive au centre du bassin
- décroissance régulière de la topographie
- uplift régulier et faible
- Séquence 3; Séquence 5



L'analyse des géométries des corps sédimentaires préservés, de leurs agencements sédimentaires et des faciès permet la restauration du bassin S_n et de sa bordure

FIG. 85– Deux types de relations Tectonique (Uplift)/Erosion/Sédimentation (subsidence et agradation verticale) contrôlant le fonctionnement de l'Altiplano au cours du Tertiaire.

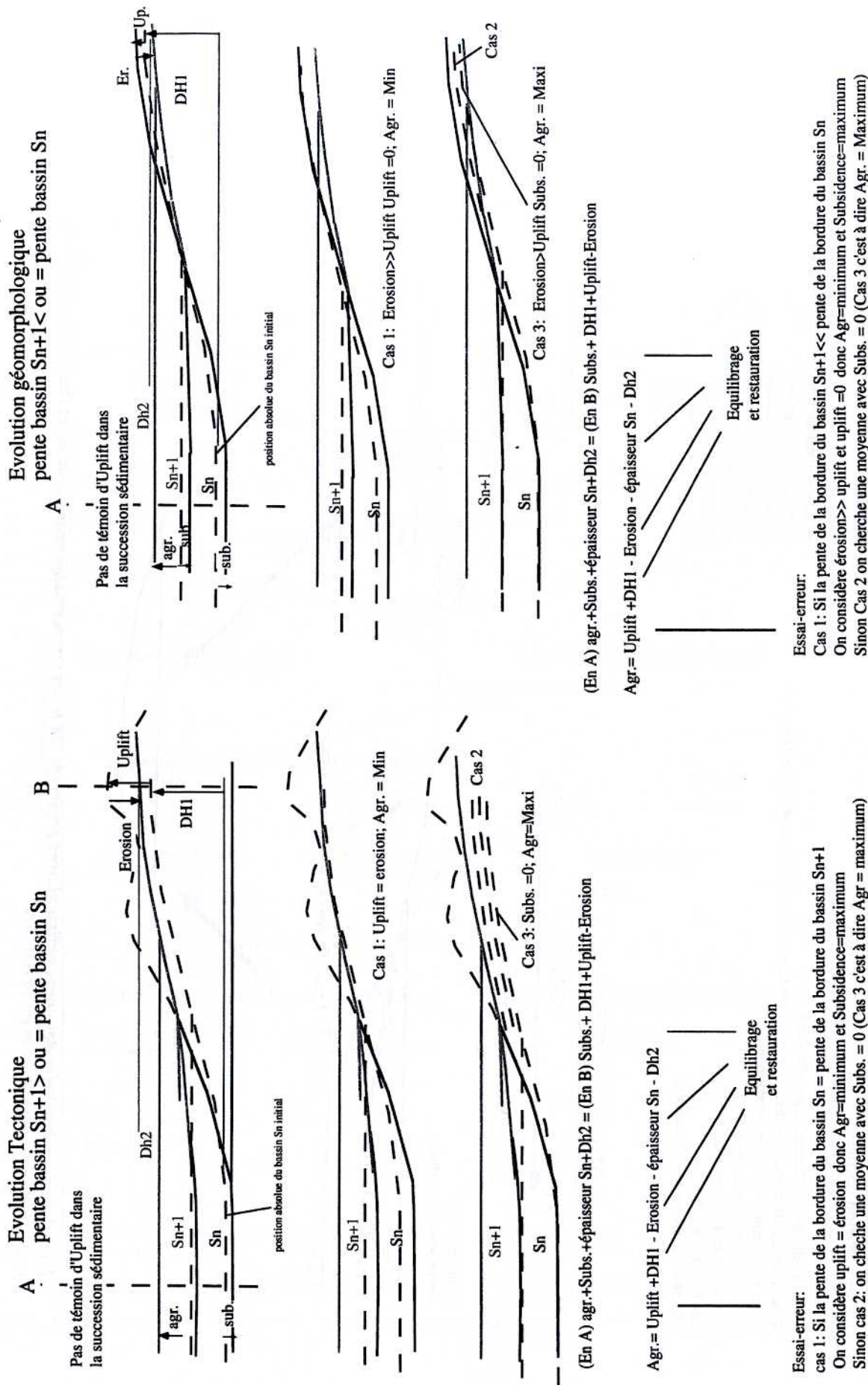


Fig. 86- Estimation de l'aggradation verticale entre deux séquences.

La comparaison entre l'état initial du bassin S_n et l'état du bassin S_n à S_{n+1} permet d'estimer l'uplift, la subsidence et l'aggradation sédimentaire et de définir les paléoaltitudes

En revanche pendant les périodes de quiescence tectonique les bordures sont gérées par des processus géomorphologiques qui permettent la mise en place et le maintien de grandes surfaces d'érosion (Fig. 85 ; cf. § 4.2). Les volumes déposés sont largement supérieurs aux quantités érodées sur les bordures proches (Fig. 84). Ceci indique bien qu'il n'existe plus de barrières morphologiques qui isolent l'Altiplano, et que la tectonique n'est plus active. Les sédiments issus des érosions des Cordillères sont drainés vers le Bassin.

La restauration des surfaces d'érosion en fonction de la géométrie des corps sédimentaires et des faciès permet d'estimer l'aggradation verticale entre 2 séquences (Fig. 86). Cette méthode graphique repose sur l'identification des processus qui gèrent l'évolution des bordures. Elle a été appliquée sur la coupe de la figure 85 entre les points B et C et a permis de définir les paléoaltitudes extrapolées au centre du bassin Corque (Point A). Les paléoaltitudes ont presque toutes été calculées avec une hypothèse de subsidence maximum (Fig. 86). La méthode employée est validée par les valeurs d'uplift calculées pour la bordure est de la Cordillère Orientale qui sont équivalentes à celles obtenues, sur les plutons de la Cordillère Orientale, par Benjamin *et al.* [1987] et par Lamb et Hoke [1997].

3.3. Conséquences sur la structure crustale sous l'Altiplano et sur la compétition entre processus superficiels et processus en profondeur

Les paléoaltitudes calculées indiquent que la topographie de l'Altiplano s'acquiert essentiellement par une aggradation sédimentaire verticale très forte (Fig. 87), c'est à dire que l'Altiplano piège les sédiments et se remplit.

La subsidence absolue du centre de l'Altiplano associée à une telle aggradation verticale est inférieure à celle d'une croûte normale sous une même surcharge sédimentaire et dans un contexte d'isostasie locale (Fig. 87). Or l'histoire et la géométrie des bassins de l'Altiplano montrent que les mouvements verticaux ont été accommodés selon des mécanismes d'isostasie locale (cf. § 4.2). Cette évolution indique que la charge sédimentaire sur l'Altiplano, est compensée par des apports de matériel léger en profondeur.

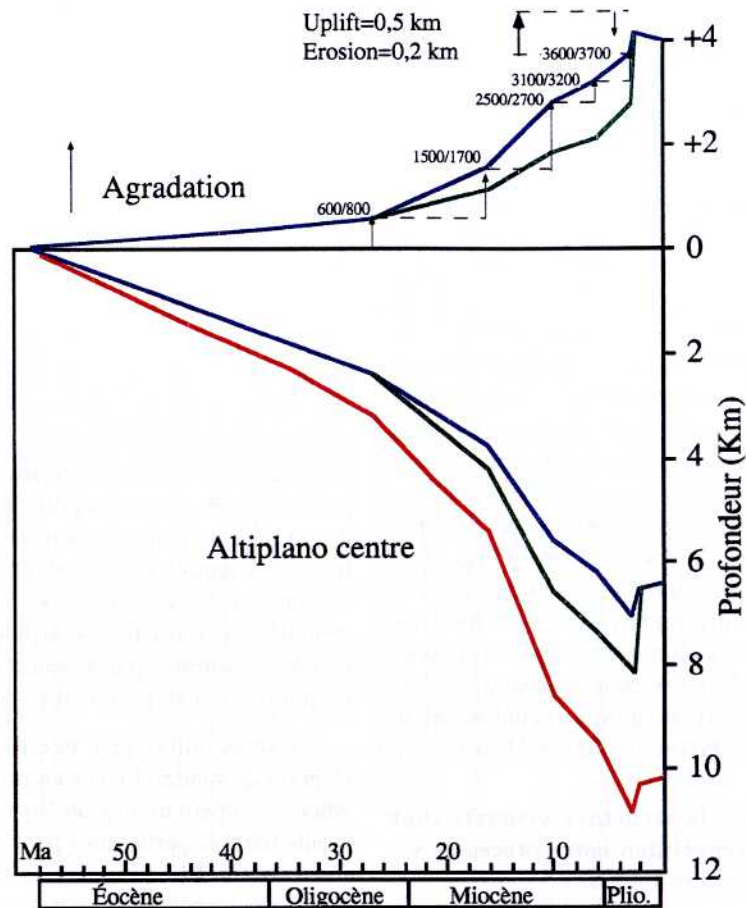
Les périodes d'aggradation verticale maximale correspondent aux périodes de quiescence tectonique dans le bassin pendant lesquelles le soulèvement des bords de la Cordillère Orientale sont les plus faibles (Fig. 87). Ceci s'explique, nous l'avons vu (cf. § 4.3.2), par la quantité supérieure de sédiments qui arrive dans le bassin en provenance des Cordillères, c'est à dire par la présence de très larges aires de drainage, dont la mise en place est facilitée par l'absence de tectonique compressive active.

En revanche, les périodes de structuration (Fig. 87) sont caractérisées par des uplifts plus grands de la bordure de la Cordillère Orientale ainsi que par une aggradation verticale plus faible au centre de l'Altiplano, liée à des volumes d'apports distaux moindres, voire complètement suspendus (Fig. 84), par la création de barrières morphologiques issues de la tectonique active sur les bords du bassin.

Le modèle d'évolution présenté ici diffère largement de ceux communément invoqués dans la littérature [Lamb et Hoke, 1997; Allmendinger *et al.*, 1997]. En effet, l'Altiplano centre ne subit pas d'uplift au Miocène supérieur (cf. § 4.2). Seules ses bordures sont en cours de soulèvement sous l'effet de la structuration compressive. En revanche, l'extrême partie nord de l'Altiplano qui n'est pas progradée par les dépôts de la 5^{ème} séquence (cf. § 4.2) a subi au cours du Miocène supérieur un soulèvement d'ensemble qui ne peut s'expliquer par la simple inversion du bassin Corque (cf. § 4.3.1.2). Cet uplift d'ensemble semble être relié à un déséquilibre du couple phénomènes profonds/phénomènes superficiels qui assurait l'équilibre isostatique relatif responsable de l'aggradation.

Ce déséquilibre peut être dû à une augmentation de l'apport de matériel léger en profondeur. Cependant, au Miocène supérieur, le grand synclinal de Corque est segmenté dans sa partie nord par l'activation de la faille de Calacoto (cf. § 4.2 ; Fig. 75). Les reliefs formés le long de cette faille ne permettaient pas aux sédiments drainés dans le synclinal de Corque de se répandre vers le synclinal sous-alimenté de Nazacara. Le manque de surcharge à ce niveau a pu contribuer au déséquilibre par rapport aux processus en profondeur.

Au Pliocène supérieur, le centre du bassin Corque se soulève pour la première fois dans son ensemble (cf. § 4.2 et 4.3.1.2). La sédimentation ne se réinstallera plus sur les parties centrales de l'Altiplano. Ce soulèvement ne s'explique pas par le dispositif structural de l'inversion du bassin Corque (cf. § 4.3.1.2). Les quantités de sédiments (Fig. 84) déposées sur l'Altiplano pendant la séquence du Pliocène supérieur, ainsi que les aires de sédimentation (Fig. 77) sont inférieures à celles caractérisant la période de structuration du Miocène supérieur. Cette diminution de flux sédimentaire est contemporaine de l'activation de l'érosion régressive dans la Cordillère Orientale et de l'établissement d'un régime de drainage exogène [Servant *et al.*, 1989 ; Gubbels *et al.*, 1993]. L'équilibre relatif entre érosion/sédimentation en surface et mise en place de matériel léger en profondeur est rompu sur l'ensemble de l'Altiplano, et la microfracturation extensive généralisée [Lavenue, 1995] indique que tout le plateau est en cours de surrection.



- Topographie et subsidence absolue Altiplano
- Subsidence absolue et topographie théorique sur une croûte normale (30 km)
- Subsidence relative base Tertiaire, centre bassin Corque (Topo=0)

FIG. 87-A- Evolution de la topographie par aggradation sédimentaire verticale.

La subsidence absolue du centre de l'Altiplano est inférieure à la subsidence d'une croûte normale sous l'effet d'une charge sédimentaire identique.

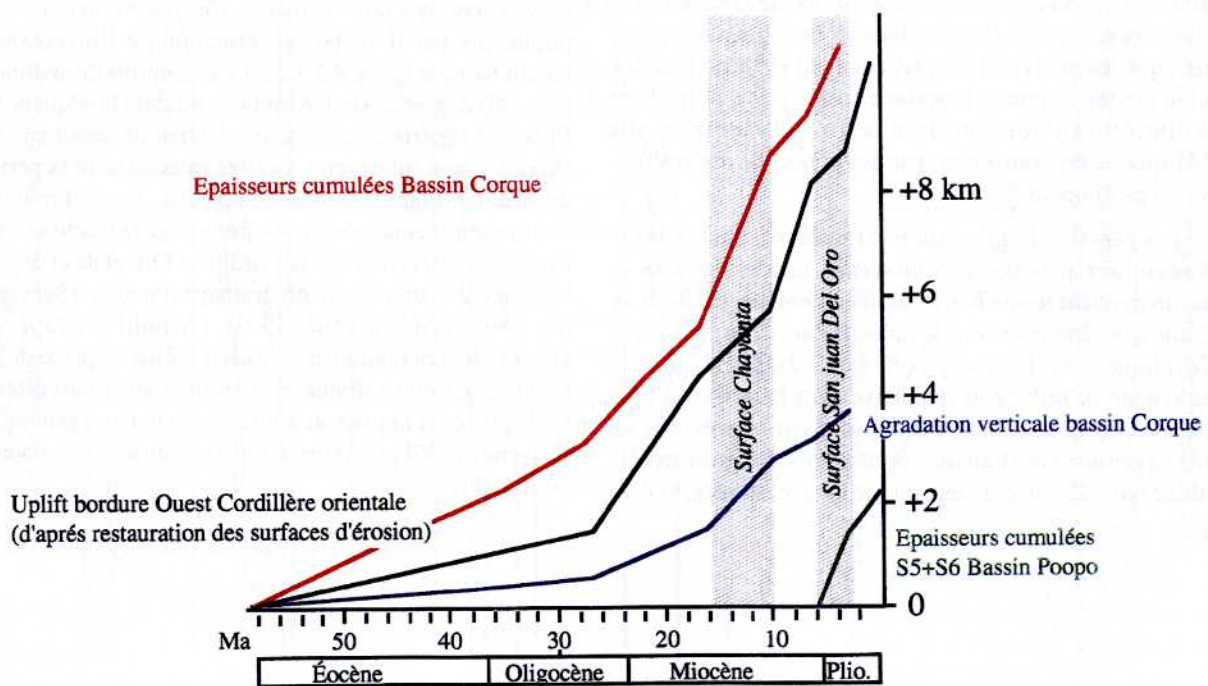


FIG. 87-B- Corrélation entre Uplift de la bordure ouest de la Cordillère Orientale/Épaisseur de sédiments déposés et Aggradation verticale de l'Altiplano Central.

CHAPITRE 5 MODÈLE GÉOMÉTRIQUE ET CINÉMATIQUE DES ANDES CENTRALES

Afin d'illustrer la contribution du raccourcissement néogène dans l'épaississement crustal des Andes Centrales (Fig. 88), un modèle géométrique et cinématique est proposé à 15°-18°S. Il repose sur un ensemble de données géologiques et géophysiques qui sont disponibles et discutées dans ce chapitre et qui permettent de proposer des hypothèses concernant les structures crustales, les mécanismes de déformation etc... Une synthèse chronostratigraphique est proposée pour chacune des unités morphostructurales des Andes Centrales (Fig. 89) ; cette synthèse nous guidera pour la construction du modèle géométrique et cinématique.

1.- LOCALISATION DU TRANSECT ÉTUDIÉ

Le transect étudié se situe en Bolivie (Fig. 88), entre 15°-18°S ; il traverse d'Est en Ouest les unités morphologiques et structurales suivantes :

La marge chilienne : Sur la marge Chilienne (Fig. 92), le socle montre une topographie en horst et graben. Il 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, profonde de 7000/8000 m, est caractérisée par une accumulation de sédiments beaucoup moins épaisse que celle qui constitue les prismes d'accrétion le long de la marge du Pérou ou du Chili central et méridional [Von Huene et Scholl, 1991]. La plaque océanique plonge de 30° vers l'Ouest [Hasegawa et Sacks, 1981].

La Cordillère de la Côte (Fig. 88 et 92) : Elle forme des reliefs modérés bordant le Pacifique, qui sont constitués par les produits magmatiques et volcanodétritiques de l'arc jurassique et crétacé inférieur. Le volume de matériel magmatique calco-alcalin est important [77% ; Scheuber *et al.*, 1994]. La mise en place de ce matériel semble s'être effectuée grâce à des processus d'underplating associés à des émissions volcaniques dans un contexte extensif ; la combinaison de ces deux phénomènes aurait permis de maintenir l'épaisseur de croûte constante, expliquant ainsi l'absence de mouvements verticaux importants mise en évidence par l'absence de bassins sédimentaires [Lucassen et Franz, 1996].

La Dépression Centrale (Fig. 88 et 92) : Elle est peu marquée à 18° de latitude Sud, et les déformations extensives du Pliocène sup.-Pléistocène [Parraguez *et al.*, 1997] sont de faible amplitude. Plus au Sud, elle correspond à un véritable bassin d'effondrement plio-quatenaire. Elle occupe l'emplacement de l'arc magmatique crétacé sup.-paléocène (Fig. 92) et des dépôts d'arrière-arc jurassiques et crétacé inférieur [Scheuber *et al.*, 1994].

La Précordillère : Elle est constituée par un système de chevauchements à vergence ouest [West vergent Thrust System ; Muñoz et Charrier, 1996] et de rétrochevauchements à vergence est. Ce système tectonique est caractérisé par la réactivation partielle, ou le transport passif, de failles fortement pentées [Garcia *et al.*, 1996] amenant à l'affleurement le socle précambrien (Fig. 93 et 94). L'absence de couverture paléozoïque stratifiée et l'hétérogénéité de la couverture mézo-cénozoïque ne permettent pas (à l'inverse des zones plus orientales) que se développe un niveau de décollement régulier de la couverture.

Le secteur le plus occidental du WTS est peu déformé. Il correspond à un relief tabulaire légèrement penté vers l'Est (Pampa Oxaya ; Fig. 93 et 94) qui forme le flanc oriental d'un vaste anticlinal de socle, associé en profondeur (Fig. 94) au chevauchement frontal du WTS [Parraguez *et al.*, 1997]. Les rétrochevauchements à vergence est (Fig. 94), qui caractérisent la partie orientale du WTS, délimitent une structure aveugle de socle (écaille de Chucal) de type « pop up » [Riquelme et Hérail, 1997]. Ils s'enracinent sous le bassin plio-quatenaire de Lauca [Kött *et al.*, 1995] qui occupe une légère dépression topographique au pied de la Cordillère Occidentale (Fig. 93 et 94). Ils affleurent plus au Sud (Fig. 93) dans la région de Chucal.

La Précordillère correspond aux axes magmatiques éocène à pliocène (Fig. 92).

La Cordillère Occidentale (Fig. 88) : Elle est définie par l'ensemble des appareils volcaniques quaternaires. Elle ne constitue pas une unité structurale à part entière, car le substratum sur lequel se sont mis en place les corps volcaniques correspond à la bordure occidentale du bassin altiplanique Mauri, qui est limité à l'Ouest par la faille de Berenguela (Fig. 92). A ce niveau, le socle métamorphisé est recouvert d'une faible épaisseur de sédiments volcanodétritiques tertiaires (Fig. 93). Il est à noter que la chimie (isotopes de Sr), d'éléments mafiques indique que le magmatisme récent peut être issu de la fusion partielle (5-10%) du manteau formé d'une addition de 4% de matériel subducté [Stern, 1991].

L'Altiplano (Fig. 88) : Il forme un bassin endoréique (large de 200 km) à une altitude moyenne de 4000 m. Les reliefs très adoucis peuvent atteindre 4600 m et marquent l'emplacement des limites structurales qui séparent les différents bassins constituant l'Altiplano (cf Chap. 2 et 3). Les bassins détritiques ont été alimentés d'une façon diachrone au cours du Tertiaire par l'érosion des Cordillères Orientale et Occidentale et par celle des reliefs internes. L'aggradation verticale importante a permis le dépôt de séries synorogéniques d'âge tertiaire (continentales) épaisses (4 à 10 km).

Les parties occidentales et centrales de l'Altiplano correspondent à des demi-grabens orientés nord-sud, hérités d'une structuration éocène, et qui sont partiellement inversés selon une tectonique de socle localement accommodée par une tectonique de couverture [cf. chap 3 ; Rochat *et al.*, 1996].

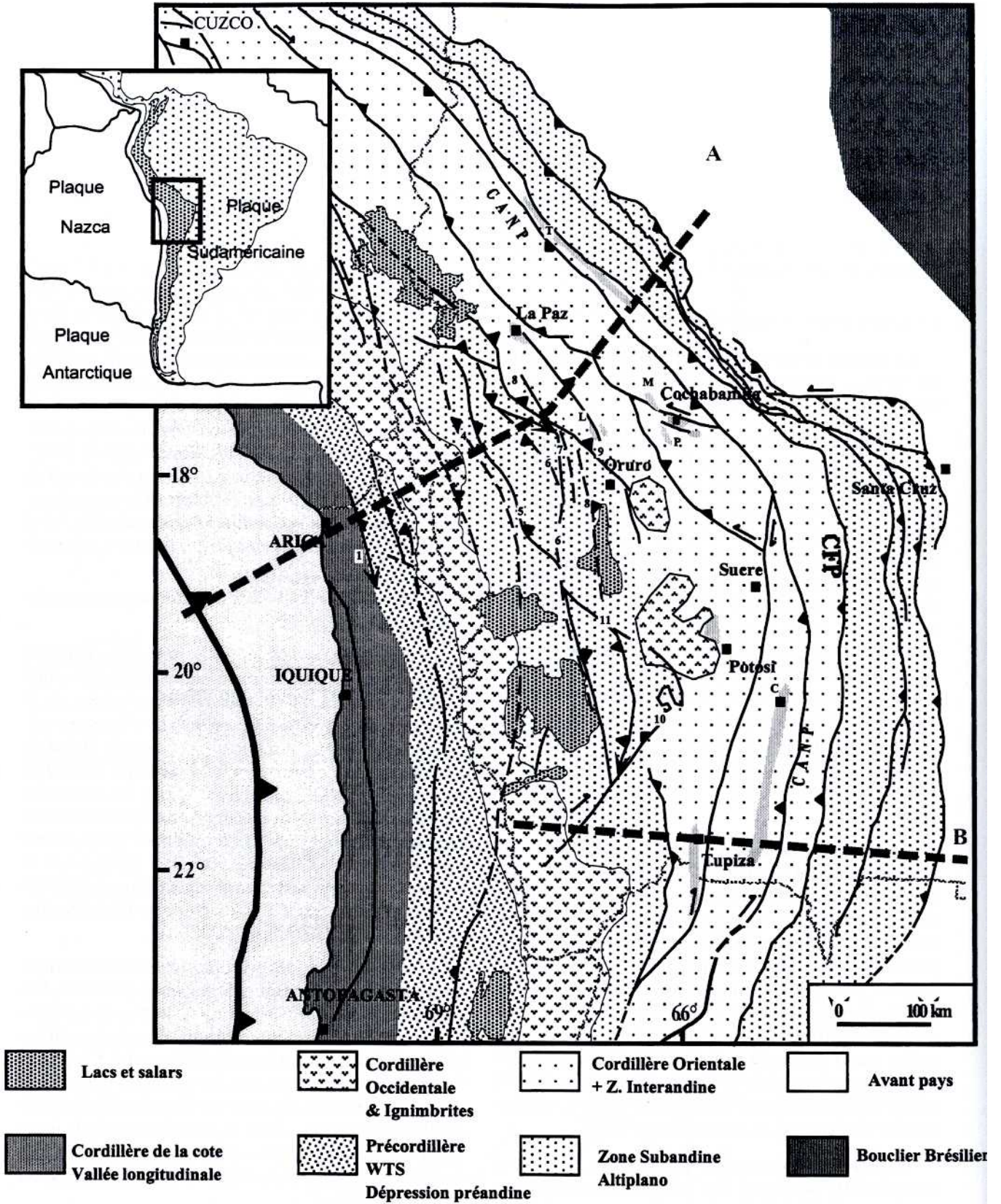


Fig. 88— Carte tectonique des Andes centrales.

1 : F. Ausipar ; 2 : F. de Belen et écaillés de Chucal ; 3 : F. Berenguela ; 4 : F. San Andres-Villa Flor ; 5 : F. Turco ; 6 : F. Chuquichambi ; 7 : F. Coniri ; 8 : Système Coniri ; 9 : F. Eucalyptus ; 10 : Nappe de Calazaya ; C : Cochabamba ; Ca : Camargo ; L : Luribay ; P : Paratoni ; S : Sacabena ; T : Tipuani ; CFP : Chevauchement Frontal Principal ; CANP : Chevauchement ANdin Principal.

Modèles géométriques crustaux : coupe A : ce travail, et Rochat *in* Baby *et al.* [1997] et Rochat *et al.* [1999] ; coupe B : Baby *et al.* [1997]

La partie orientale correspond au piedmont de la Cordillère Orientale ; elle est caractérisée par une tectonique tégumentaire (thin skinned tectonic) à vergence vers l'Ouest [Hérail *et al.*, 1993 ; Rochat *et al.*, 1996 ; Lamb et Hoke, 1997], contrôlée en profondeur par le biseau des séries paléozoïques et la présence de failles de socles fortement pentées (cf chap. 3).

La Cordillère Orientale (Fig. 88) : Elle est constituée essentiellement par des terrains paléozoïques qui portent la trace d'une structuration hercynienne [Martinez, 1980 ; Kley, 1996].

Le versant ouest de la cordillère [«Huarina fold-thrust belt zone» Sempere *et al.*, 1988], large de 20 à 50 km, est constitué par un système de plis et de chevauchements à vergence vers l'Ouest, formé essentiellement par des terrains d'âge siluro-dévonien. Le niveau de décollement principal est la base du Silurien (cf. chap. 3). Un magmatisme intrusif et extrusif hyper-alumineux oligocène sup.-miocène inférieur souligne la bordure occidentale [Reedwood, 1987].

Sur le versant est de la Cordillère Orientale, les terrains ordoviciens recouverts en discordance par des séries crétacées [Kley, 1996] sont déformés par un système de plis et de chevauchement à vergence vers l'Est au dessus d'un niveau majeur de découplage [interface sédiment/socle ; Martinez, 1980 ; Roeder, 1988 ; Sheffels, 1995 ; Kley, 1996]. En effet, là où le socle précambrien-cambrien affleure [Kley, 1996], il constitue une tête d'échelle crustale érodée dont la taille (plusieurs dizaines de kilomètres) n'est pas compatible avec les structures plicatives kilométriques exprimées au sein des sédiments ordoviciens.

Le versant est de la Cordillère Orientale, au Nord de l'Orocline est bien marqué morphologiquement. Il forme une marche de 100 km de large pour atteindre l'altitude des chaînons Subandins (1000 m). Au Sud, sa topographie est plus régulière et passe sans saut d'altitude aux chaînons Subandins sur une distance de 150 km.

Les deux surfaces d'érosion régionales (Chayanta et San Juan del Oro) mises en évidence sur la bordure orientale de l'Altiplano (cf chap. 4) sont localement bien conservées à des altitudes de 4000 et 3000 m [Servant *et al.*, 1989 ; Gubbel *et al.*, 1993]. Elle sont entaillées sur le versant oriental de la Cordillère par des vallées profondes perpendiculaires à la chaîne. Ces dernières ont été creusées au Pliocène supérieur et au Quaternaire et ont atteint l'Altiplano dans la région de La Paz [Lavenu, 1986].

La Cordillère Orientale est caractérisée également par la présence de petits bassins tertiaires (Fig. 88) qui appartiennent à deux catégories distinctes. Les bassins oligocène sup.-miocène inférieur sont de type piggy back. Ce sont les bassins de Luribay (versant ouest, 18°S) et de Paratoni (versant est, 18°S). Les bassins plio-pléistocènes (Sacaba, La Paz) sont eux contrôlés par des failles verticales obliques ou parallèles à la chaîne.

La Zone Interandine : Dans la branche sud de l'orocline, elle correspond à une bande large de 50 km où affleurent principalement des séries siluro-dévonniennes à

tertiaires. Cette zone se rétrécit morphologiquement au Nord du coude du Chaparé. Dans la branche nord de l'Orocline ; elle se limite à une mince frange qui contient le bassin piggy back néogène de Tipuani [Fig. 88 ; Fornari *et al.*, 1987].

La zone interandine est caractérisée par des plis cylindriques avec des sens de déversement et des vergences vers l'Est. Dans les centres des synclinaux, le Mésozoïque et le Cénozoïque sont préservés. Les styles de déformations sont caractéristiques d'une tectonique tégumentaire sur un niveau principal de décollement constitué par la base du Silurien, qui accomode en surface une tectonique d'écaillage de socle en profondeur [Schmitz et Kley, 1997]. En profondeur, l'Ordovicien se biseaute vers l'Est [Kley, 1996].

La zone interandine est limitée à l'Ouest de la Cordillère Orientale par le CANP (Cabalgamiento ANDino Principal/Chevauchement ANDin Principal) [Sempere *et al.*, 1988], cependant la transition entre les domaines morphostructuraux ne s'effectue pas brutalement au niveau de la limite tectonique mais est graduelle, reflétant en surface les changements structuraux des niveaux de décollement mobilisés en profondeur [Kley, 1996].

La Zone Subandine : Large de 100 km dans la branche sud de l'Orocline et de 50 km dans la branche nord, elle constitue la bordure externe des Andes Centrales. Elle est limitée par les plaines du Chaco et du Beni (à l'Est) et par le CFP à l'Ouest [Cabalgamiento Frontal Principal/Chevauchement Frontal Principal ; Sempere *et al.*, 1988].

La Zone Subandine correspond à un prisme tectonique formé par un système de plis et de chevauchements caractérisant une tectonique de décollement à vergence vers l'Est [Baby *et al.*, 1992], où le socle n'est pas impliqué. Les structures sont parallèles et continues, développées sur un niveau de décollement général, constitué par la base du Silurien dans le Subandin sud, et sur la base de l'Ordovicien dans le Subandin nord. Le Subandin central (coude du Chaparé) est étroit à l'instar du bassin paléozoïque sur lequel il est édifié [Baby *et al.*, 1992 ; Roeder, 1988].

Les chaînons Subandins les plus externes, qui constituent les derniers reliefs (300 m) avant les plaines amazoniennes, sont des structures toujours actives [Jordan *et al.*, 1983 ; Baby *et al.*, 1995].

L'avant-pays andin : Il est constitué par les plaines du Chaco (au Sud) et du Beni (au Nord). Les sédiments fluviatiles néogènes forment un biseau vers l'Est qui tronque les séries pré-tertiaires. Ils sont épais de 5000 m au pied du chevauchement le plus externe de la Zone Subandine et définissent le bassin flexural d'avant-pays andin établi au dos du bouclier brésilien sub-affleurant quelques 100 à 200 km plus à l'Est.

2.- ÉVOLUTION CÉNOZOÏQUE DE LA CROÛTE SUPÉRIEURE LE LONG DES ANDES CENTRALES

L'évolution de la croûte supérieure proposée ci-dessous est reconstituée à partir des caractéristiques tectono-sédimentaires des différentes unités morphostructurales.

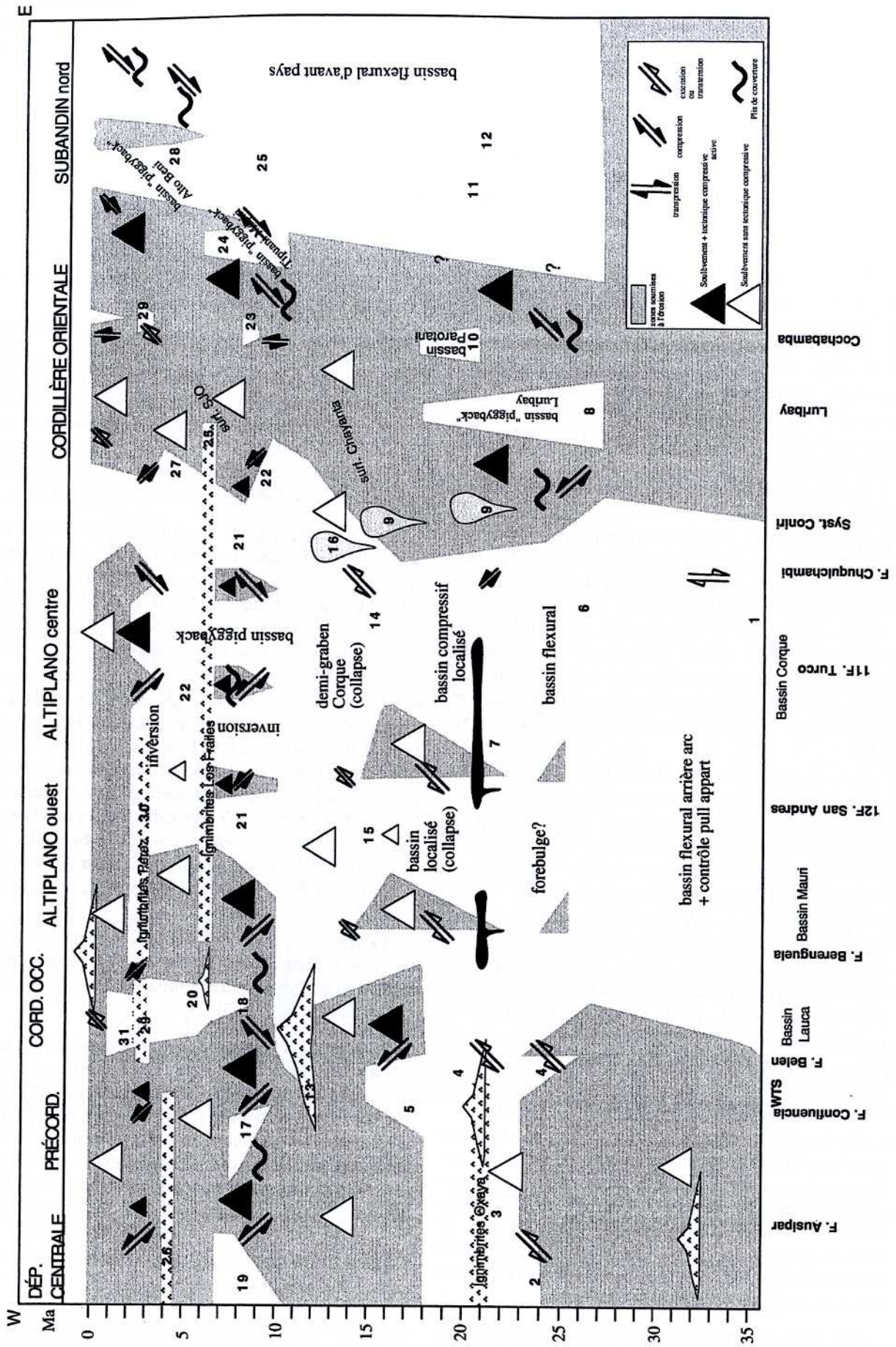


Fig. 89- Diagramme chronostratigraphique pour le Tertiaire le long des Andes centrales (15° - 18° S).

Elle constitue une contrainte importante sur le choix de plusieurs paramètres, tel que les mécanismes profonds, régissant la construction de modèles géométriques et cinématiques à l'échelle crustale.

2.1. Eocène-Oligocène inférieur (Fig. 99).

Le manque de données stratigraphiques détaillées ne nous permet pas de retracer avec exactitude l'évolution de la marge Chilienne pendant la période Eocène-Oligocène inférieur. Cependant, les données de sismiques réflexion montrent que la surface d'érosion située à la base de dépôts progradants, liés au bassin extensif, surmonte non seulement le socle accoustique mais aussi des faciès sismiques sédimentaires. Ce dispositif rappelle celui connu plus au Nord, le long des côtes péruviennes [Von Huene et Suess, 1988], où des dépôts éocène moyen sont recouverts par une surface d'érosion d'âge éocène supérieur-oligocène, elle-même progradée par des dépôts de l'Oligocène terminal au Quaternaire. Cette analogie permet d'émettre l'hypothèse que la marge chilienne actuelle était en cours de soulèvement durant l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur.

À 18°S, les dépôts d'âge éocène-oligocène inférieur ne sont pas représentés sur les domaines actuellement en position d'avant-arc (Cordillère de la côte, Dépression centrale, Précordillère). En revanche, au Sud du Pérou, ils constituent la formation fluviale Moquegua inférieur [Marocco, 1984], déposée dans un contexte extensif et alimentée par les produits issus de l'érosion de roches affleurant dans l'ensemble Précordillère-Cordillère Occidentale actuelle, alors en cours de surrection. Les dépôts d'âge éocène-oligocène inférieur sont également reconnus aux environs de 23° de latitude Sud, dans le bassin d'Atacama (Charrier et Reutter, 1994). Le bassin d'Atacama constitue la dépression préandine qui disparaît morphologiquement au Nord vers le WTS. Les séries clastiques (*F. Purilactus*) se sont déposées dans un contexte d'extension arrière-arc. Vers 40 Ma, la bordure occidentale du bassin (Cordillère de Domeyko), qui marque l'emplacement de l'arc magmatique [Flint *et al.*, 1993], est déformée par une tectonique transpressive [Charrier et Reutter, 1994] caractérisée par l'activation de failles fortement pentées. Suite à cet événement, la subsidence est toujours régie, pendant l'Oligocène, par un régime en extension ou transtension ; l'arc volcanique n'est pas reconnu [Flint *et al.*, 1993 ; Coira *et al.*, 1982].

Le long des Andes Centrales, l'Altiplano correspond au dépôt centre des séries d'âge éocène-oligocène inférieur (Formations Tiahuanacu, Petaca ; Fig. 89, n°1). C'est alors un large bassin intracontinental flexural en position d'arrière-arc. La nature des sédiments montre que les Cordillères Occidentale et Orientale étaient soumises à une faible érosion, ce qui suggère qu'elles étaient en cours de surrection très lente. Cependant, la sédimentation était localement contrôlée par des jeux extensifs et transtensifs des paléolimites agencées dans un schéma en pull apart, lié aux mouvements obliques à la chaîne, issus de la direction de convergence des plaques (cf. chap. 4). Dans ce contexte, l'Altiplano correspondait à un large (175 km, Fig. 83) bassin flexural, en position d'arrière-arc. Le jeu

de paléolimites verticales selon un schéma de pull apart, corrobore l'existence de mouvements parallèles à la chaîne à cette époque, chaîne située à la limite des plaques des plaques Nazca et Amérique du Sud, confrontées à une convergence oblique orientée N45-N30. L'équivalence entre les taux de sédimentation, calculés sur la bordure est de l'Altiplano, et les taux de surrection de la Cordillère Orientale de part et d'autre de la paléofaille Coniri, montre que les composantes normales, mises en évidence le long de ces grands accidents, accommodaient les mouvements de surrection des cordillères bordières. Le remplissage de l'Altiplano compensait les mouvements de surrection des Cordillères Occidentale et Orientale.

La partie ouest de la Cordillère Orientale (ceinture de Huarina) formait une zone haute relative, où ne s'est accumulée qu'une faible épaisseur de sédiments (20 m) à l'Eocène-Oligocène inf., comme cela est visible au NW de Potosi [Sempere, 1997], sous la Formation Mondragon d'âge Miocène inférieur.

Vers l'Est, les dépôts de cet âge ne sont pas connus et l'ensemble Cordillère Orientale-Zone Subandine correspondait à une zone en cours de surrection lente, comme le montrent les taux de dénudation de l'ordre de 0.1mm/an [Benjamin *et al.*, 1987]. En effet, dans le synclinal de Morochota, localisé au centre de l'actuelle Cordillère Orientale, les premiers dépôts sur le Crétacé au centre du synclinal correspondent à des conglomérats syntectoniques d'âge oligocène supérieur [Blanco-Rojas, 1994], équivalents de la Formation Luribay (Fig. 89, n°8).

2.2. Oligocène supérieur-Miocène inférieur (Fig. 99).

Sur la marge chilienne, le bassin extensif dissymétrique [Muñoz et Fuenzalida, 1997] marque un effondrement. Par analogie avec les bassins onshore présents plus au Nord le long du Pérou, l'âge du début du remplissage sédimentaire doit être Oligocène supérieur [Von Huene et Scholl, 1991].

Sur la Dépression Centrale et la partie occidentale de la Précordillère (Fig. 89), les dépôts grésos-conglomératiques de la formation Azapa [Fig. 89, n°2; Parraguez *et al.*, 1997] affleurent partiellement en discordance sur le Mésozoïque. La nature du détritisme montre l'enregistrement du soulèvement de l'ensemble Précordillère-Cordillère Occidentale et son érosion. Ils sont de même âge (Oligocène supérieur) et de même nature que la partie supérieure de la formation Moquegua présente au Pérou, qui est définie comme synchrone d'une tectonique extensive [Marocco, 1984]. La Formation Azapa est recouverte par les sédiments volcanoclastiques miocène inférieur [Fig. 89, n°3 ; Garcia *et al.*, 1996 ; Munoz et Charrier, 1996] de la Formation Oxaya. L'épaisseur faible et constante de la formation Oxaya (Fig. 91) indique la fin de l'extension dans la partie occidentale de la Précordillère.

En revanche, plus à l'Ouest au niveau du WTS (Fig. 90 et 91), l'épaisse série volcanoclastique oligocène supérieur et miocène inférieur (Fig. 89, n° 4, *F. Lupica*) est contrôlée par des failles verticales normales [faille de Belen, Fig. 90 et 91 ; Garcia *et al.*, 1996]. La formation *Lupica* est associée à la mise en place d'un arc magmatique [Garcia *et al.*, 1996].

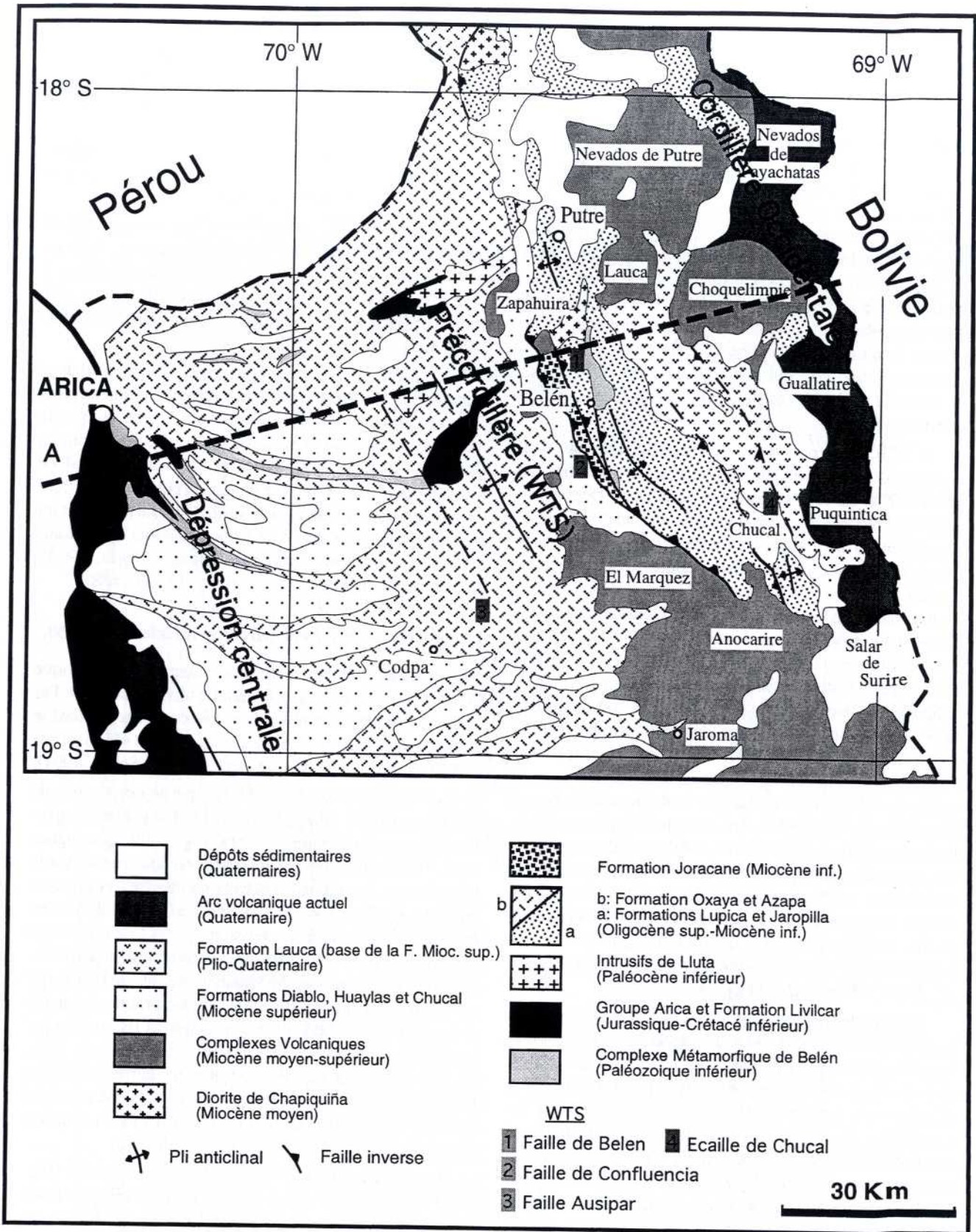


Fig. 90- Carte géologique de la région d'avant-arc d' Arica. [Modifié d'après Garcia, 1997].

Le dépôt centre de la Formation Lupica occupe le paléobassin de Lauca entre le WTS et la faille de Berenguela. La Formation Lupica est surmontée par les dépôts grossiers de la formation syntectonique Joracane (Fig. 89, n°5), datés à 18 ± 0.8 Ma au milieu, et 16.8 Ma au sommet [Garcia *et al.*, 1996]. La géométrie de l'éventail sédimentaire de la Formation Joracane indique l'inversion de la faille de Belen et la fin de l'extension. Le raccourcissement horizontal est très faible. Le haut de socle de Belen semble avoir été seulement cisailé à la manière d'un pli forcé au dos de la faille de Belen (Fig. 91).

À l'Oligocène supérieur, l'Altiplano correspond, dans un premier temps, à un bassin flexural qui récolte les produits d'érosion (Formation Coniri, Fig. 89, n°6) de la bordure ouest de la Cordillère Orientale (ceinture de Huarina) en cours de structuration. Le système de chevauchement à vergence ouest, associé à un décollement des séries paléozoïques, se prolonge sous la bordure est de l'Altiplano (système Coniri). La présence de paléofailles (faille de Coniri), ainsi que la répartition des sédiments paléozoïques, contrôle localement la géométrie des déformations ainsi que l'emplacement, vers l'Ouest, du front de déformation (cf. § 4.3.3).

Le retrécissement et l'approfondissement du bassin central accompagnent le soulèvement des parties occidentales de l'Altiplano, où perdurent des bassins étroits, localisés au pied des failles verticales (faille de Berenguela, faille de San Andres-Villa Flor), qui accommodent ce soulèvement (par rapport à l'Altiplano central) selon un jeu normal. Ces bassins, très localisés, sont alimentés par l'érosion des hauts de socle, et piègent également les sédiments volcano-détritiques provenant de l'Ouest (Formation Azurita, Mauri 1-5).

L'évolution de l'Altiplano, durant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, est à l'inverse des schémas classiques de bassin d'avant-pays par flexion de plaque (dans lesquels la sédimentation aggrave vers l'extérieur du bassin en réponse à la propagation du front de déformation ou à la surcharge en arrière si le front est fixe). Elle s'accompagne de la mise en place d'un magmatisme extrusif alcalin à tendance shoshonitique [Fig. 89, n°7 ; Espinoza *et al.*, 1994], qui est caractérisé par une faible contamination crustale [Fornari *et al.*, 1996]. Ce magmatisme dérive de la fusion du manteau lithosphérique Soler *et al.*, 1993] et est daté de 25-22 Ma [Kennan *et al.*, 1995 ; Hoke *et al.*, 1994 ; Lavenu *et al.*, 1989 ; Everdeen *et al.*, 1977 ; Soler et Jimenez, 1993 ; Soler *et al.*, 1993].

La tectonique compressive, en bordure orientale de l'Altiplano, est identifiée jusqu'au Sud de la Bolivie, où le bassin de Tupiza montre une sédimentation syntectonique datée à 22 Ma [F. Nazareno ; Hérial *et al.*, 1993].

Au sein de la Cordillère Orientale, en cours de déformation et de surrection, des zones de sédimentation individualisées enregistrent la déformation. Ce sont les zones de dépôts des formations Kholpana [Hérial *et al.*, 1993] et Luribay (Fig. 89, n°8) dont les nombreuses discordances progressives témoignent d'une évolution de type bassin transporté «piggy back» (cf. § 3.3.3). Le diachronisme dans l'arrivée de sédiments grossiers sur l'Altiplano [Forma-

tion Coniri, 25 Ma ; Sempere *et al.*, 1990] et le bassin de Luribay [Formation Luribay, 28 Ma ; Kay *et al.*, 1995] indique que la séquence de déformation de la bordure ouest de la Cordillère Orientale est globalement d'Est en Ouest. Les corps dacitiques [Fig. 89, n°9 ; Reedwood et McIntyre, 1989], à tendance hyperalumineuse, qui intrudent la bordure ouest de la cordillère révèlent des taux de refroidissement rapides [Kennan *et al.*, 1995], qui mettent en évidence la surrection et l'érosion des reliefs de la Cordillère Orientale.

Dans les parties plus orientales et plus méridionales de la Cordillère Orientale, d'autres petits bassins intra-montagneux contiennent des sédiments datés du Miocène inférieur, tels les bassins de Parotani [Fig. 89, n°10 ; Kennan *et al.*, 1995], Bolivar [17.4 ± 0.11 Ma ; Gubbel *et al.*, 1993], Mondragon [19 Ma, Kennan *et al.*, 1995]. Les caractéristiques sédimentologiques des dépôts sont identiques à celles du bassin de Luribay et indiquent l'érosion des reliefs de la Cordillère Orientale en cours de formation.

Le long de la Zone Subandine, les dépôts de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur sont compris dans les conglomérats des formations Petaca [Fig. 89, n°11 ; Marshall et Sempere, 1991 ; Baby, 1995] et Bala [Fig. 89, n°12 ; Oller, 1992 ; Baby *et al.*, 1995]. Leur épaisseur faible (10-400 m) mesurée sur la Zone Subandine actuelle suggère que ces zones externes correspondaient à l'extrémité distale d'un bassin d'avant-pays [Baby, 1995].

2.3. Miocène moyen (Fig. 99).

Dans l'avant-arc actuel, le complexe volcanique Zapahuiria [Fig. 89, n°13 ; 11.4 ± 0.3 - 12.7 ± 0.1 Ma, Garcia, 1996] scelle en discordance la faille inverses de Belen (Fig. 90). Il recouvre les conglomérats de la Formation Joracane (16 Ma au sommet) érodés et entaillés, posdatant ainsi l'arrêt des déformations compressives oligo-miocène le long de la faille de Belen, et marquant la surrection de la Précordillère. Le complexe volcanique de Zapahuiria souligne l'emplacement de l'arc miocène moyen.

Les parties occidentales de l'Altiplano forment toujours des bassins volcano-détritiques, alimentés par l'érosion de l'ensemble Précordillère/Cordillère Occidentale, contrôlé par le jeu normal des failles de San Andres et Berenguela (Fig. 89, n°15 ; cf. § 3.3.3).

Le demi-graben de Corque (la partie centrale de l'Altiplano) forme un bassin endoréique en cours de collapse par rapport aux soulèvements des parties ouest et est de l'Altiplano. Le mouvement différentiel est accommodé par le jeu normal de la faille de Chuquichambi, et les taux de sédimentation très forts permettent une aggradation verticale et latérale des surfaces d'érosion localisées sur le haut de San Andres (Fig. 89, n°14 ; cf. § 3.3.3). Vers l'Est, la bordure de l'Altiplano et la Cordillère Orientale ne montrent plus de déformation active et sont le siège de la mise en place d'une grande surface d'érosion [Surface Chayanta ; Servant *et al.*, 1989 ; Hérial *et al.*, 1993]. Cette surface Chayanta est légèrement basculée vers l'Ouest en bordure de l'Altiplano et régulièrement recouverte par la sédimentation aggradante en provenance du bassin Corque (cf. § 3.3.3). Ce système de pédimentation/aggradation

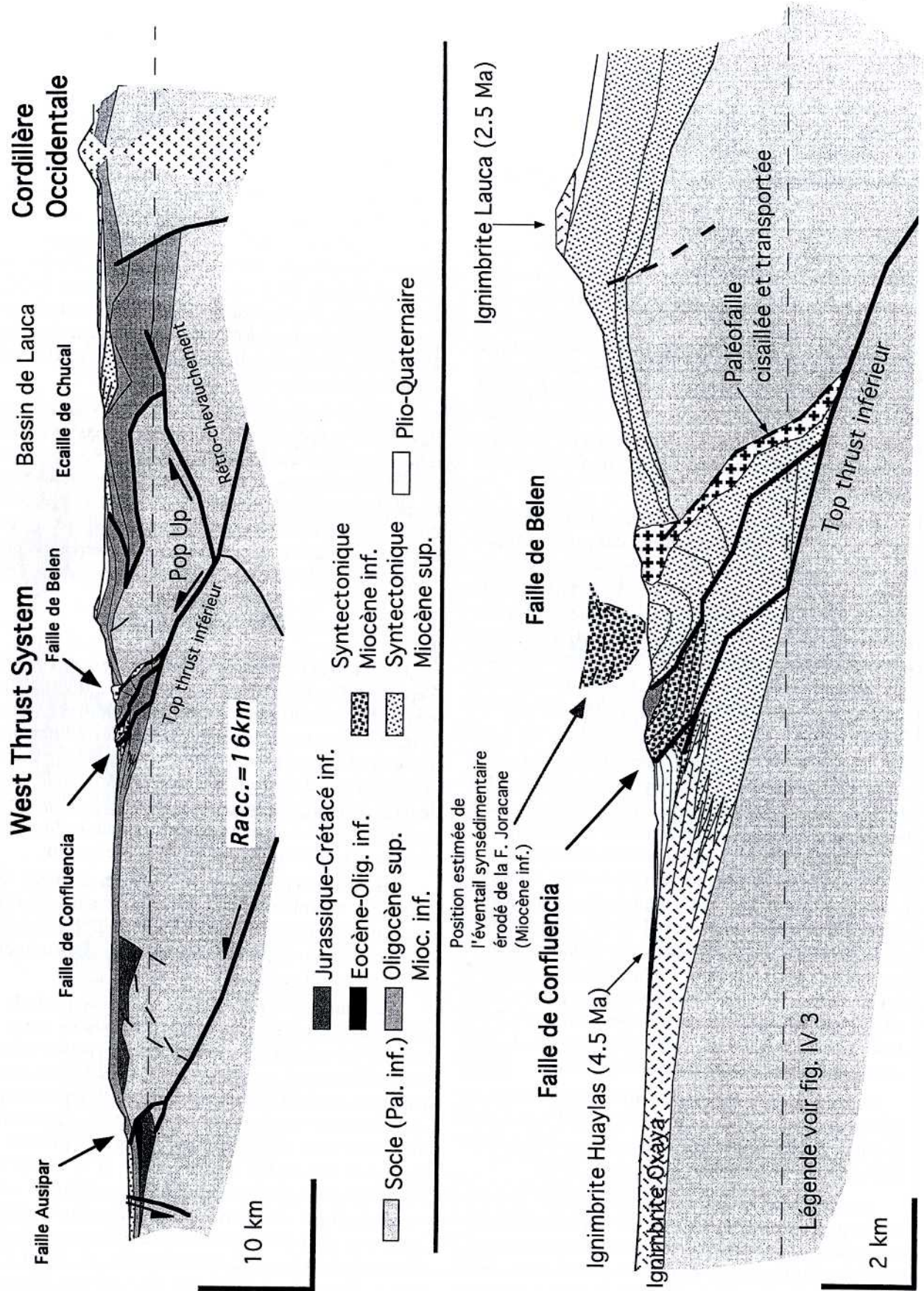


FIG. 91— Dispositif structural le long du «West Vergent Thrust System» (Nord Chili).

fait partie des processus géomorphologiques de formation et de maintien des grandes surfaces d'érosion coalescentes liées à des faibles gradient d'érosion [Gubbel *et al.*, 1993]. Ces processus indiquent que la Cordillère Orientale était en cours de surrection lente.

Cette période de pédimentation s'accompagne d'un volcanisme basique shoshonitique [Fig. 89, n° 16 ; Hérail *et al.*, 1993]. Les intrusions dacitiques [Reedwood et Macintyre, 1989] à tendance hyperalumineuse continuent sur la bordure occidentale de la Cordillère (Fig. 89, n° 9).

Dans les parties externes les termes d'âge miocène moyen sont compris dans la formation Bala [Fig. 89, n° 12 ; Oller, 1992 ; Baby *et al.*, 1995] dans le Subandin nord et Petaca [Fig. 89, n° 11 ; Marshall et Sempere, 1991 ; Baby, 1995] dans le Subandin sud. Le manque de datations au sein de ces formations ne permet pas de comparer les taux de sédimentation entre les termes oligocène sup.-miocène inf. et miocène moyen [Baby, 1995] ; mais les faibles épaisseurs déposées suggèrent que les zones externes actuelles correspondaient toujours à l'extrémité d'un bassin flexural d'avant-pays [Baby, 1995].

2.4.- Miocène supérieur (Fig. 99).

Sur la Précordillère, la formation syntectonique datée entre 11 et 8 Ma [Fig. 89, n° 17, F. Huaylas ; Garcia, 1995] indique l'activation des failles inverses du système WTS. La faille de Belen est légèrement réactivée (cisailée) et transportée vers l'Ouest au dos de top thrust inférieur tel que la faille de Confluencia (Fig. 90 et 91). Au dos du WTS, les affleurements de la formation syntectonique Chucal [Fig. 89, n° 18 ; Hérail et Riquelme, 1997] ont permis de mettre en évidence l'existence d'un rétro-chevauchement aveugle, individualisant un «Pop up» de socle [Riquelme et Hérail, 1997], associé à des structures plicatives développées dans les niveaux tertiaires (Fig. 90 et 91) du paléobassin Lauca. Dans la partie occidentale de ce même bassin, les sens d'apport depuis l'Ouest des sédiments miocène supérieur [Fig. 89, n° 20 ; Kött *et al.*, 1995] indiquent la formation de relief au niveau de la faille de Berenguela, et sa probable réactivation en faille inverse.

En avant du WTS, des terrains de l'Oligocène inférieur chevauchent vers l'Ouest au dos de la faille inverse d'Ausipar [Munoz et Charrier, 1996], qui contrôle à l'Est un vaste bombement morphologique (Fig. 90 et 91). La faille d'Ausipar est scellée par un corps ignimbritique daté à 8.2 Ma [Munoz et Sepulveda, 1992]. La formation détritique El Diablo, attribuée au Miocène supérieur (Fig. 89, n° 19 ; Parraguez *et al.*, 1997), est distribuée sur la dépression centrale. Elle témoigne de la surrection et de l'érosion de la Précordillère [Parraguez *et al.*, 1997] et notamment de sa partie occidentale située au dos de la faille d'Ausipar.

Le Miocène supérieur est caractérisé par la structuration en compression de l'Altiplano (cf. Chap 4). Les parties occidentales de l'Altiplano sont peu déformées, si ce n'est par une tectonique de socle le long des failles verticales de Berenguela et San Andres. Elles sont transportées vers l'Est au dos d'un chevauchement crustal qui s'en-

racine sous le bassin de Corque provoquant l'inversion partielle de la couverture tertiaire le long de la bordure ouest du bassin (cf. § 4.3), où perdurent quelques petits bassins piggy back entre les structures plissées. Le centre du bassin de Corque n'est pas déformé, et reste le siège d'une aggradation verticale importante.

Sur la bordure orientale de l'Altiplano, la surface Chayanta, et les sédiments miocènes moyen qui la surmontent, sont basculés et érodés montrant la surrection de la Cordillère Orientale. Cependant, le système Coniri est peu réactivé, car la surface Chayanta n'est que très localement déformée par les structures de faibles longueurs d'ondes associées à ce système.

De même sur la Cordillère Orientale, le bassin de Luribay (Oligocène sup.-Miocène inf) est légèrement plissé selon des directions structurales, indiquant la faible réactivation des structures du substratum paléozoïque. Il est recouvert, dans sa partie SW, par des dépôts pliocènes fossilisant une surface d'érosion (Fig. 89, n° 24). Dans la région de Cochabamba, le bassin de Parotani (Miocène inf. ; Fig. 89, n° 10) est légèrement déformé par le déplacement sénestre sur des décrochements orientés ESE [Kennan, 1993]. Des entailles d'érosions sont datées par leur remplissage lacustre à 8.7 ± 0.42 Ma et 9.87 ± 0.39 Ma [Fig. 89, n° 23 ; Kennan *et al.*, 1995]. La surrection de la Cordillère Orientale au Miocène supérieur se retrouve également dans l'accélération des taux de dénudation des plutons de la Cordillère Royale [Crough, 1983 ; Benjamin, 1987 ; Masek *et al.*, 1994] à partir de 10 Ma.

Plus au Sud, les bassins de Bolivar et Mondragon (Miocène inf.) sont eux aussi légèrement déformés et recoupés par la grande surface d'érosion San Juan del Oro, développée sur la Cordillère Orientale après 10 Ma [Gubbel *et al.*, 1993]

Le bassin de Tipuani (Fig. 89, n° 25), situé sur la partie ouest de la Cordillère Orientale, se forme à partir de 10 Ma [Fornari *et al.*, 1987], et enregistre la structuration de cette partie orientale de la cordillère à la manière d'un bassin piggy back [Baby, 1995]. Dans la branche sud de l'orocline, la zone interandine se structure entre 10 Ma et 5 Ma [Kley, 1996].

La régularité des corps sédimentaires du Miocène supérieur déposés sur la Zone Subandine nord, visible sur les lignes sismiques (F Quendeque ; Fig. 89, n° 26), montre qu'il n'y avait pas encore de déformation. Cependant, les épaisseurs importantes déposées pendant cette période [>1500 m ; Baby *et al.*, 1995] suggèrent que la partie est de la Zone Subandine formait le foreland proximal par rapport au front de déformation.

Au Sud de 18°S, la Zone Subandine sud n'est pas encore, elle aussi, morphostructuralement marquée [Baby, 1995]. Cependant la distribution de la formation marine Yecua [10-8Ma., Marshall *et al.*, 1992] et de la formation Tariquia [8-6 Ma, Marshall *et al.*, 1992] ainsi que l'analyse de la maturité de roches mères [Moretti *et al.*, 1996] indiquent que de petites structures plicatives se développent avant 6 Ma, correspondant à un stade précoce de déformation des parties les plus occidentales de la Zone Subandine sud [Vinour, 1995].

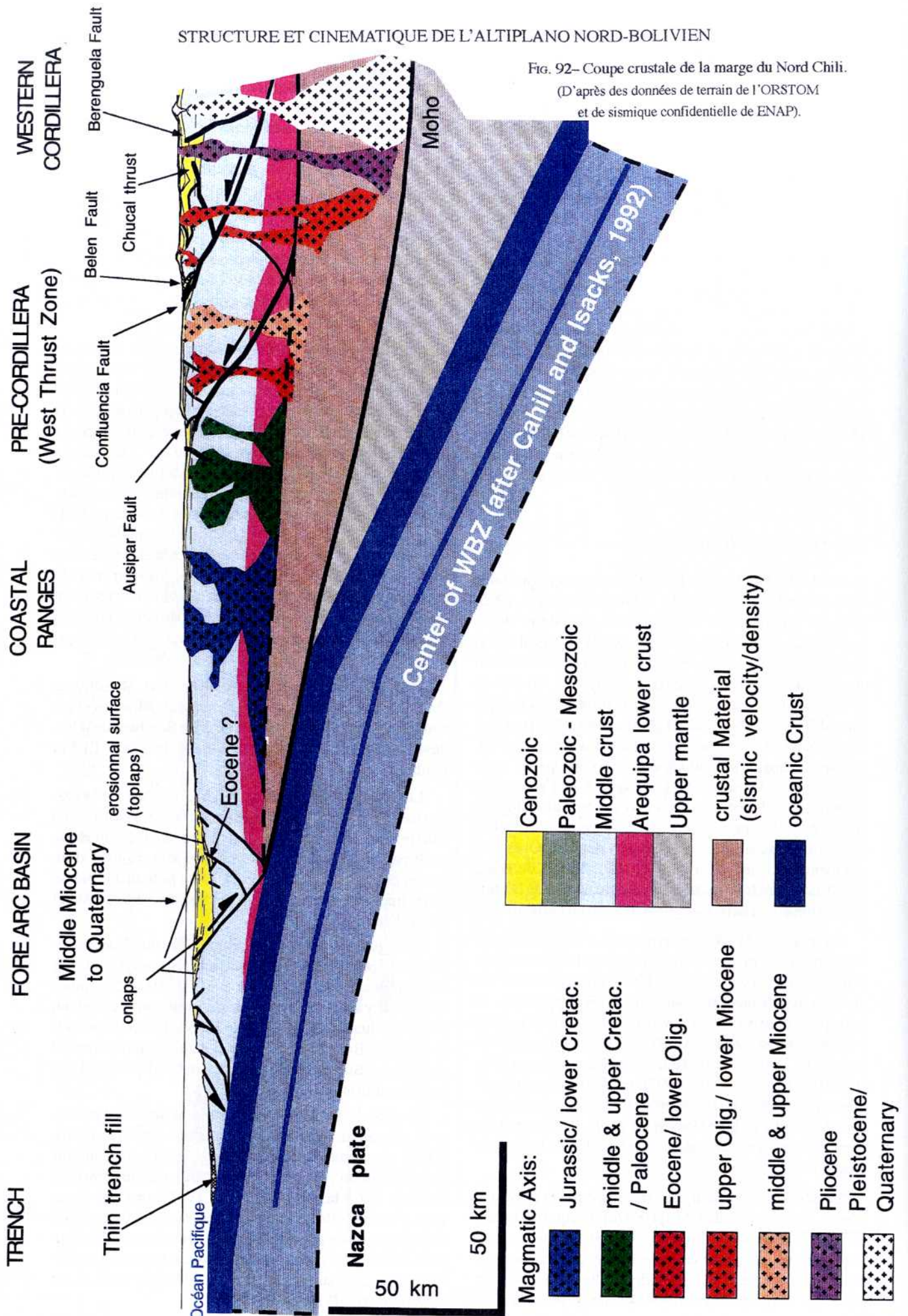


Fig. 92- Coupe crustale de la marge du Nord Chili.

(D'après des données de terrain de l'ORSTOM et de sismique confidentielle de ENAP).

2.5. Pliocène inférieur (Fig. 99).

Au Sud de 20°S, la dépression centrale semble être une zone en cours de collapse, contrôlée sur sa bordure ouest par la faille d'Atacama [Dewey et Lamb, 1992].

La Précordillère en cours de soulèvement est soumise à un système d'érosion fluviale (probablement déjà mis en place à la fin du Miocène supérieur), dont les entailles, qui atteignent 400 m dans la région d'Arica, sont fossilisées par le dépôt d'un corps ignimbritique daté à 4.5 Ma [Fig. 89, n° 27, Ignimbrite Huyalás ; Garcia *et al.*, 1996; Munoz et Charrier, 1996 ; Parraguez *et al.*, 1997]. Sur la bordure est de la dépression centrale, ce système érosif est contrôlé par des failles normales N30 qui indiquent un soulèvement de la Précordillère par rapport à la Dépression Centrale [Parraguez *et al.*, 1997].

En arrière du WTS, le bassin de Lauca est endoréique et montre des formations en onlap régulier depuis le centre vers les bords du bassin, constitués à l'Est par des stratovolcans en cours de mise en place et, à l'Ouest par les structures et stratovolcans miocène supérieur au dos des écaillés du WTS [Kött *et al.*, 1995].

Au Pliocène inférieur le système WTS ne semble pas actif [Parraguez *et al.*, 1997 ; Garcia, 1996].

Sur l'Altiplano, les dépôts pliocène inférieur aggradent, à partir des centres des bassins, les structures érodées issues de la déformation du Miocène supérieur. Les faciès volcanodétritiques sont présents non seulement sur les parties ouest mais aussi sur les parties centrales.

Sur la bordure orientale de l'Altiplano, la surface d'érosion recoupant les reliefs liés à la réactivation du Miocène supérieur est basculée vers l'Ouest, et aggradée par les sédiments alluviaux (Fig. 89, n° 28) issus de l'érosion de la Cordillère Orientale (cf. § 4.3). Ce processus de pédimentation/aggradation indique l'existence, à nouveau, d'un système érosif à faible capacité d'incision qui permet la genèse d'une surface d'érosion étendue (coalescente et diachrone) sur la Cordillère Orientale [la surface San Juan del Oro ; Servant *et al.*, 1989 ; Gubbel *et al.*, 1993]. Sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale, une partie de la surface d'érosion San Juan del Oro est fossilisée par les ignimbrites de Los Frailes et de Morococala [Fig. 89, n°24 ; Gubbel *et al.*, 1993 ; Kennan *et al.*, 1995] datées respectivement à 6.8 Ma [Kennan *et al.*, 1995] et à 6.3 Ma [Grant *et al.*, 1979].

Au Nord de 17°S, la surrection de la Cordillère Orientale est plus importante, comme l'indiquent les taux de dénudation calculés [Benjamin *et al.*, 1987] ; le mouvement différentiel (par rapport à l'Altiplano) est accommodé par la création du bassin extensif en collapse de La Paz [Lavenu, 1986]. De plus, le climat plus humide ne permet pas le développement d'un système érosif à faible gradient (et des surfaces coalescentes associées), mais induit le retrait vers l'Ouest du front morphologique, par une érosion régressive et la formation de vallées fluviales profondes, comme celle datée par son remplissage à 6.5 Ma dans la région de Cochabamba [Kennan *et al.*, 1995].

Durant le Pliocène, la structuration de la Zone Subandine nord est mise en évidence par le dépôt de plus de 2500 m

de sédiments détritiques (F. Charqui; Fig. 89, n° 26) dans les bassins transportés [Baby *et al.*, 1995], tel que le bassin piggy back du rio Alto Beni [Baby *et al.*, 1995].

Dans le même temps la Zone Subandine sud commence à se déformer [Baby *et al.*, 1989 ; 1992 ; Kley, 1996 ; Moretti *et al.*, 1996]. La formation Guandacay, épaisse de plus de 1500 m, granodécroissante enregistre cette déformation au coeur des synclinaux [Moretti *et al.*, 1996] ; mais la faible amplitude des discordances progressives de cet âge, visible en sismique, ne suggère pas une forte structuration.

La paléogéographie du Paléozoïque contrôle la déformation dans la zone du Boomerang-Chapare (17°S-18°S) [Baby *et al.*, 1995], qui marque une zone de transfert entre les Zones Subandine nord et Subandine sud.

L'accommodation de la déformation le long de cette rampe oblique se traduit par des mouvements horizontaux parallèles et obliques à la chaîne, qui s'expriment sous forme de failles de déchirement (décrochements) sénestres au niveau du Boomerang [Baby *et al.*, 1993], et sous forme de décrochevauchements respectivement dextres et sénestres dans les zones Subandines sud et nord [Baby *et al.*, 1993]. Cependant, les valeurs des mouvements horizontaux, parallèles ou obliques à la chaîne, sont faibles, au maximum de 20 km [Baby *et al.*, 1993], par rapport aux déplacements horizontaux perpendiculaires à la chaîne.

Plus en arrière, sur la Cordillère Orientale, et dans l'axe du Boomerang (Fig. 88), des failles décrochantes ESE individualisent, par leur jeu sénestre, des bassins pull appart comme le bassin de Sacaba, daté entre 6 et 3 Ma [Fig. 89, n° 32; Kennan *et al.*, 1995]. Ces failles de déchirement montrent l'accommodation de la couverture paléozoïque au changement cinématique du coude de Santa Cruz, et s'enracinent probablement dans les niveaux de décollement andin [Dewey et Lamb, 1992; Sheffels, 1995] formant des bassins pull- appart de type «thin skinned».

2.6. Pliocène supérieur-Pléistocène (Fig. 99).

Le Pliocène supérieur montre une accélération du soulèvement de l'ensemble Cordillère Occidentale-Précordillère par rapport au Pliocène inférieur. En effet l'ignimbrite Huayllas (Fig. 89, n° 27) est entaillée, sur les parties ouest de la Précordillère, par le réseau hydrographique actuel coulant 800 m plus bas vers l'Ouest [Parraguez *et al.*, 1997]. La mise en place de ce réseau s'est accompagnée de la perturbation, et de la capture partielle, du réseau pliocène inférieur [Parraguez *et al.*, 1997]. Cette accélération de la surrection est liée à une reprise de l'activité compressive de la faille de Ausipar en avant de laquelle se développe un réseau de failles normales parallèles à la chaîne [Parraguez *et al.*, 1997]. La formation du réseau fortement érosif ouest-est est également reconnue sur la façade Pacifique au Sud Pérou où les dépôts du Pléistocène remplissent des vallées incisées (300 m) au Pliocène supérieur [Sébrier *et al.*, 1988].

Dans les parties plus internes de la Précordillère, le même corps ignimbritique est basculé vers l'Est au dos du bombement de la pampa Oxaya et chevauché le long

de la faille de Confluencia (Fig. 91), indiquant une réactivation du WTS en compression [Garcia *et al.*, 1996]. En arrière du WTS, et en avant de la faille de Berenguela, le bassin de Lauca admet son niveau maximal à 3 Ma, juste avant le dépôt de l'Ignimbrite Lauca (Fig. 89, n° 29), équivalent de l'Ignimbrite Perez (Fig. 89, n° 30).

L'extension maximale est suivie d'une période d'ablation au centre du bassin, et d'érosion sur les bords [Kött *et al.*, 1995], associées à un fléchissement du centre du bassin et de l'ignimbrite Lauca, qui ne peut s'expliquer par la mise en place d'appareils volcaniques connus à l'Est du bassin seulement à partir de 0.3 Ma [Wörner *et al.*, 1988]. Après 1.8 Ma, le système lacustre laisse place à un système fluvial dynamique. L'évolution du bassin de Lauca, caractérisée par une progradation de la sédimentation vers le centre du bassin, associée à une flexion et à l'apparition de faciès grossiers proximaux, semble liée à la réactivation en compression de la faille de Berenguela, et à la mise à l'érosion de la bordure est du bassin Lauca.

Dans le bassin de Charaña, qui constitue la prolongation nord du bassin Lauca, la discontinuité surmontant l'Ignimbrite Perez légèrement plissée (cf § 2.5.2.2.d) a enregistré le même événement. En effet, la géométrie de la formation pléistocène Charaña (cf § 2.5.2.2.d ; Fig. 89, n° 31) qui la surmonte, indique elle aussi le soulèvement du haut de Berenguela, suggérant la réactivation compressive de la faille de socle de Berenguela. L'absence de sur-

faces de chevauchement montre l'existence d'un pli forcé de socle, lié à un probable cisaillement de la partie supérieure de la faille de Berenguela (cf § 3.6).

Postérieurement à cet épisode compressif, l'entaille dans le Pléistocène ancien (Formation Charaña) de la vallée du rio Mauri, par érosion régressive, est associée à un régime extensif [Lavenue et Mercier, 1991] ce qui indique que la Cordillère Occidentale continue de monter par rapport à l'Altiplano.

Sur l'Altiplano, le Pliocène supérieur montre la réactivation des structures du Miocène supérieur. Les aires de sédimentation abandonnent la partie centrale de l'Altiplano et se restreignent aux parties orientales (bassin Poopo). Pour la première fois pendant le Tertiaire, le centre de l'Altiplano est soumis à l'érosion. La mise en place de grands systèmes fluvio-lacustres pléistocènes, emboîtés sur les parties est de l'Altiplano, marque une baisse constante du niveau de base et le soulèvement de l'Altiplano (cf § 4.3).

A la transition Altiplano-Cordillère Orientale, le bassin de la Paz est déformé par une tectonique transpressive, liée au système de décrochements ESE, qui déforme également le bassin de Sacaba dans la Cordillère Orientale [Fig.89, n° 32 ; Kennan, 1993 ; Kennan *et al.*, 1995], et qui se branche vers l'Est dans l'axe du coude de Santa Cruz. La géométrie des dépôts glaciaires pléistocènes dans le bassin de La Paz indique que la Cordillère Orientale monte plus que l'Altiplano (cf § 4.3) qui est soumis, pour

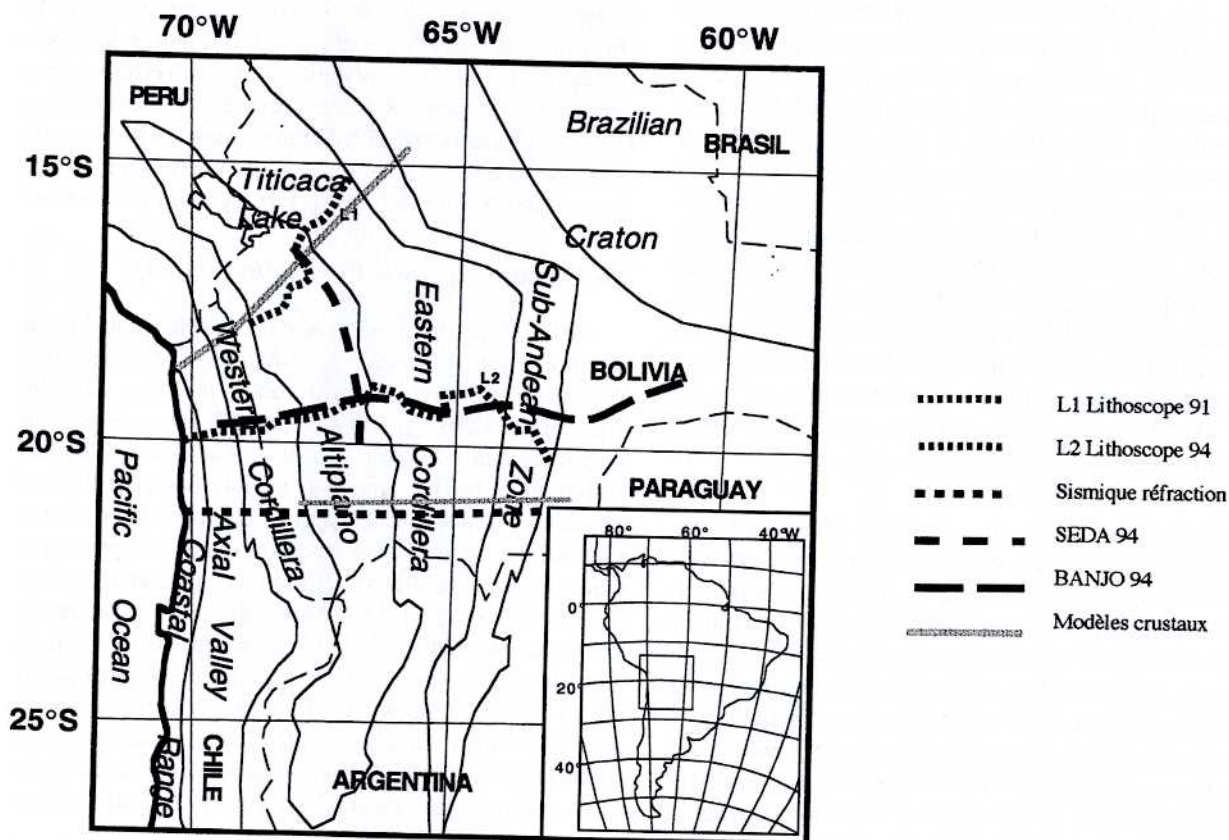


FIG. 93— Localisation des transects géophysiques.

L1 Lithoscope 91 [Dorbath *et al.*, 1993]; L2 Lithoscope 94 [Dorbath *et al.*, 1996], Sismique réfraction [Berlin Group 87-89 ; Schmitz, 1993 ; Wigger *et al.*, 1994], SEDA 94 [Beck *et al.*, 1996 ; Zandt *et al.*, 1996], BANJO 94 [Beck *et al.*, 1996], Modèles crustaux [ce travail].

la première fois, à un régime extensif N-S généralisé [Lavenu et Mercier, 1991].

Plus au Sud, la transition Altiplano-Cordillère n'est pratiquement pas réactivée au Pliocène supérieur, mais le fléchissement des surfaces d'érosion indique une accélération du soulèvement de la cordillère par rapport à l'Altiplano (cf § 3.3), et marque le début de la dissection de la grande surface d'érosion San Juan del Oro, qui n'est pas associé à une réactivation en compression de la Cordillère [Gubbel *et al.*, 1993]. L'accélération du soulèvement de la Cordillère Orientale, après 3 Ma, est également bien marqué dans les taux de dénudation calculés

sur les plutons de la Cordillère Royale [Benjamin *et al.*, 1987].

Dans les Zones Subandines, la discontinuité régionale dans la sédimentation correspondant à la base de la formation Emborozu, 3.3 Ma [Baby, 1995] indique une accélération de la déformation.

Elle se poursuit jusqu'au Quaternaire par l'activation de failles plus externes [Baby, 1995]. Les données de sismicité montrent également, qu'actuellement, la déformation se poursuit sur le Subandin bolivien [Jordan *et al.*, 1983 par exemple].

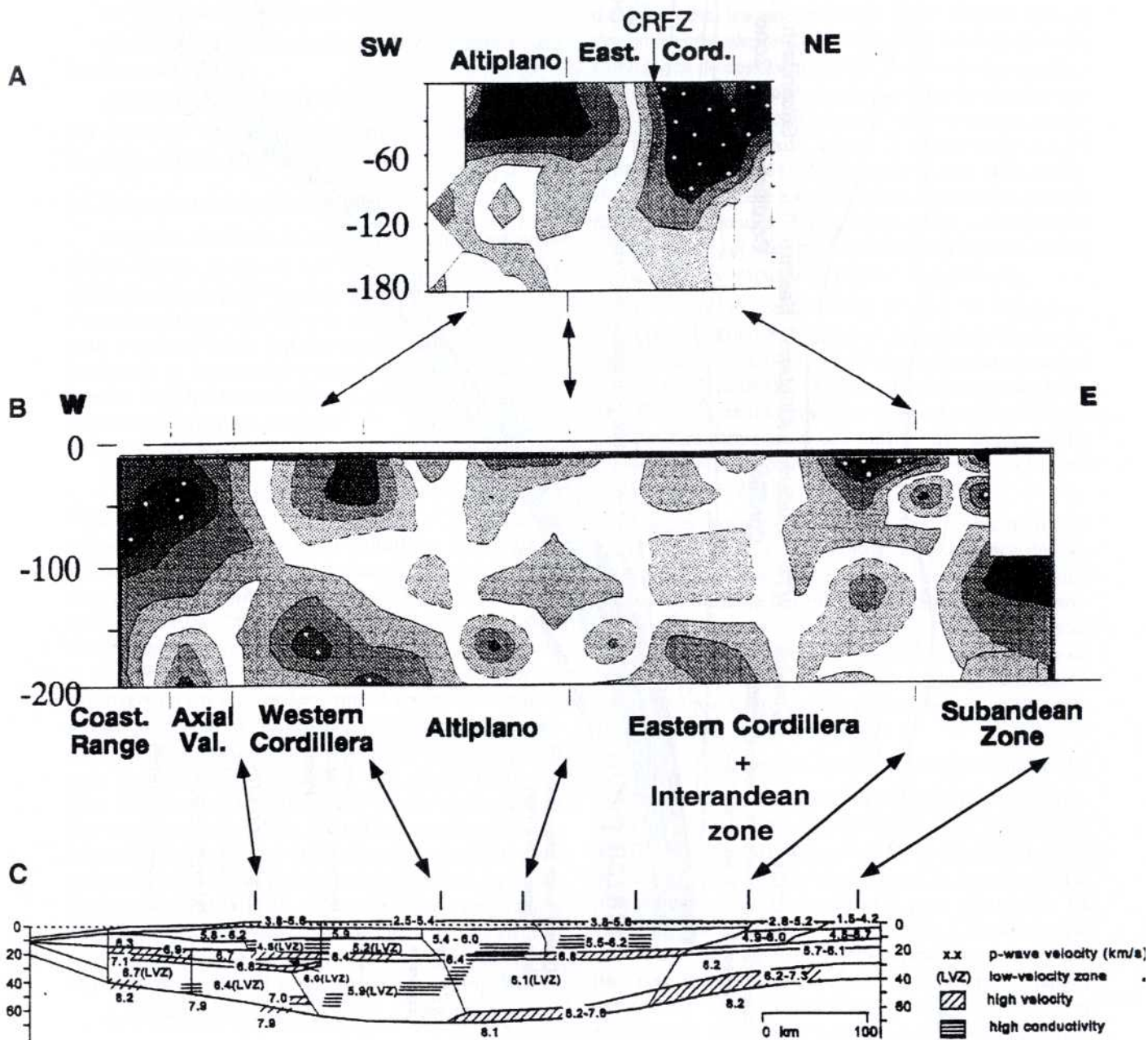
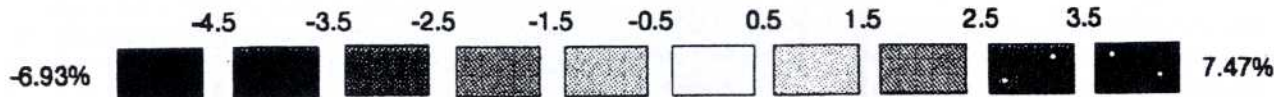


Fig. 94— Compilation des résultats des transects géophysiques le long des Andes Centrales.

A : Tomographies téléséismes [Dorbath *et al.*, 1993] ; B : Tomographies téléséismes [Dorbath *et al.*, 1996] ; C : Modèle crustal à 21° 15 S montrant les zones à hautes vitesses [Wigger *et al.*, 1994] et à haute conductivité [Schwarz *et al.*, 1994] ; modifié d'après Okaya *et al.*, [1997].

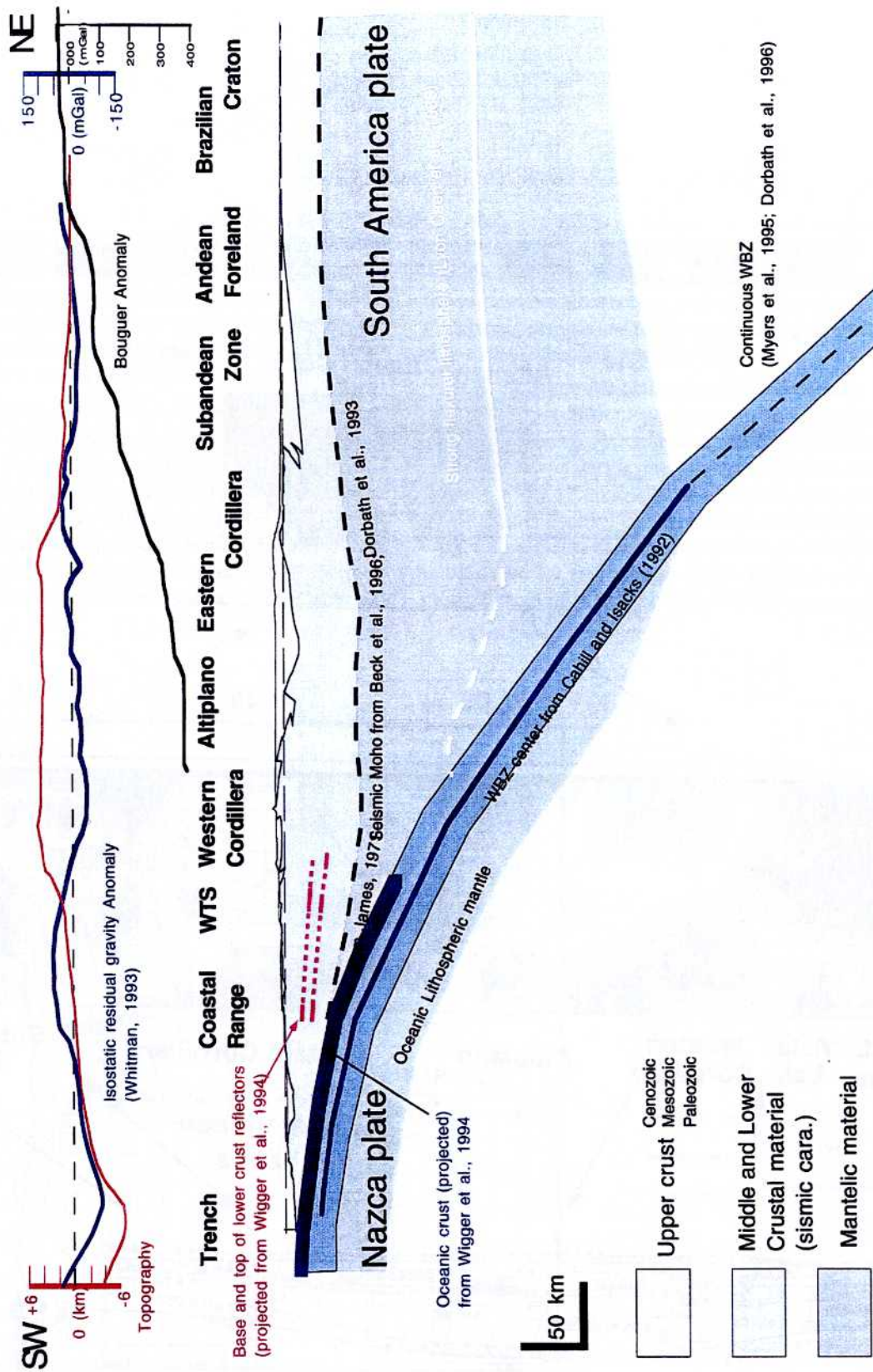


Fig. 95- Principales données géophysiques utilisées pour contraindre l'enveloppe crustale utilisée lors de la construction du modèle géométrique des Andes centrales (15°-18° S)

3.— MÉTHODOLOGIE UTILISÉE POUR LA CONSTRUCTION DES COUPES CRUSTALES

La construction de coupes équilibrées à l'échelle de la croûte obéit aux règles générales de construction de coupes équilibrées à l'échelle de la couverture [Dalhstrom, 1969 ; Elliot, 1983 ; Woodmark *et al.* 1985 ; Mugnier *et al.*, 1990].

Cependant, les données utilisées pour contraindre géométriquement les coupes crustales, ainsi que les changements d'échelle des phénomènes pris en compte, confèrent une spécificité à la construction de telles coupes. La méthodologie employée dans ce chapitre est celle définie par Ménard [1987]. Afin de construire ces transects crustaux ; il convient de fixer les paramètres suivants :

- géométrie crustale actuelle,
- valeur du raccourcissement crustal,
- géométrie des surfaces de chevauchements et des écaillles crustales,
- géométrie ante déformation.

3.1. Données utilisées concernant les structures crustales et lithosphériques actuelles

3.1.1. Les données de géophysiques

Afin de contraindre au plus juste les différents paramètres énoncés ci-dessus, nous avons utilisé les données géophysiques disponibles dans la littérature traitant de séismologie, de gravimétrie et de sismique réfraction. Nous nous proposons ici de discuter ces différents types d'information, et surtout des précautions qu'il convient de prendre lors de leur utilisation comme outils pour contraindre des structures crustales.

Les profils lithoscopes [Dorbath *et al.*, 1993 ; 1996]

Deux campagnes sismologiques ont été réalisées en 1992 et 1994. Le transect effectué en 1991 (18°-15°S) recoupe la Zone Subandine, la Cordillère Orientale et l'Altiplano ; le second (19°S) traverse l'ensemble des unités andines de l'extrémité Est de la Zone Subandine jusqu'à la côte du Chili (Fig. 93). Nous rappellerons ici succinctement les principes de ces campagnes, qui [Dorbath *et al.*, 1993 ; 1996] proposent une tomographie obtenue par inversion des résidus des temps d'arrivée des ondes P et PkP provenant de téléseismes. Une tomographie jusqu'à une profondeur de 120 km est présentée (Fig. 94) pour le profil 18°, et jusqu'à 600 km pour le profil 20° (Fig. 94). Le degré de fiabilité des résultats varie le long des transects, à cause de la disparité du nombre d'événements enregistrés, de leur intensité et de leur azimut, ainsi qu'en relation avec des problèmes inhérents aux méthodes numériques [Dorbath *et al.*, 1993 ; 1996]. Les tomographies sont établies selon un découpage en cubes (Carré en 2D), régi par un modèle de vitesse ; les anomalies sont exprimées en pour-cent par rapport au modèle de vitesse (Fig. 94).

Les profils BANJO et SEDA [Beck *et al.*, 1996]

En 1994 deux profils de récepteurs à larges bandes, utilisant un total de 24 stations, furent installés dans les Andes centrales et le Nord Chili. Le profil BANJO (Broadband ANdean JOint) constituait un transect Est-

Ouest de 16 stations, étendues sur 1000 km de la côte nord chilienne à la plaine du Chaco en Bolivie (Fig. 96), entre 19° et 20°S.

Le profil SEDA (Seismic Exploration of the Deep Altiplano) était formé de 7 stations, déployées sur 350 km le long de la bordure est de l'Altiplano entre La Paz et Uyuni (Fig. 93). Comme pour les profils lithoscopes, l'objet d'étude est le temps d'arrivée des ondes issues des téléseismes et des séismes régionaux profonds. Cependant la méthodologie employée est différente [Beck *et al.*, 1996].

L'utilisation de fonctions de transfert permet, à partir de la comparaison des temps d'arrivée des ondes P directes et des ondes Ps (P convertie en S à l'interface croûte-manteau), et à partir de la connaissance du coefficient de Poisson (VP/VS), de calculer les épaisseurs de croûte. Afin de contraindre le rapport de vitesse entre les ondes P et S dans la croûte, les auteurs ont utilisé les temps d'arrivée des ondes crustales multiples (PpPms). Dans le cadre de l'utilisation de ces données pour contraindre les modèles géométriques construits, il est important de signaler que pour l'Altiplano le coefficient de Poisson, bien contraint sur de gros événements, tel que le séisme de juin 1994 (Mw = 8.3), est faible (VP/VS = 0.25) [Zandt *et al.*, 1996]. Il permet de proposer sous l'Altiplano, une vitesse crustale moyenne des ondes P à 6.0 km/sec, et une épaisseur crustale de 65 km. Ces paramètres sont compatibles avec une croûte de composition quartzo-feldspathique.

Par contre, le coefficient de Poisson est moins contraint pour la Zone Subandine et la plaine du Chaco, induisant des erreurs, pouvant atteindre 6 km, dans le calcul des épaisseurs de croûte. De même, les épaisseurs de croûte de ± 70 km sous les Cordillère Orientale et Occidentale peuvent être ramenées à une valeur équivalente à celle calculée sous l'Altiplano, si on considère un coefficient de Poisson de 0.28 [Beck *et al.*, 1996].

D'autres travaux utilisant le même réseau de récepteurs [Meyer *et al.*, 1995], indiquent l'atténuation des ondes S le long de zones mantelliques situées sous l'Altiplano et la partie ouest de la Cordillère Occidentale, à des profondeurs comprises entre le Moho et 100 km. Elle sont interprétées comme des zones de fusion par remontée du manteau asthénosphérique et amincissement du manteau lithosphérique. Ce type d'anomalie n'est pas mis en évidence sous la Cordillère Orientale.

Le profil de sismique réfraction [Wigger *et al.*, 1994]

Des investigations par sismique réfraction furent réalisées en 1987 et 1989 au Nord Chili, Nord Argentine et Sud Bolivie (Fig. 93) par le groupe de la «Frei Universität» de Berlin. Seules les données acquises le long du profil le plus septentrional ont été utilisées pour contraindre les constructions. Localisé à 21°S, ce profil s'étend sur plus de 700 km. Le long de ce profil, quatre points ont été utilisés pour la localisation des sources d'émission (charges explosives). Le profil est donc divisé en trois tronçons étudiés dans le sens aller et retour. Les récepteurs étaient espacés d'une distance variant entre 5 à 10 km. Une modélisation en 2D par tracés de rais est présentée pour les deux sens, accompagnée du sismogramme des temps d'arrivée des ondes P en fonction de la distance à la source.

Un modèle de vitesse à l'échelle crustale est proposé (Fig. 94), avec une résolution plus grande que les tomographies. Les modèles 2D par tracés de rais permettent de bien individualiser les réflecteurs clairement éclairés qui définissent des interfaces bien contraints (Fig. 94). Ces travaux mettent en évidence l'existence de zones anomales à faibles vitesses sismiques sous l'Altiplano entre 30 et 60 km de profondeur, et des réflecteurs à fortes vitesses sismiques en position structurale élevée sous la Cordillère Orientale [Wigger *et al.*, 1994].

Les données gravimétriques (fig. 95)

Les modélisations gravimétriques indiquent que les parties externes des Andes Centrales ne sont pas en équilibre isostatique local ; les plaines étant sous-compensées et la Zone Subandine sur-compensée [Lyon-Caen *et al.*, 1985]. Le couple anomalie négative / anomalie positive de Bouguer sous les parties orientales des Andes Centrales est dû à la déflexion du Moho par flexure du bouclier brésilien [Lyon-Caen *et al.*, 1985]. L'épaisseur élastique moyenne est de l'ordre de 50 km [Lyon-Caen *et al.*, 1985, Watt *et al.*, 1995]

Par contre, les parties plus internes (partie ouest de la Cordillère Orientale et Altiplano) apparaissent en équilibre (ou presque) isostatique local [Lyon-Caen *et al.*, 1985]. Les anomalies isostatiques régionales, construites sur un modèle de plaque élastique montrent des valeurs faibles sous l'Altiplano et la partie ouest de la Cordillère Orientale, pour des épaisseurs élastiques faibles < à 25 km ou = à 0 km (modèle d'Airy), indiquant que les régions internes sont compensées localement, et non par isostasie régionale. Il est difficile d'estimer l'emplacement de la fin de la plaque élastique, qui semble se localiser sous la Cordillère Orientale entre 150 et 200 km à l'Ouest du front andin [Lyon-Caen *et al.*, 1985], ou à l'aplomb de la limite Altiplano-Cordillère Orientale [Watt *et al.*, 1995].

Le long du profil 18°-15°S, Whitman [1993] a calculé les anomalies résiduelles isostatiques. Elles correspondent aux anomalies de Bouguer, auxquelles ont été soustraites des anomalies isostatiques calculées selon une compensation de la topographie de type Airy. Les valeurs isostatiques régionales sont calculées aux altitudes des stations de mesures et ne sont pas ramenées à un niveau de base. Les anomalies résiduelles isostatiques sont corrigées des anomalies de l'effet de masse non compensée de la subduction dans le manteau.

Cinq anomalies sont reconnues (Fig. 95). Trois positives sont localisées respectivement à 100 km à l'Ouest de la fosse de subduction, sous la partie avant-arc et sous la partie ouest de la Cordillère Orientale. Trois négatives sont présentes au niveau de la fosse, sous la Cordillère Occidentale et sous les Zones Subandines.

L'anomalie positive localisée à 100 km à l'Ouest de la fosse est interprétée comme une conséquence de la flexion de la plaque océanique et de la montée du Moho au niveau d'un forebulge.

L'anomalie négative au niveau de la fosse correspond à un déficit de masse causé par la flexion de la plaque de Nazca, combiné à un déplacement de la fosse dû à un couplage plaque supérieure/plaque inférieure.

L'anomalie positive sous l'avant-arc marque l'interaction entre la présence de corps denses intrusifs, tels que l'arc volcanique jurassique, le déplacement vers le haut de la croûte inférieure supportée par la flexion de la plaque de Nazca, ainsi que la présence de croûte océanique à des profondeurs peu importantes.

Le déficit de masse observé sous la Cordillère Occidentale est associé à la présence de l'arc néogène marqué par un volcanisme acide, et de grosses quantités d'ignimbrites (cf § 5.1 ; au Sud de 18°S, les ignimbrites de Los Frailes et Morococala présentes sur la bordure ouest de la Cordillère Orientale causent également un anomalie négative).

La Cordillère Orientale est caractérisée par un excès de masse et une sous-compensation locale.

L'anomalie négative sous la Zone Subandine et le foreland coïncide avec la présence de sédiments tertiaires de faible densité, et à une topographie localement sur-compensée. Le couple anomalie positive sous la Cordillère Orientale (partie ouest) et anomalie négative sous la Zone Subandine s'explique par la réponse d'une plaque élastique, et marque la flexion de la plaque Amérique du Sud élastique sous la charge crustale, et le sous-charriage du bouclier brésilien vers l'Ouest [Lyon-Caen *et al.*, 1985 ; Whitman, 1993]. Sous les parties arrière-arc, les profondeurs du Moho prises en compte par Whitman [1993] dans les calculs d'anomalies isostatiques résiduelles sont du même ordre que celles issues des différents travaux de sismiques [Dorbath *et al.*, 1992 ; Wigger *et al.*, 1994 ; Dorbath *et al.*, 1996 ; Beck *et al.*, 1996].

Les données sur la géométrie de la surface de subduction (fig.95)

Pour la construction du profil 15-18°S, nous avons utilisé le profil de Cahill et Isacks [1992], issu de données de sismologie obtenues à des profondeurs comprises entre 0 et 300 km, et complété en profondeur par la position des hypocentres des événements sismiques de l'été 94 [Myers *et al.*, 1995]. Ces profils sont définis comme le milieu de la zone de Wadati-Benioff (mise en évidence par la position des épicentres).

3.2. Les données géologiques

3.2.1 Les données géologiques concernant les structures crustales supérieures

Données sur la Zone Subandine :

Ce sont des coupes équilibrées construites à l'aide de données de surface issues de relevés géologiques, et de subsurface, provenant de sismique pétrolière [Baby *et al.*, 1995]. Le degré de fiabilité des données utilisées permet de considérer cette zone comme le point de référence lors de la construction et du dépliage du transect crustal.

Données sur l'Interandin et la Cordillère Orientale

La compagnie YPFB a mis à notre disposition des cartes et des colonnes lithostratigraphiques qui nous ont permis de construire une coupe équilibrée de la couverture de ces unités andines. Le manque de marqueur dans la partie ouest de la Cordillère Orientale, où seuls des ter-

rains ordoviciens affleurent, a induit une faible incertitude sur la localisation de l'interface socle-sédiments. Nous aborderons ce problème lors de la construction du transect crustal. En revanche, la partie occidentale de la Cordillère Orientale (ceinture de Huarina, cf § 4.1) est bien contrainte par l'existence de nombreux marqueurs lithologiques paléozoïques.

Données sur l'Altiplano

La coupe 2 (Fig. 12), utilisée pour le transect crustal 15°-18°S a été directement construite à partir de sismique réflexion et de données de terrain (cf. Chap. 2, 3 et 4).

Données sur la Cordillère Occidentale, la Pré-Cordillère et la marge avant-arc (Chili)

Des données de sismiques réflexions, que nous ne pouvons présenter ici [données ENAP], associées à une étude de terrain de la Précordillère, permettent de compléter les travaux de Munoz et Charrier [1996], Garcia *et al.* [1996], Parraguez *et al.* [1997] et Hérial et Riquelme [1997]. Elles ont permis de construire une coupe équilibrée de l'ensemble avant-arc/arc (Fig. 91 et 92). Les bonnes conditions d'affleurement dans la Précordillère assurent de bonnes contraintes sur les géométries représentées.

3.1.2.b. Les données géochimiques concernant les structures lithosphériques

Des teneurs élevées en isotope ^3He de sources géothermales localisées entre la Précordillère et la bordure ouest de la Cordillère Orientale, supérieures à celles de l'Helium issu de la croûte, indiquent sous ces zones une fusion mantellique [Hoke *et al.*, 1994]. Au niveau de l'arc magmatique, ces anomalies sont dues à la fusion du coin asthénosphérique hydraté par les fluides issus de la déshydratation de la plaque subductée [Hoke *et al.*, 1994]. Ceci implique que sous l'arc magmatique, la base de la lithosphère soit toujours à une profondeur inférieure à la zone de Benioff [entre 100 et 150 km de profondeur, Cahill et Isack, 1992]. Cependant, la persistance de ces anomalies sous l'Altiplano et une partie de la Cordillère Orientale implique la prolongation de la lithosphère amincie (100 km d'épaisseur) vers l'Est [Hoke *et al.*, 1994].

La présence de basaltes de l'Oligocène supérieur, Miocène, Pliocène et Quaternaire sur l'Altiplano [Soler et Jimenez, 1993] suggère également une fusion mantellique, associée à des processus de contamination crustale lors de l'ascension des magmas [Leroy *et al.*, 1996].

3.2. Les structures crustales

La croûte cratonique est limitée vers le haut par la base des séries sédimentaires et vers le bas par la discontinuité de Mohorovic.

3.2.1. La limite supérieure de la croûte cratonique et le raccourcissement néogène (Fig. 95)

Il est important de mentionner que le raccourcissement est calculé parallèlement à la direction de transport régional, c'est à dire perpendiculairement à la chaîne. Il est mesuré par rapport aux niveaux antéorogéniques, c'est

à dire préférentiellement le toit du Crétacé et/ou du Paléozoïque. Cependant, il existe des mouvements parallèles à la chaîne, comme ceux reconnus sur l'Altiplano et dans la Zone Sudandine. Ces mouvements, qui s'expriment principalement sous forme de composante décrochante dans les chevauchements, sont faibles par rapport aux raccourcissement perpendiculaire à la chaîne [cf. § 4.2.2 ; Baby, 1995], et marquent l'adaptation de la couverture sur des rampes latérales très localisées.

La Zone Subandine

Le long du profil crustal 15°-18°S, le niveau de décollement basal, correspondant à la limite sédiments paléozoïque/socle [Baby *et al.*, 1995], est penté vers l'Ouest de 4°. Le raccourcissement néogène absorbé est de 74 km. Il est de 86 km à 21°-22°S [Baby *et al.*, 1997 ; cf § 4.4.1] et de 118 km à 19°S [Lusieux, 1996].

L'ensemble Zone Interandine-Cordillère Orientale

La géométrie du toit du socle a été déduite de la géologie de surface. Utilisant comme repère les larges synclinaux intra-cordillères, j'ai, en respectant les épaisseurs des séries sédimentaires, construit le toit de la croûte cratonique de façon à lisser les déformations de faible longueur d'onde exprimées dans la couverture. Ceci s'appuie sur l'hypothèse de la présence d'un grand niveau de découplément à l'interface socle couverture discuté au §5.1.

Sur le versant occidental de la Cordillère, la base de l'Ordovicien est penté de 7° vers l'W. Elle est déduite par construction du profil de la base du Silurien (niveau de décollement majeur, cf § 5.1.), dont la profondeur est bien contrainte dans les grands synclinaux de la ceinture de Huarina (synclinal de Calamarca, cf. Ch. 3). La valeur de cette pente est compatible avec l'érosion régulière vers l'Est du Silurien, qui indique que l'interface socle-sédiment est globalement plus penté que la topographie moyenne.

Les tests sismiques, discutés ultérieurement, ainsi que les anomalies de vitesses observées sur la tomographie [Dorbath *et al.*, 1992; Fig. 93], montrent la validité de la géométrie de cet horizon.

Le raccourcissement néogène mesuré est de 104 km sur le transect 15°-18°S. Il est de 125 km à 21°-22°S [Baby *et al.*, 1997 ; cf § 5.4.1] et de 90 km à 19°S [Lusieux, 1996].

L'Altiplano

Sur les parties ouest de l'Altiplano, le toit du socle est bien contraint par les données de sismique réflexion. En revanche, sur les parties orientales, seule la partie supérieure du biseau vers l'Ouest des séries paléozoïques est éclairée en sismique. Les épaisseurs de Paléozoïque prises en compte sont celles discutées dans les § 2.6.1 et 4.3.2.1; elles sont compatibles avec les anomalies de vitesses (Fig. 94) observées sur la tomographie [Dorbath *et al.*, 1992].

Le raccourcissement néogène mesuré est de 15 km sur le transect 15°-18°S. Il est de 20 km à 21°-22°S [Baby *et al.*, 1997; cf § 5.4.1]. A 19°S il est de 65 km [Lusieux, 1996], car il englobe les structures liées à la nappe de Calazaya [Baby *et al.*, 1992], située à la limite Altiplano-Cordillère Orientale.

La Cordillère Occidentale, la Précordillère et la marge Chilienne

La coupe équilibrée (Fig. 92), établie à partir des données de terrain et de sismique (cf. § 5.3.1.2.a), indique que le raccourcissement accommodé au niveau du WTS et de la Cordillère Occidentale est de 16 km à 18°S. La position du toit du socle est bien contrainte sous les faibles épaisseurs de Tertiaire. Le socle se situe ici en position haute par rapport aux autres unités des Andes Centrales (Fig 95), et est clairement affecté par des failles à forts pendages (cf. § 5.1), affleurant dans la Précordillère et bien visibles en sismique sur la marge Chilienne. En revanche, les épaisseurs des sédiments volcanodétritiques du Jurassique, reconnus sous les parties occidentales de l'avant-arc [Munoz et Charrier, 1996], sont mal contraintes induisant ainsi une incertitude sur la position du toit du socle.

3.2.2. La limite inférieure du matériel crustal

Le profil du Moho, utilisé pour la construction du profil 18°-15°S, est celui calculé par Dorbath *et al.*, [1992], sous les parties orientales, celui calculé par Beck *et al.* [1996], bien contraint sous l'ensemble l'Altiplano/arc et celui issu des travaux de James [1971] sous l'avant-arc. Il est à noter que ces trois segments se corrèlent très bien (Fig. 95) ; de plus, les épaisseurs de matériel crustal prises en compte sont du même ordre que celles obtenues, plus au Sud, sur les profils de sismique réfraction [Wigger *et al.*, 1994], y compris sous l'avant-arc où des réflecteurs interprétés comme le toit du manteau (8.0 km/s) ont été éclairés à 40 km de profondeur sous la cordillère de la Côte et à 60 km sous la Précordillère. Sous la marge Chilienne, la limite inférieure de la croûte continentale correspond au toit de la croûte océanique. Ceci nous permet de considérer l'interface matériel crustal/manteau comme un paramètre fixe dans la construction du transect crustal.

3.2.3. Géométrie des écaïlles crustales et mode de déformation

Nous considérons que les duplex crustaux au dos des chevauchements sont constitués par de la croûte moyenne et inférieure s'enracinant à la base de la croûte inférieure. Cette hypothèse s'appuie sur :

- le manque de corrélation entre les anomalies de vitesses observées dans la croûte et dans le manteau supérieur qui valide la présence d'un niveau de découplément important au niveau du Moho [Dorbath *et al.*, 1996];

- la présence de zones à hautes vitesses sismiques (Fig. 94), interprétées comme des remontées de croûte inférieure au dos de chevauchements crustaux [Schmitz, 1993, 1994 ; Wigger *et al.*, 1994], à des profondeurs de 20-25 km sous la Cordillère Orientale ;

- la présence (Fig. 94) de zones à haute conductivité électrique [Schwarz *et al.*, 1994] représentant des zones de détachement [Schmitz, 1993, 1994], localisées à différents niveaux structuraux sous la Cordillère Orientale [Götze *et al.*, 1995] ;

- la présence de séismes dans la croûte profonde au Pérou [Suarez *et al.*, 1983] et en Argentine [Cahill *et al.*, 1992], ainsi que la nature quartzo-feldspathique du socle

Zandt *et al.*, 1996] démontrée par les vitesses moyennes et le coefficient de Poisson (cf § 5.3.1.1), corroborent un mode de déformation de type fragile. Ceci s'oppose au modèle de déformation ductile de croûte inférieure [Isacks, 1988; Lamb et Hoke, 1997] et de croûte moyenne expliqué par la montée d'isothermes [Kley *et al.*, 1997].

Les géométries des déformations en profondeur s'appuient sur l'hypothèse du sous charriage du bouclier brésilien [Isacks, 1988 ; Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990 ; Schmitz, 1994 ; Allmendinger et Gubbels, 1996]. Cette hypothèse s'appuie sur le style de déformation («thin skinned») du Subandin [Baby *et al.*, 1989 ; Dunn *et al.*, 1995] qui montre une évolution de type prisme tectonique, poussé à l'arrière par un bloc plus rigide correspondant à la Cordillère Orientale [Kley, 1996], et décollé du bouclier brésilien.

Récemment cette rampe crustale a été mise en évidence, au Sud de la Bolivie, par sismique réflexion grand angle [Allmendinger et Zapata, 1996]. Sur le transect 15°-18°S, elle a été positionnée par le dépliage des unités Subandines. Sous la Cordillère Orientale, nous avons corrélé les grands synclinaux aux limites d'écaïlles crustales. Le raccourcissement observé, entre deux grands synclinaux dans la couverture qui a été décollée sur le dos de chaque écaïlle, permet de retrouver la quantité de déplacement par chevauchement (flèche) d'une écaïlle sur l'autre.

L'emplacement des écaïlles crustales a également été contraint par la projection vers le Nord, le long de leurs anomalies gravimétriques, des têtes de croûte inférieure mises en évidence en position structurale élevée par la sismique réfraction à 21°S [Wigger *et al.*, 1994]. Des modélisations sismiques, qui seront discutées ultérieurement, ont également permis, par essai-erreur, de contraindre et de valider la position des écaïlles de croûte inférieure.

Sur l'Altiplano, l'arc et l'avant-arc, les limites crustales sont déterminées par la géologie puisqu'elles affleurent ou sont sub-affleurantes de par l'absence de couverture paléozoïque stratifiée (cf. § 5.1). La géométrie des chevauchements en profondeur est issue de l'équilibrage et est contrainte, sous la Cordillère Occidentale et l'Altiplano, par la projection vers le Nord d'une zone à fortes vitesses sismiques (interprétée comme le sommet de la croûte inférieure [Götze *et al.*, 1995], localisée à 25-30 km [Wigger *et al.*, 1994] de profondeur à 21°S. Sous les parties avant-arc, l'anomalie résiduelle positive (Fig. 95) indique un excès de masses dû à une remontée de roches denses de la base de la croûte [Witmann, 1993]. Cette anomalie positive est régulière le long de la marge [Wittman, 1993] ; à 21°S elle correspond à une zone où des réflecteurs (6.9 km/s-7.1 km/s) ont été éclairés à des profondeurs de 20 km sous la Cordillère de la Côte [Wigger, 1994].

D'autres réflecteurs, indexés de vitesses élevées du même ordre et bien éclairés vers l'Est, permettent de suivre cet horizon à 35 km sous la Précordillère et à 40 km sous la Cordillère Occidentale (Fig. 95). Sur le transect crustal 15°-18°S, nous avons utilisé par projection l'ensemble de ces réflecteurs (Fig. 95) interprétés comme la base de la croûte inférieure [Wigger *et al.*, 1994 ; Götze *et al.*, 1995].



Fig. 96- Coupes équilibrées crustales de l'arrière-arc des Andes centrales

3.2.4. *Etat initial et séquence d'activation des chevauchements crustaux*

L'histoire géologique permet de reconstituer l'état initial antéorogénique défini au début de l'Oligocène supérieur [Sempere *et al.*, 1990]. Nous ne prenons pas en compte les éventuels déformations transpressives éocènes au Chili, qui sont peu contraintes et ne semblent pas avoir induit d'importantes conséquences structurales [Charrier et Reutter, 1994] en terme d'épaississement crustal (cf. § 5.2.1 ; Fig. 96).

Dans l'arrière-arc, l'épaisseur de croûte préorogénique varie entre 35-40 km en fonction de l'emplacement du bassin paléozoïque (Fig. 96), et en accord avec les données de géophysiques obtenues au niveau du foreland [Beck *et al.*, 1996]. En effet il n'y a pas, en Bolivie, d'évidence d'amincissement crustal durant le Crétacé [Sempere, 1995], comme cela est proposé par Schmitz [1994] et Okaya [1997] dans leurs modèles crustaux. Le Crétacé est discordant sur l'Ordovicien [Kley, 1996] au centre de la Cordillère Orientale et sur le reste des terrains paléozoïques (Dévonien/Carbonifère) sur la bordure est de l'Altiplano et sur les zones inter et sub-andines. En fait, l'érosion des terrains précrotacés s'inscrit dans l'histoire hercynienne et notamment avant le Carbonifère supérieur [Isaacson et Martinez, 1995]. La discordance Crétacé sur Ordovicien au niveau de la Cordillère Orientale actuelle indique que le «bassin paléozoïque» formait alors un bombement. Les variations d'épaisseurs de croûte moyenne sous le bassin paléozoïque ont été préservées jusqu'au Tertiaire (Fig. 96). En revanche, on peut considérer que les réajustements thermiques et physico-chimiques ont rééquilibré la croûte inférieure depuis l'Hercynien.

Sur l'Altiplano et les parties avant-arc, l'absence de bassin paléozoïque, et les très faibles taux d'extension des failles normales ayant contrôlé les bassins tertiaires, ainsi que la position des réflecteurs attribués à la croûte inférieure, nous imposent de considérer une épaisseur de croûte préorogénique de 30-35 km. Nous avons distingué sur la construction crustale 15°-18°S, la croûte préorogénique du bouclier précambrien brésilien de celle des parties occidentales des Andes Centrales, dont les niveaux supérieurs affleurent dans la Précordillère où ils définissent le «Belen Metamorphic Complex» [Montecinos, 1963 ; Garcia *et al.*, 1996]. Le BMC semble pouvoir constituer la prolongation sud [Garcia *et al.*, 1996] du massif d'Arequipa [Mpodozis et Ramos, 1989], et montre une histoire complexe commencée pendant le Cambrien moyen [Basei *et al.*, 1996]. Le bouclier brésilien est bien lité en terme de vitesses sismiques [Wigger *et al.*, 1994], alors que le socle d'Arequipa semble montrer une absence de croûte inférieure mafique sous l'Altiplano, comme cela résulte des études sismologiques, et la présence de corps magmatiques préorogéniques sous-plaqués sous l'avant-arc Chilien [Götze *et al.*, 1994, Lucassen et Franz, 1996].

L'évolution géologique (cf § 5.2), bien contrainte, des Andes Centrales permet de proposer la séquence d'activation de chevauchements crustaux (Fig. 98) ci-dessous qui sera discutée plus en détail dans le paragraphe 5.2.2.

Cette séquence repose sur la considération que l'activation d'un chevauchement crustal est marquée en surface par l'activation de structures compressives, mais que le transport passif d'un chevauchement, au dos d'un autre chevauchement plus en avant, peut s'effectuer sans réelle réactivation des structures de la couverture (éventuellement juste un cisaillement). Ce dernier point se marque en surface par la mise en évidence de mouvements verticaux non associés à des déformations compressives.

- A l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, les déformations sur la bordure est de l'Altiplano et sur la Cordillère Orientale indiquent la structuration en profondeur de chevauchements crustaux de l'arrière-arc à vergence est. Au Miocène supérieur, les déformations de la zone Interandine indiquent la reprise de la propagation vers l'Est de la déformation en profondeur, et la formation de chevauchements crustaux. Cette séquence de déformation «hinterland to foreland» se poursuit durant le Pliocène, où la Zone Subandine est plissée par décollement en avant des écailles de socles, chevauchant vers l'Est le bouclier Brésilien.

-Au Miocène inférieur, l'inversion des failles de socle du système WTS est associée à un raccourcissement horizontal faible. En revanche, au Miocène supérieur, les chevauchements crustaux à vergence ouest de ce système s'individualisent. Ils recoupent et transportent les failles très pentées du socle. Dans le même temps, l'Altiplano est partiellement inversé au dos d'un chevauchement crustal à vergence Est, qui se branche en profondeur sur le WTS selon une géométrie en pop up. Au Pliocène supérieur, l'ensemble de ces structures est réactivé.

Les faibles déformations de la couverture, localisées au dos des écailles crustales d'âge oligocène supérieur-miocène inférieur, indiquent que celles-ci sont transportées de manière passive.

4.- DISCUSSION DES COUPES ÉQUILIBRÉES CRUSTALES

4.1. Bilan de masse des parties arrière-arc

Ce paragraphe résume à partir d'un article publié la méthodologie employée dans la construction de deux transect crustaux arrière-arc (15°-18°S et 21°-22°S) et présente le bilan crustal, en rapport avec le raccourcissement néogène [Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes ; Baby *et al.*, 1997]. L'épaississement crustal, reconnu depuis longtemps sous les Andes Centrales, a été interprété comme la conséquence de redoublement tectonique [Lyon-Caen *et al.*, 1985]. Cette hypothèse s'oppose au modèle plus ancien faisant intervenir des phénomènes d'accrétion magmatique comme seuls responsables de l'épaississement crustal [James, 1971]. Le bilan présenté ci-dessous (Fig. 98) montre que le raccourcissement néogène sous les parties arrière-arc est dû au sous-charriage du bouclier brésilien, et qu'il est insuffisant pour expliquer l'épaisseur crustale présente sous l'Altiplano.

L'incompatibilité du raccourcissement néogène versus l'épaississement crustal a également été mis en évidence sur les parties arrière-arc à 20°S par Lusieux [1996].

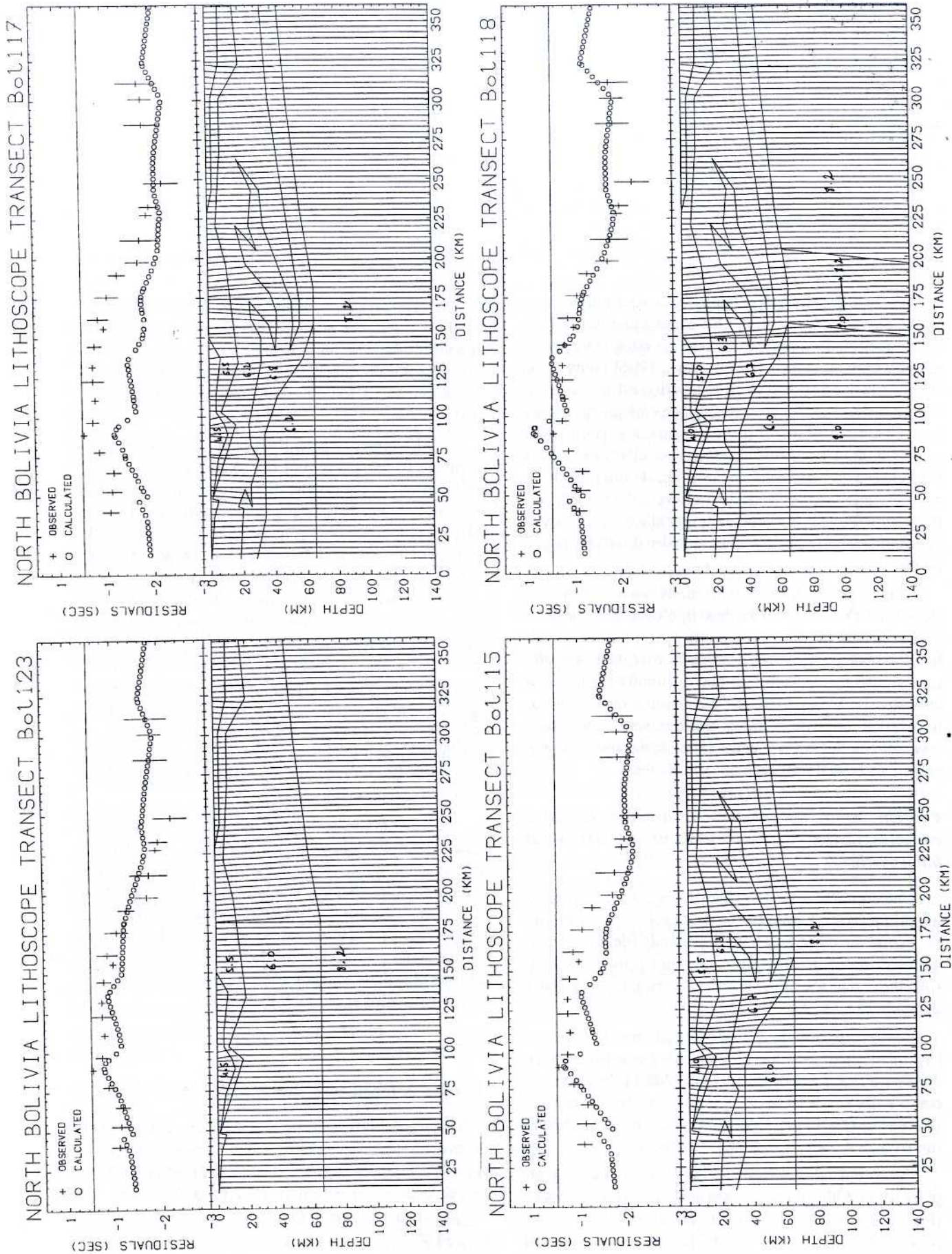


Fig. 97- Modélisation sismique de la partie arrière-arc des Andes centrales (coupe crustale 16°-18° S)

4.2. Modélisations sismiques

4.2.1. Méthodologie

Les ondes PkP issues des téléseismes sont des ondes réfractées à l'interface noyau-manteau, qui remontent perpendiculairement à la surface de la Terre. Il est donc aisé à l'aide d'un simple programme de tracé de rais de comparer les temps d'arrivées des ondes enregistrées avec celles théoriques traversant un modèle de vitesse. Les modélisations proposées ont utilisé les données obtenues lors du profil Lithoscope nord [Dorbath *et al.*, 1993] auxquelles nous avons apportés des corrections d'altitude bien contraintes par la géologie (cf. Annexe 1).

On considère ici que les anomalies sont uniquement liées à des causes crustales ou lithosphériques. La surface de subduction n'est pas représentée. En effet, la tomographie du transect 20°S [Dorbath *et al.*, 1996] montre que l'anomalie due à la surface de subduction est en moyenne régulière en intensité et en amplitude (même épaisseur) tout au long du transect (excepté sous la partie la plus orientale où aucune modélisation n'est effectuée). Dans l'hypothèse où l'anomalie de la surface de subduction serait également régulière sur le transect 15°-18°S, il n'est pas nécessaire de la faire apparaître car elle n'aurait aucune influence sur les temps d'arrivée entre les différents points du profil.

Dans la pratique, les modélisations proposées ont fait l'objet d'un travail par essai-erreur, c'est à dire que nous avons ajusté les structures crustales en fonction des résultats des modélisations, tout en faisant varier, dans des gammes plausibles, les vitesses des différents composants crustaux. Le Moho, le toit du socle cratonique, ainsi que le sous-charriage du bouclier brésilien sont restés fixes, compte tenu des bonnes contraintes géologiques et géophysiques (cf § 4.3.2) de leurs géométries.

4.2.2 Discussion : test de validité des structures crustales, caractérisation des composants crustaux et lithosphériques

Une première série de modèles (Fig. 97-B 123) montre qu'une croûte homogène ne peut expliquer, par la simple géométrie du Moho, l'allure générale (de grande longueur d'onde) des résidus beaucoup plus lents sous l'Altiplano que sous la Cordillère Orientale et les zones Subandines (Fig. 96).

Les anomalies de faibles longueurs d'onde sur l'Altiplano et la Cordillère Orientale sont en revanche bien représentées sur des modèles (Fig. 97-B 117) prenant en compte des écaïlles crustales impliquant la croûte inférieure (Fig. 97-B 117). Ceci valide également la géométrie retenue du toit de la croûte cratonique.

Cependant, ces modèles impliquent des vitesses trop rapides sous l'Altiplano par rapport aux zones plus orientales (Fig. 97-B 117). Une vitesse plus lente attribuée au coin représentant l'excès crustal sous l'Altiplano (par rapport au raccourcissement néogène ; cf. § 4.4.1) permet de se rapprocher du profil de résidus enregistré, et notamment

de la variation de grande longueur d'onde (Fig. 97-B 115). Mais seul un gradient de vitesse au sein du manteau supérieur permet de reproduire la pente générale des résidus sous la partie est de la Cordillère Orientale.

Le modèle présenté sur la figure 97-B 118 permet de reproduire les variations de grandes et de courtes longueurs d'ondes, et notamment d'ajuster les deux extrémités du modèle (Subandin et bordure occidentale de l'Altiplano). Les résidus positifs au niveau du bassin Corque sont dus à une sous-estimation des vitesses du Tertiaire.

L'ensemble de ces modélisations montre ainsi la validité des hypothèses prises en compte dans la construction crustale équilibrée à 15°-18°S :

- La présence, sous la Cordillère Orientale, d'écaïlles crustales impliquant la croûte inférieure, qui est compatible avec l'anomalie gravimétrique résiduelle positive [Fig. 95; Witmann, 1993], et la zone à vitesses élevées visible sur la tomographie [Fig.94; Dorbath *et al.*, 1993].

- La présence sous l'Altiplano d'une zone à faible vitesse (6 km/s, Fig. 96) qui explique, ainsi que les bassins tertiaires, l'anomalie de vitesses lentes s'étendant à tous les niveaux structuraux de la croûte [Zandt *et al.*, 1996] sur la tomographie [Fig.94 ; Dorbath *et al.*, 1993]. La juxtaposition de matériel crustal à vitesses lentes en profondeur + bassin tertiaires à l'Ouest, et empilement de croûte inférieure à l'Est, explique la transition rapide anomalies négatives/ anomalies positives mise en évidence sur la tomographie, et interprétée à tort comme une limite verticale [Fig. 94 ; Dorbath *et al.*, 1993]. A 21°S, les vitesses dans une zone équivalente située entre 30 et 60 km de profondeur ont été estimées à 5.9 km/s [Fig. 94 ; Wigger *et al.*, 1994 ; Götze *et al.*, 1995]. Cette zone à faible vitesse (6km/s), compatible avec une composition quartzofelspathique [Zandt *et al.*, 1996], réfute l'hypothèse d'addition de matériel magmatique.

- Ces modélisations suggèrent également que le manteau soit plus lent, donc probablement plus chaud et moins fragile, sous l'Altiplano (7.9-8.0 km/s), que sous le bouclier brésilien (8.2 km/s). Ceci est en bon accord avec les résultats obtenus par sismique réfraction [Fig. 94 ; Wigger *et al.*, 1994] ainsi qu'avec les études gravimétriques, qui indiquent des coefficients de plaque élastique plus forts sous les zones orientales [Lyon-Caen *et al.*, 1985 ; Watt *et al.*, 1995].

5.- CONCLUSIONS

5.1. Bilan de masse sur l'ensemble des Andes Centrales

Dans l'article [Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano ; Rochat *et al.*, 1998] est présenté un bilan de masse sur l'ensemble des Andes Centrales.

Le raccourcissement néogène reste insuffisant pour expliquer l'épaisseur crustale sous l'Altiplano et les parties avant-arc ; ceci réfute les hypothèses de dédoublement de croûte inférieure préorogénique émises par de nombreux

auteurs [Isacks, 1988 ; Lamb et Hoke, 1997] pour expliquer les Andes Centrales. La coupe crustale équilibrée, de la zone de subduction au foreland, indique que l'excès de matériel crustal s'étend sous l'arc et l'avant-arc. Ceci corrobore la présence sous l'avant-arc d'une zone de basse vitesse sismique (du même ordre que les valeurs calculées par nos modélisations sous l'Altiplano, cf § 4.4.2.2), intercalée entre la croûte inférieure préorogénique et le manteau supérieur [Wigger *et al.*, 1994 ; Fig. 94]. L'évolution cénozoïque de la marge chilienne évoque la présence de processus d'érosion sous crustale. L'évolution cénozoïque de l'arc/avant-arc met en évidence la présence en profondeur de matériel léger assurant un soulèvement continu de ces zones. La contemporanéité des deux phénomènes suggère que le matériel érodé à la marge soit sous-plaqué sous l'arc/avant-arc et l'Altiplano, constituant ainsi la zone de matériel crustal en excès (par rapport au bilan tectonique) à faible vitesse sismique, qui a déjà été interprétée, plus au Sud, comme un mélange de sédiments érodés à la marge et de fragments de croûte océanique [Götze *et al.*, 1995]. Le fonctionnement du bassin Altiplanique trouve son explication dans sa position structurale à l'échelle crustale, de type bassin piggy back endoréique, qui lui assure une alimentation sédimentaire importante. Il s'intègre également dans le schéma de sous-plaquage, en profondeur, de matériel érodé qui assure le maintien de la surcharge sédimentaire et l'aggradation verticale du niveau de base du bassin.

5.2. Les processus géodynamiques responsables de la structuration des Andes centrales

Après avoir identifié les différentes structures crustales et lithosphériques, nous proposons un bilan cinématique à l'échelle des Andes Centrales, qui permet de mettre en évidence les interactions entre les différents processus géodynamiques profonds et superficiels qui ont régi la genèse de cette chaîne de montagne.

Ce bilan est calqué sur l'évolution tectono-sédimentaire (§ 2.5.2) résumée sur la figure 99, et sur une restauration séquentielle de la coupe équilibrée de la zone de subduction au foreland localisée à 15°-18°S (Fig. 98). Cette évolution géodynamique (Fig. 99) montre clairement que les parties avant-arc (Précordillère/Cordillère Occidentale/partie ouest de l'Altiplano) et la Cordillère Orientale étaient en cours de surrection pendant tout le Tertiaire, alors que l'Altiplano se remplissait et que les zones externes enregistraient la propagation vers l'Est de la structuration crustale.

Le mécanisme de sous-plaquage, associé à l'érosion semble avoir opéré avant 30 Ma [Von Huene et Suess, 1988]. Dans ce contexte, la grande discordance érosive, reconnue en sismique au dessus du socle de la marge Chilienne (cf § 4.2.1), et datée de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur, pourrait marquer un soulèvement lié au début du sous-plaquage sous les zones les plus occidentales de la marge. De même, le soulèvement des parties avant-arc et arc actuel (Fig. 99), mis en évidence par analogie avec la nature des dépôts de cet âge présents au Pérou et l'activité extensive qui contrôlait, plus au Sud, le

bassin arrière-arc d'Atacama (§ 5.2.1); ne peut être considéré comme la conséquence d'un épaississement tectonique crustal par raccourcissement. En effet, les déformations tectoniques reconnues plus au Sud dans le bassin d'Atacama sont mineures en termes de raccourcissement horizontal (cf. § 5.2.1), et ne suggèrent pas un épaississement crustal associé significatif. Il semble, donc, que le soulèvement des parties avant-arc et arc actuel, durant l'Eocène-Oligocène inférieur, soit également relié au sous-plaquage de matériel érodé à la marge, auquel se surimposaient les effets liés à la mise en place de l'arc magmatique (fig. 98).

Durant l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, les parties avant-arc/arc étaient toujours en cours de surrection. L'amplitude des déformations compressives, qui ont affecté la Précordillère entre 18-16 Ma (Fig. 99 ; § 5.2.2) ne peut se traduire par un épaississement crustal tectonique suffisamment important (dans le temps et l'espace) pour être considérée comme responsable de cette surrection. En revanche, la marge chilienne, subsidait et enregistrait une érosion crustale continue (Fig. 99 ; § 5.2.3). La corrélation entre ces deux phénomènes suggère que le sous-plaquage du matériel érodé à la marge continuait sous les parties occidentales des Andes Centrales. La surrection des parties occidentales de l'Altiplano (associée à des mécanismes de collapse le long de paléolimites ; Fig. 99 ; § 5.2.2), ainsi que le comblement important de la partie centrale de la dépression altiplanique corrobore la mise en place, sous l'Altiplano en profondeur, de matériel sous-plaqué. Les taux d'érosion crustale obtenus pour la période oligocène supérieur-miocène inférieur, sont de l'ordre de 0.9 cm/an.

Le Miocène moyen est caractérisé par l'absence de déformation compressive. La subsidence continue de la marge Chilienne et le remplissage du bassin offshore indiquent la continuation de l'érosion crustale. Parallèlement, le soulèvement des parties avant-arc/arc, et le remplissage du bassin Altiplanique par aggradation verticale (§ 5.2.3.), suggèrent la continuation du sous-plaquage sous les parties occidentales des Andes et sous l'Altiplano. Le taux d'érosion crustale de la marge Chilienne est estimé à 1.2 cm/an.

Au Miocène supérieur, à l'instar de l'érosion crustale qui affecte la marge Chilienne, le phénomène de sous-plaquage continue sous les parties occidentales des Andes Centrales, mais ses effets en termes de surrection sont lissés par l'effet des déformations compressives qui affectent ces zones. En revanche, la mise en place de matériel relativement léger sous l'Altiplano reste bien contrainte par la forte aggradation verticale qui occurt au centre des zones occidentales des Andes Centrales ; les structures formées au Miocène supérieur sont réactivées brièvement au Pliocène supérieur (Fig. 99 ; § 5.2.6). Il semble que la continuité de la déformation le long des zones externes puisse être reliée à la topographie importante déjà formée dans les zones internes qui inhibe les possibilités d'épaississement par tectonique tangentielle crustale. Sur les zones externes, par contre, les conditions d'érosion régressive favorisent le maintien de la topographie dans des conditions d'équilibre permettant le développement des struc-

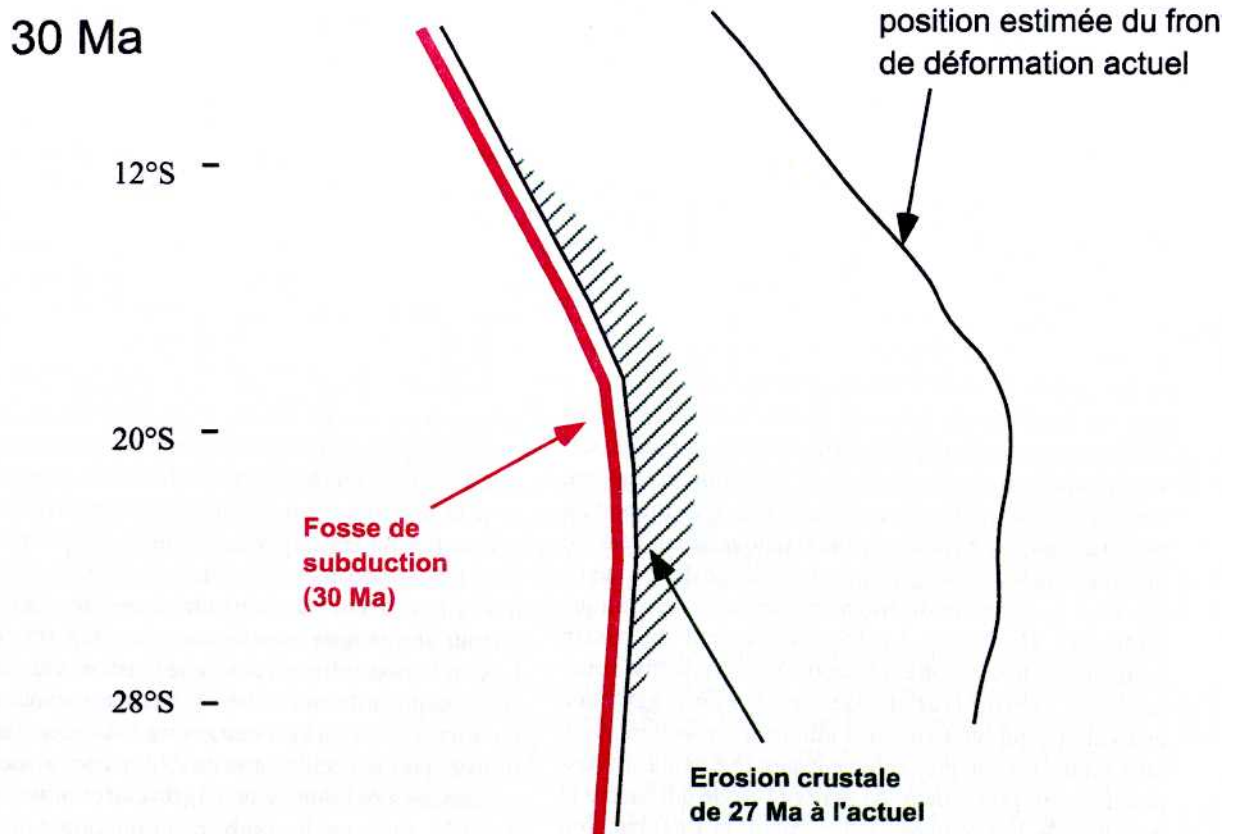
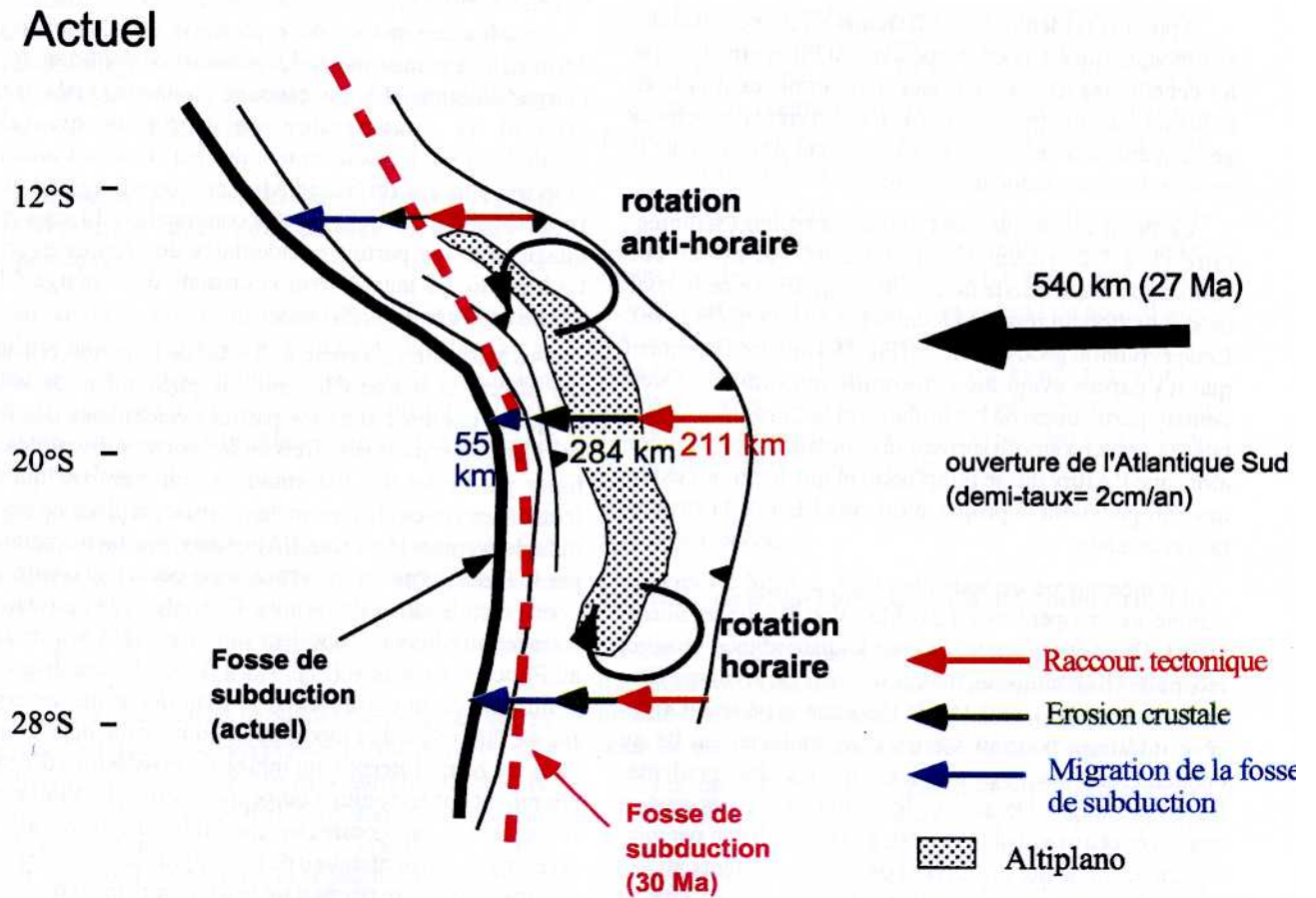


Fig. 98- Combinaison des phénomènes de raccourcissement crustal, érosion crustale et migration de la fosse de subduction expliquant l'orocline Bolivien



l'Altiplano non déformé (§ 5.2.4.). Ici encore la surcharge sédimentaire n'induit qu'une faible subsidence permettant une montée du niveau du bassin. Le taux d'érosion crustale est estimé à 1.1 cm/Ma.

Durant le Pliocène inférieur, l'Altiplano est encore le siège d'une aggradation verticale importante, et les parties avant-arc/arc d'une surrection. Ceci corrobore la continuation de l'érosion crustale et du sous-plaquage en profondeur, alors qu'il n'y a pas de structuration crustale compressive sous les parties occidentales des Andes centrales (Fig. 99). De plus, le sous-charriage du bouclier brésilien sous la Cordillère Orientale (§5.41) qui commence, comme le montre la structuration des Zones Subandines (§ 5.2.5. ; Fig.99) durant le Pliocène inférieur, est de toute manière insuffisant pour expliquer la présence de matériel léger sous l'Altiplano.

Le mécanisme de sous-plaquage, associé à l'érosion de la marge, perdure durant le Pliocène supérieur. Il explique le soulèvement de la partie centrale de l'Altiplano qui, après l'inversion de ses bordures au Pliocène supérieur (Fig. 98) et l'établissement d'un régime exogène (§ 5.5.1), ne reçoit plus de surcharge sédimentaire permettant de contre balancer la mise en place de matériel léger en profondeur. Durant le Quaternaire, jusqu'à l'Actuel, les incisions présentes sur l'Altiplano [Lavenu, 1988], ainsi que le régime extensif généralisé [Lavenu, 1995], montrent que le bilan de masse est rompu, et que la persistance de poussée en profondeur par le sous-plaquage de matériel léger érodé à la marge, contribue à la destruction du haut-plateau par érosion, et à son étalement par gravité (§ 5.5.1). Pour l'ensemble de la période Pliocène-Quaternaire le taux d'érosion de la marge est estimé à 1.3 cm/an.

L'épaississement crustal tectonique constitue, au même titre que le mécanisme de sous-plaquage, un mécanisme majeur ayant contrôlé la formation des Andes Centrales. Il est responsable de la création d'une racine crustale, du sous-charriage du bouclier brésilien (§ 5.4.1), et de l'individualisation de la dépression Altiplanique (§ 5.5.1).

L'Oligocène supérieur montre la première période de structuration des Andes Centrales (Fig. 98). Le travail de restauration indique que les chevauchements crustaux sous la partie ouest de la Cordillère Orientale accomodèrent un raccourcissement de 63 km (Fig.100 et 101). Les déformations synsédimentaires en bordure de l'Altiplano indiquent que cette période de structuration n'est pas un pulse bref, mais perdure pendant tout l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. La coupe restaurée montre clairement que l'initiation des chevauchements a eu lieu dans la zone de maximum d'épaisseur du paléobassin paléozoïque, qui constituait vraisemblablement une zone de faiblesse à l'échelle crustale, soulignée par la présence de paléofailles identiques à celle d'Eucalyptus. De plus, le travail de restauration montre, tout comme l'épaisseur des dépôts sur les zones externes, qu'il n'y avait pas de sous-charriage du bouclier brésilien, mais un simple empilement d'écailles crustales. La tectonique de socle, qui affecte la Précordillère au Miocène inférieur, a des caractéristiques bien différentes. En effet, elle n'accomode qu'un raccourcissement horizontal très faible (Fig. 101) et

n'est active que pendant une période courte (18 - 16 Ma ; § 5.2.2), qui correspond à la fin de l'activité des chevauchements crustaux sous les parties orientales. Ce relais dans le temps suggère que la réactivation de paléofailles de la Précordillère serait due au blocage à l'Est des déformations, sous une topographie importante pas encore très érodée (Fig. 100).

La structuration crustale reprend au Miocène supérieur (Fig. 99 ; § 5.2.4). Dans les parties orientales des Andes Centrales, elle se caractérise par la propagation vers l'Est des chevauchements crustaux qui affectent alors la zone interandine. La faible réactivation des structures de la couverture de la bordure ouest de la Cordillère Orientale (§ 5.2.4) illustre le transport passif vers l'Est des écailles crustales formées à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur. La coupe restaurée met en évidence (Fig. 100) que le sous-charriage du bouclier brésilien n'a pas encore commencé. Cette période de structuration s'étend également aux parties avant-arc/arc, ainsi qu'aux parties occidentales de l'Altiplano. Les chevauchements crustaux du WTS, à vergence ouest, transportent les paléofailles de la Précordillère. L'inversion partielle de l'Altiplano est induite par l'activation d'un chevauchement à vergence est qui s'enracine sous l'Altiplano, formant une vaste structure crustale en «pop up» (§ 5.5.1 ; Fig.100).

La surcharge sédimentaire, déjà importante dans le bassin altiplanique, inhibe probablement toute possibilité d'émergence de chevauchement ; de plus, la création de ce rétrochevauchement crustal (par rapport au WTS) peut s'expliquer par la nécessité de rééquilibrer une pente topographique forte au niveau du WTS. L'équilibrage permet d'estimer le raccourcissement horizontal absorbé durant le Miocène supérieur, à 71 km (Parties orientales : 45 km ; Altiplano : 10 km ; Précordillère : 16 km). Le taux de raccourcissement est de l'ordre de 1.8 cm/an. La déformation semble perdurer sur la façade est des Andes Centrales où la Zone Subandine commence à se structurer vers 6 Ma.

Sur les parties occidentales des Andes Centrales (avant-arc/arc/Altiplano), la période de structuration du Miocène supérieur est suivie d'une période de calme tectonique durant le Pliocène inférieur (§ 5.2.5 ; Fig. 99). En revanche, la structuration de la façade orientale des Andes continue, comme l'indique le début de formation de la Zone Subandine (§ 5.2.5 ; Fig. 99). Mais l'amplitude des déformations, ainsi que le faible soulèvement de la Cordillère Orientale à l'arrière, qui permet l'instauration d'un régime d'érosion à faible capacité sur la bordure orientale de la Cordillère (Surface San Juan del Oro), suggèrent que le sous-charriage du bouclier brésilien est encore limité au Pliocène inférieur.

En revanche, le Pliocène supérieur est marqué par l'accélération de la déformation des zones externes, où les chevauchements se propagent vers l'Est. L'accélération du sous-charriage du bouclier brésilien amplifie le soulèvement de la Cordillère Orientale et l'érosion régressive qui se propage à partir de sa bordure est (Fig. 99 ; § 5.2.6.). La couverture paléozoïque est ici encore transportée au dos des écailles crustales de manière passive.

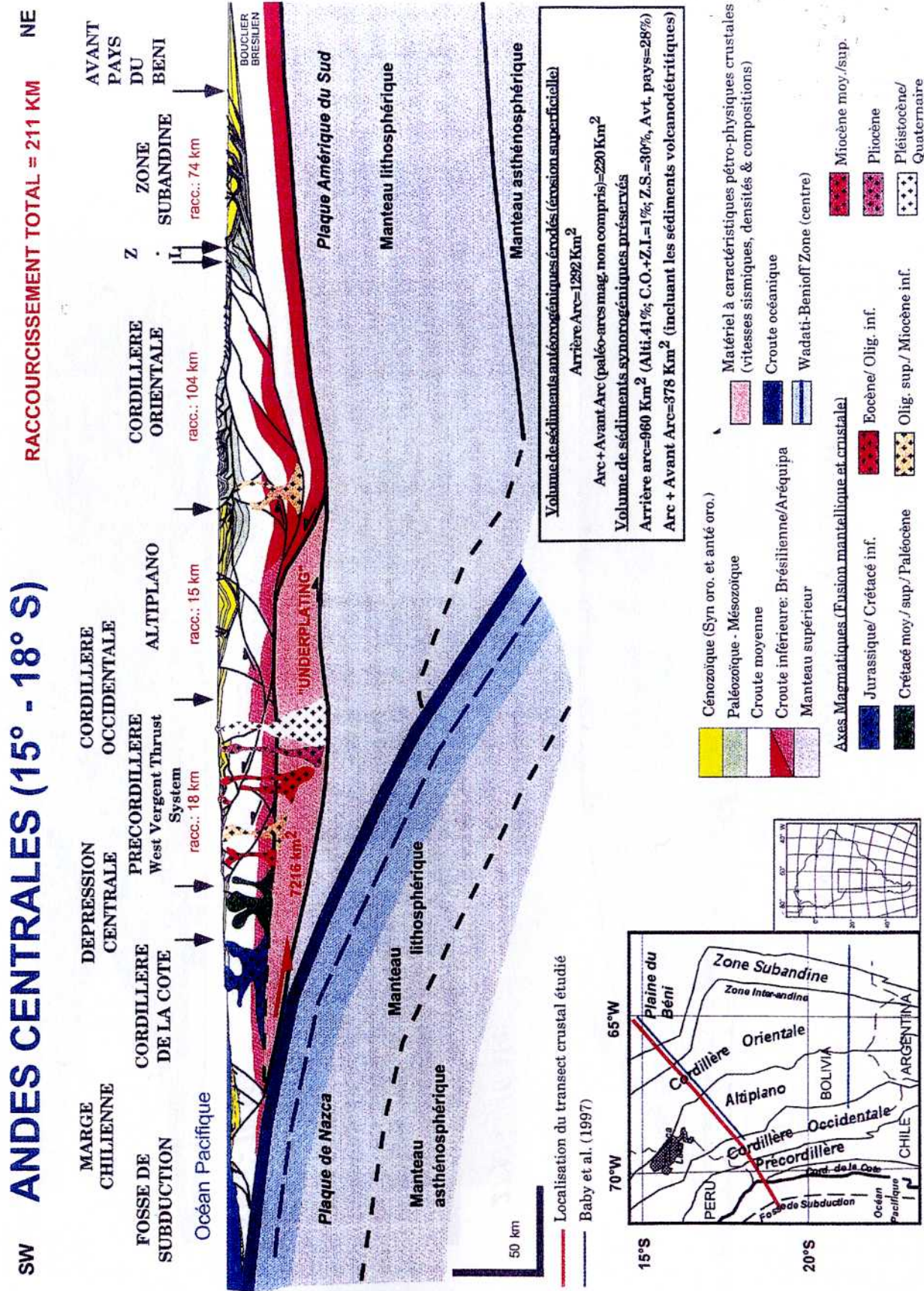


Fig. 100- Coupe crustale équilibrée des Andes Centrales.

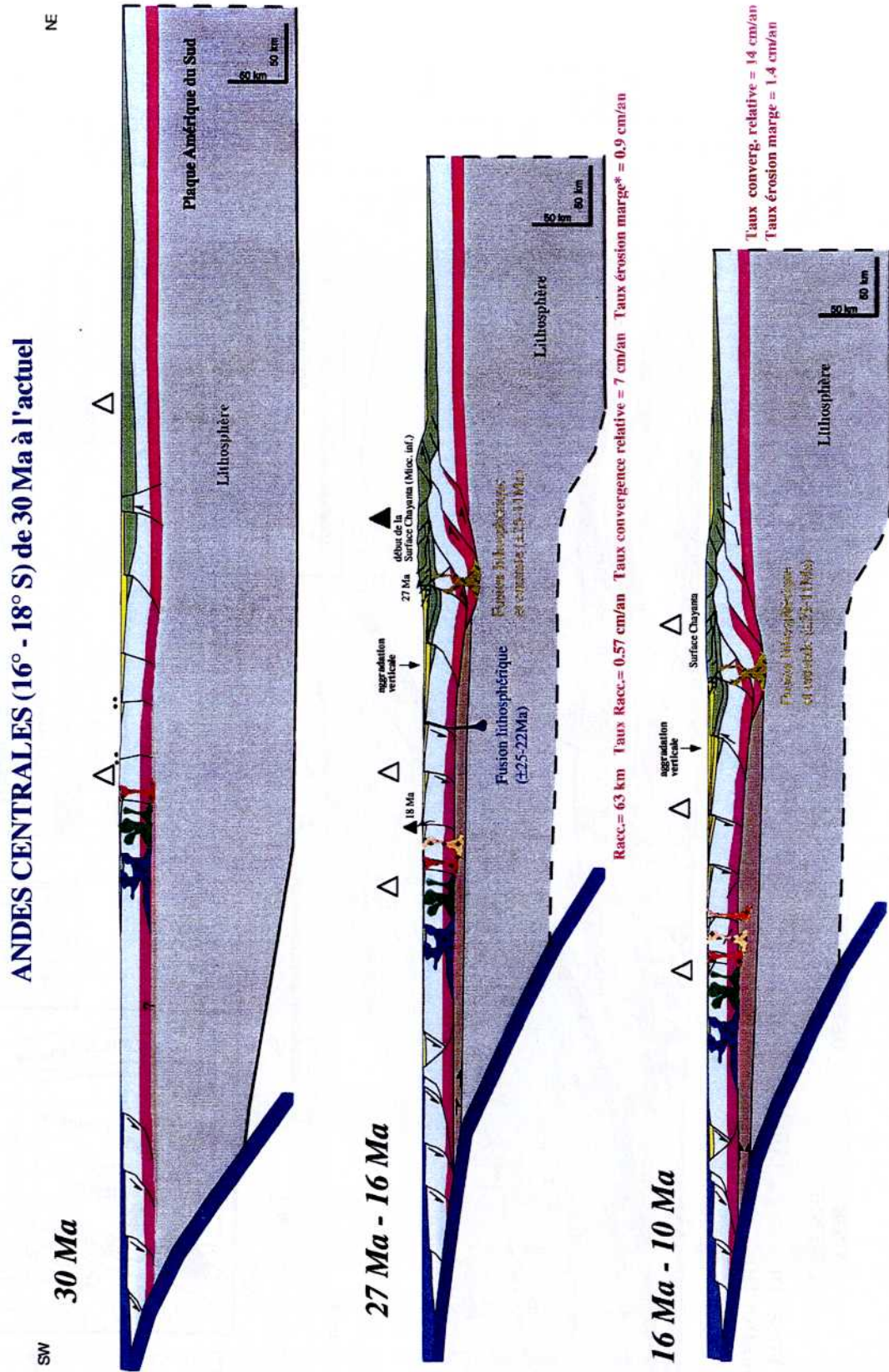


FIG. 101- Modèle cinématique des Andes Centrales pendant le Tertiaire : coupe crustale équilibrée et restaurée.

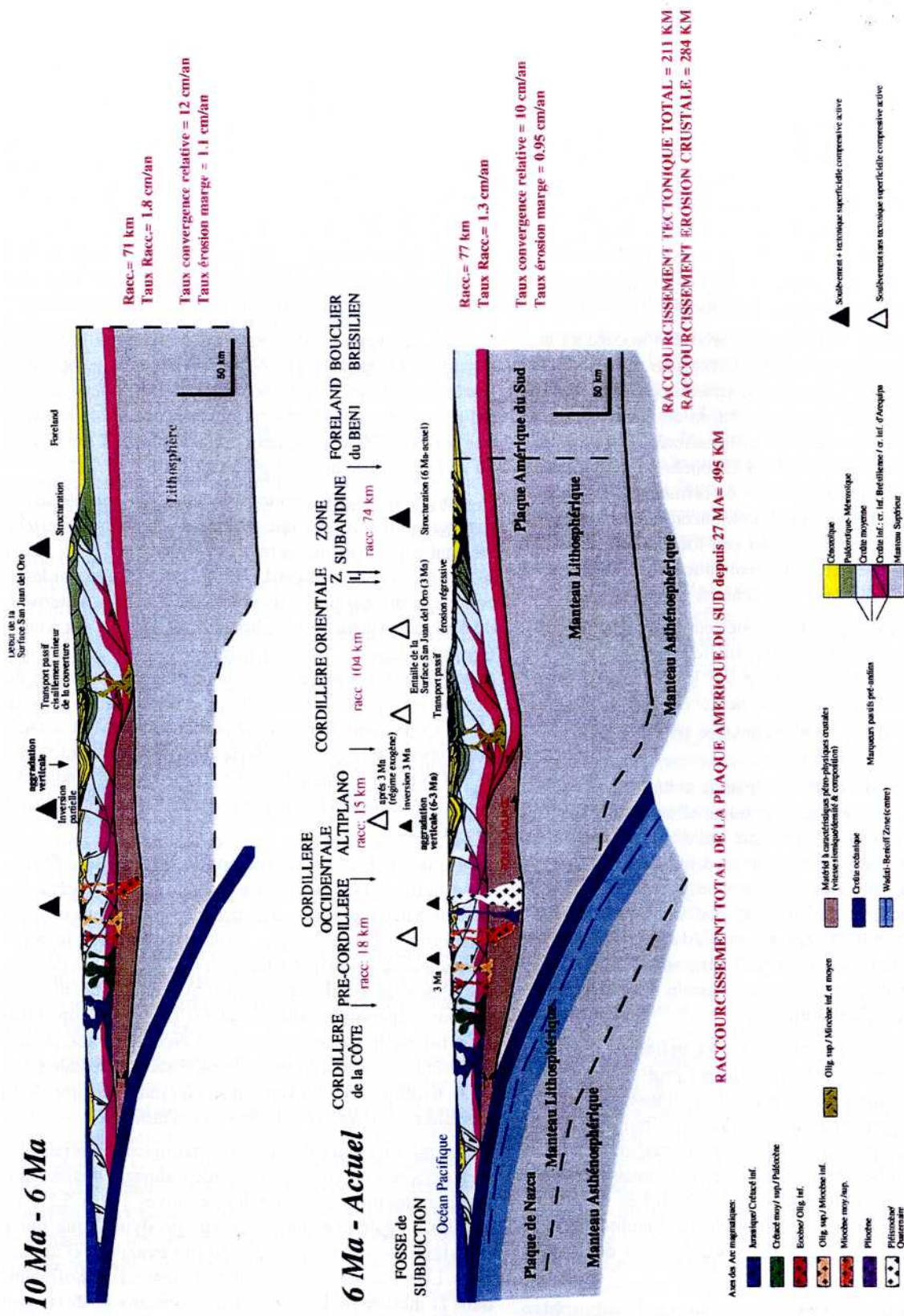


Fig. 101- Modèle cinématique des Andes Centrales pendant le Tertiaire : coupe crustale équilibrée et restaurée (suite).

Le sous-charriage du bouclier brésilien et la structuration des zones Subandines se poursuivent jusqu'à l'actuel. En revanche, sur l'Altiplano et les zones occidentales des Andes Centrales, les structures formées au Miocène supérieur sont réactivées brièvement au Pliocène supérieur (Fig. 97-B 118, § 4.2.6).

Il semble que la continuité de la déformation le long des zones externes puisse être reliée à la topographie importante, déjà formée dans les zones internes, qui inhibe les possibilités d'épaississement par tectonique tangentielle crustale. Sur les zones externes, par contre, les conditions d'érosion régressive favorisent le maintien de la topographie dans des conditions d'équilibre, permettant le développement des structures crustales.

Le raccourcissement total absorbé du Pliocène à l'actuel est de 77 km (avant-arc/arc/Altiplano : 7 km ; Zone Subandine : 70 km). Le taux de raccourcissement est de l'ordre de 1.3 km/an. Cette évolution de la structuration crustale rejoint le modèle de déformation global en «simple shear» de Allmendinger et Gubbels [1996]. Cependant nous précisons ici que ces déformations tangentielles, qui affectent la croûte, commencent dès le début de l'orogénèse andine, et ne sont pas localisées seulement sous la Cordillère Orientale, mais aussi sous l'ensemble Précordillère-Cordillère Occidentale.

Les données de géochimie mettent en évidence que la lithosphère est probablement amincie de nos jours au dos de la surface de subduction (Fig. 98 ; § 5.3.1.2.b.). Cependant, l'imagerie géophysique ne révèle pas ce type de délamination lithosphérique, qui doit par conséquent être de faible amplitude.

L'évolution du bassin altiplatique montre, au cours de l'Oligocène supérieur, le passage d'un bassin flexural à des bassins très localisés. Ceci indique un changement dans le comportement lithosphérique, qui passe d'un mode isostatique flexural à un mode isostatique local. Cette évolution est synchrone de l'apparition d'un magmatisme alcalin (Fig. 99 et 101), répandu sur l'Altiplano, et directement issu de la fusion lithosphérique, ainsi que de la fusion partielle de la paléoracine crustale sous la bordure ouest de la Cordillère Orientale.

Ces manifestations magmatiques indiquent un changement des conditions thermiques en profondeur, corroborant l'existence d'une délamination lithosphérique partielle plus largement étendue qu'aujourd'hui (Fig. 100). La persistance, pendant le Miocène, du magmatisme issu de la fusion lithosphérique, et de la paléoracine crustale sous les parties occidentales de la Cordillère Orientale, suggère le maintien en profondeur de l'amincissement lithosphérique sous les parties occidentales des Andes Centrales.

Au cours du Néogène, il semble que la lithosphère brésilienne froide soit restée solidaire du sous-charriage du bouclier brésilien (Fig. 101). Ce mécanisme de déformation en «simple shear» [Allmendinger et Gubbels, 1996] permet d'expliquer que la bordure ouest de la Cordillère Orientale, qui était autrefois située à l'aplomb d'une lithosphère amincie, ne le soit plus de nos jours.

Les déformations tangentielles, qui affectent la croûte sous l'ensemble Précordillère-Cordillère Occidentale, tendent à démontrer, selon les critères de déformations en «simple shear» [Allmendinger et Gubbels, 1996], que la lithosphère est peu amincie dans la partie ouest des Andes Centrales en comparaison avec les latitudes plus septentrionales (latitude de la Puna), où les styles tectoniques des déformations crustales, ainsi que les activités magmatiques, indiquent une déformation globale de la lithosphère en «pure shear» [Allmendinger et Gubbels, 1996].

Les phénomènes responsables de l'élimination de la lithosphère amincie au cours des premières périodes de structuration, dans la partie ouest des Andes, sont encore inconnus (délamination fragile?).

Les mouvements de surrection lente, qui affectent la Cordillère Orientale (Fig. 99 et 101) pendant les périodes Eocène supérieur-Oligocène inférieur et Miocène moyen (Mise en place de la surface Chayanta), ne sont pas liés à une période d'épaississement crustal (cf. § 5.2.1 et 5.2.2) ou au mécanisme de sous-plaquage (cf. § 5.4.2.2).-

La phase de déformation incaïque, qui semble avoir structuré pendant l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur les Andes péruviennes centrales [Steinmann, 1929 ; Noble *et al.*, 1979 ; Mégard, 1984], peut être considérée comme le moteur du soulèvement de la plaque Amérique du Sud dans sa partie méridionale, au niveau des Andes Centrales. En effet, la lithosphère non amincie à cette époque (Fig. 100), a pu propager le soulèvement par simple flexion en réponse à la surcharge crustale située plus au Nord. Cependant, le retrait de la mer à la fin du Crétacé, qui a contrôlé le dépôt de séries marines sur l'ensemble de la Cordillère Orientale (§ 2.6.3), peut également avoir contribué au soulèvement par réajustement isostatique dû à la décharge.

En revanche, le soulèvement de la Cordillère Orientale à la fin de la structuration crustale de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur et pendant le Miocène moyen, est moins énigmatique (Fig. 99 et 101). En effet, le développement de la surface Chayanta indique que les processus d'érosion à faible gradient prévalaient à la fin de la période d'épaississement crustal de l'Oligocène sup.-Miocène inférieur. Cette décharge par érosion, associée aux réajustements isostatiques de la paléoracine crustale (Fig. 100), explique le soulèvement faible, mais continu, de la Cordillère Orientale par rapport à l'Altiplano.

La mise en place des arcs magmatiques néogènes (caractérisés par un volcanisme acide induisant des anomalies gravimétriques résiduelles négatives ; cf. § 5.3.1.1.) constitue également un processus géodynamique qui a contribué au soulèvement des parties avant-arc et arc actuels. Leurs conséquences sont difficilement quantifiables, dans la mesure où elles se surimposent au soulèvement lié au mécanisme de sous-plaquage. Compte tenu de la position très localisée des arcs, et du mode local de réponse isostatique des parties occidentales des Andes Centrales, il semble que la mise en place des arcs magmatiques ne soit pas le phénomène majeur responsable du soulèvement des parties avant-arc et arc actuels.

5.3. Conclusions générales : Cinématique des plaques et phases tectoniques

Les restaurations du modèle crustal équilibré permettent de quantifier le raccourcissement horizontal de la plaque Amérique du Sud par la combinaison des mécanismes d'érosion crustale de la marge Chilienne et de raccourcissement crustal. Soustrait au taux de convergence relative, le taux de raccourcissement de la plaque Amérique du Sud permet d'estimer le taux de subduction.

Depuis l'Oligocène supérieur le raccourcissement horizontal est ± 211 km (raccourcissement tectonique) + 284 km (érosion crustale de la marge). Soit un taux moyen de raccourcissement de 1.83 cm/an depuis 27 Ma. Cette valeur est du même ordre que le demi taux d'ouverture de l'Atlantique Sud (2 cm/an sur la même période) et est largement inférieure au taux moyen de subduction (8 cm/an sur 27 Ma).

Le raccourcissement de la plaque Amérique du Sud par raccourcissement tectonique et érosion crustale a donc quasiment absorbé le déplacement aux limites imposé par l'ouverture de l'Atlantique entre 27 Ma et l'actuel. Ceci corrobore l'hypothèse que le moteur de la structuration Andine est le déplacement vers l'Ouest de la Plaque Amérique du Sud, lié à la cinétique de l'ouverture de l'Atlantique [Jaillard et Soler, 1996]. Il semble donc que la subduction n'ait pas joué un rôle majeur en terme de moteur de déplacement, c'est à dire que la partie occidentale de la plaque Amérique du Sud n'ait pas été entraînée vers l'Est au dos de la plaque de Nazca.

Cependant, le bilan de mouvement discuté ici est un bilan global sur 27 Ma. Or, l'évolution géodynamique retracée ci-dessus (Fig. 99 et 101) montre clairement que la structuration des Andes Centrales est constituée de périodes de déformations compressives, pendant lesquelles prévaut la formation de reliefs, alternant avec des périodes de calme tectonique, pendant lesquelles prévalent les processus d'érosion et d'aggradation sédimentaire.

Donc le déplacement aux limites, constant depuis 27 Ma (demi taux d'ouverture de l'Atlantique Sud, 2 cm/an), n'est pas le mécanisme qui détermine les périodes de structuration des Andes Centrales.

En revanche, les variations des conditions de subduction ont souvent été interprétées comme responsables des variations de l'état de contrainte de la plaque subductante [Isacks, 1988 ; Mercier *et al.*, 1992 ; Jaillard et Soler, 1996]. Notamment les variations de l'angle de plongement de la surface de subduction sont souvent invoquées comme le paramètre qui contrôle la friction et le couplage entre les deux plaques ; les périodes où l'angle de subduction est faible permettant l'entraînement de la plaque subductante.

Cependant, au niveau de Andes centrales, la marge offshore Chilienne ne montre pas de période de structuration compressive (Fig. 99), infirmant ainsi l'existence d'un couplage fort aux abords de la zone de subduction depuis 27 Ma. De plus, comme discuté ci-dessus, la plaque Amérique du Sud ne semble pas avoir suivi le mouvement de la plaque subductée vers l'Est.

Afin d'expliquer l'existence des périodes de structuration compressive (Oligocène supérieur-Miocène inférieur/ Miocène supérieur/Pliocène supérieur-actuel ; Fig. 99), nous avons cherché à comparer les processus géodynamiques aux limites de la plaque Amérique du Sud.

La grande période de stabilité du Miocène moyen correspond à une période où le taux d'érosion crustale (Fig. 101) est assez fort (1.4 cm/an) lié à un taux de subduction lui aussi rapide (taux de convergence relative, 14 cm/an, - taux d'érosion de la marge, 1.4 cm/an, = taux de subduction 12.6 cm/an). Pendant cette période, le déplacement aux limites (2 cm/an) est accommodé en partie par l'érosion crustale (1.4 cm/an), et probablement par une migration de la fosse de subduction vers l'Ouest.

En revanche, il semble que, quand le taux d'érosion crustale est très largement inférieur au déplacement aux limites, comme pour la période Oligocène supérieur-Miocène inférieur (Fig. 100), la plaque Amérique du Sud se structure le long de lignes de faiblesse comme les paléolimites et/ou le substratum du bassin paléozoïque ; l'accommodation du déplacement aux limites est alors assurée par le raccourcissement tectonique et l'érosion tectonique. Dans ce contexte, l'Orocline bolivien peut être discuté comme une conséquence morphologique de la compétition entre déplacement aux limites et érosion crustale (Fig. 96). En effet, vers le Nord, l'absence d'érosion crustale importante [Rochat *et al.*, 1998] est corroborée par la morphologie de la marge [Von Huene et Scholl, 1998] et la disparition de l'Altiplano (Fig. 96).

Au Pérou, le déplacement aux limites a pu être accommodé par le raccourcissement tectonique crustal associé à une migration importante de la fosse de subduction vers l'Ouest, induisant ainsi la rotation antihoraire (Fig. 96) du bâti andin par rapport aux Andes Boliviennes qui est mise en évidence par de nombreuses données structurales et paléomagnétiques [Reutter et Scheuber, 1988 ; Reutter *et al.*, 1991 ; Roperch et Carlier, 1992 ; Beck, 1987 ; Beck *et al.*, 1994 ; Mac Fadden *et al.*, 1995 ; Roperch *et al.*, 1996 ; de Urreiztieta, 1995].

Dans ce contexte, la distribution, le long de la marge sud américaine, des différents processus permettant d'accommoder le mouvement aux limites jouerait un rôle important dans la création de l'orocline et dans la compréhension des rotations anti-horaires et horaires qui affectent respectivement les branches nord et sud des Andes Centrales, et qui sont actuellement considérées par de nombreux auteurs comme le seul résultat du «strain partitioning» lié à l'obliquité de la marge par rapport à la direction de la convergence relative [Beck *et al.*, 1993 ; Dewey et Lamb, 1992]. La compétition entre ces différents mécanismes explique également les périodes de structuration compressives qui ont affecté les Andes péruviennes et pas les Andes Boliviennes, comme la phase éocène supérieur-oligocène inférieur qui a contribué à l'accommodation du déplacement aux limites au Pérou [Steinmann, 1929 ; Noble *et al.*, 1979 ; Mégard, 1984], alors qu'en Bolivie seule l'érosion crustale jouait ce rôle

En conclusion, la structuration des Andes Centrales est liée à deux processus majeurs qui sont l'épaississement crustal tectonique et l'épaississement par sous-plaquage de matériel crustal érodé. Ces processus sont les conséquences des mécanismes de raccourcissement tectonique et d'érosion crustal de la marge Chilienne qui permettent l'accomodation du déplacement aux limites, lié à la cinétique d'ouverture de l'Atlantique. La compétition entre les deux mécanismes permanents aux limites du système andin (ouverture de l'Atlantique à l'Est et érosion crustale à l'Ouest) détermine l'activation du raccourcissement crustal. Dans ce contexte, les Andes centrales ne sont des chaînes de subduction que par le contrôle qu'exerce la surface de subduction sur les modalités et les variations du phénomène d'érosion crustale.

Remerciements :

au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines : LGCA, UMR CNRS/UJF-Grenoble/U.Savoie-Chambéry, Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble,

et tout spécialement à Georges Mascle mon directeur de thèse, qui en me proposant cette thèse m'a fait changer de métier ;

à l'Université Joseph Fourier (Grenoble) : Formation Doctorale Dynamique de la Lithosphère, Ecole Doctorale Terre/Univers/Environnement ;

et à tous mes compagnons avec qui j'ai partagé ces années folles estudiantines,

ainsi qu'à tous les professeurs de Dolomieu qui forment du vrai géologue qui pige et qui galope ;

à Bernard Doudoux et Maurice Gidon qui m'ont donné l'envie ;

à la Compagnie YPFB (Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivianos), et tout spécialement aux membres du «Projecto Estudio del Altiplano» de 94 à 96, ainsi qu'à Jaime Oller ;

à la Compagnie TotalFinaElf, et tout spécialement à TEP Bolivia ;

à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD-ORSTOM) ;

à tous ceux de l'ORSTOM Bolivia,

et tout spécialement à mes amis Gérard Hérial et Patrice Baby, mes co-directeurs de thèse, et mes compagnons d'aventures sur l'Altiplano et le long des Andes Centrales, qui m'ont fait découvrir et partager leur science andine, et qui m'ont fait géologue andin ;

aux Baby pour tout le reste.

Viva el Altiplano y Viva Santa Cruz

Annexe 1

Corrections d'altitude sur les résidus des temps d'arrivée des ondes Pkp

Les résidus des temps d'arrivée des ondes Pkp utilisés dans les modélisations sismiques sont issus de la campagne Lithoscope (Dorbath *et al.*, 1993). ces résidus prennent en compte des corrections d'altitude de station. Les variations de vitesse latérales du matériel constitutif de la topographie (liées à la présence de bassins sédimentaires tertiaires ou paléozoïques) n'avaient pas été prises en compte par manque de données fiables concernant les structures de la Chaîne Andine (Dorbath *et al.*, 1993). Nous avons effectué des corrections d'altitude plus précises qui nous ont permis d'obtenir des résidus relatifs mieux contraints pour nos modélisations sismiques.

Lors du projet Lithoscope (Dorbath *et al.*, 1993), pour chaque station, les temps d'arrivée ont été corrigés des altitudes en considérant une vitesse de 6,2 km/s. Ces résidus que nous avons appelés $Rn_{(6,2)}$ sont relatifs à la station 10 :

$$Rn_{(6,2)} = Tabs_{(n)} - (Z_n/6200) - (Tabs_{(10)} - Z_{10}/6200)$$

$$Tabs_{(n)} = \text{Temps absolu à la station } n$$

$$Tabs_{(10)} = \text{Temps absolu à la station 10}$$

$$Rn_{(6,2)} = Tabs_{(n)} - Tabs_{(10)} + (1/6200 * (Z_{10} - Z_n))$$

$$\text{soit } Ro = Tabs_{(n)} - Tabs_{(10)} = \text{résidu relatif non corrigé}$$

$$Ro = Rn_{(6,2)} - (1/6200 * (Z_{10} - Z_n)) \quad (1)$$

Pour chaque station il convient de connaître la vitesse sismique du matériel formant la topographie. Les altitudes ne dépassent pas 4200 m. Or nous savons par des données de diagraphie que les 4000 premiers mètres de sédiments :

- ont des vitesses de l'ordre de 4,5 km/s dans les bassins tertiaires,
- et de l'ordre de 5,5 km/s dans les bassins paléozoïques.

Afin d'illustrer les effets de corrections d'altitude mal contraintes, nous avons pour chaque station calculé les nouveaux résidus relatifs (3) corrigés avec des vitesses (v) de 4 km/s, 4,5 km/s, 5 km/s et 5,5 km/s (tableau G1). Les différentes courbes ne sont pas une simple translation d'ensemble de la courbe initiale $Rn_{(6,2)}$

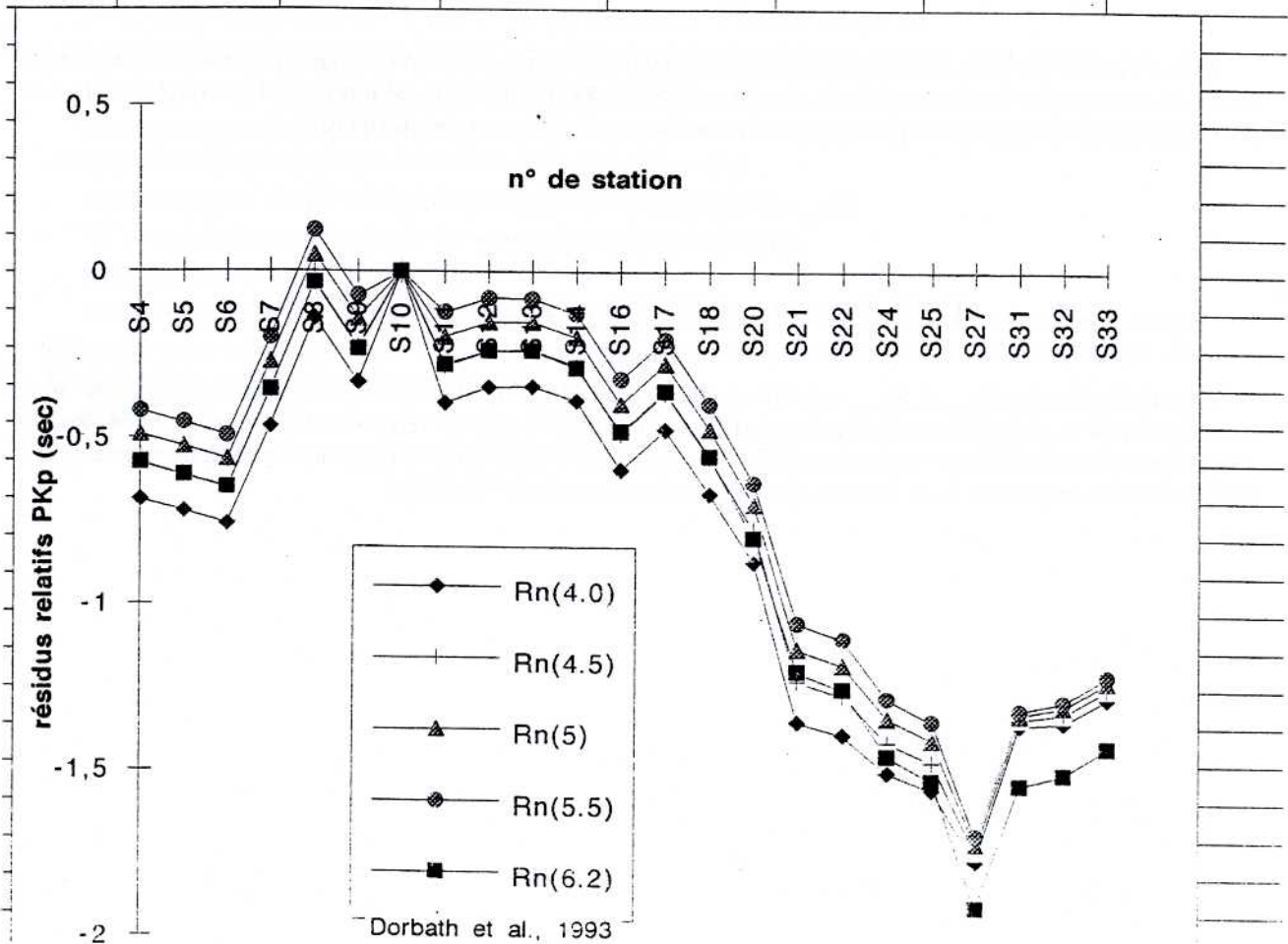
$$Rn_{(v)} = Tabs_{(n)} - (Z_n/v) - (Tabs_{(10)} - Z_{10}/4500)$$

$$Rn_{(v)} = Ro - (Z_n/v) + (Z_{10}/4500) \quad (2)$$

$$(1) + (2) \quad Rn_{(v)} = Rn_{(6,2)} - (1/6200 * (Z_{10} - Z_n)) - (Z_n/v) + (Z_{10}/4500) \quad (3)$$

A partir des courbes $Rn_{(4,5)}$ et $Rn_{(5,5)}$ nous avons établi un profil Rn «model» de résidus relatifs contraints par notre connaissance de la géologie de surface et de subsurface. Le profil Rn «model» représente les temps d'arrivée mesurés de référence de nos modélisations sismiques (Fig. 97). Le tableau G 2 résume les différentes corrections calculées pour chaque station compte tenu de sa position géologique au sein des Andes Centrales.

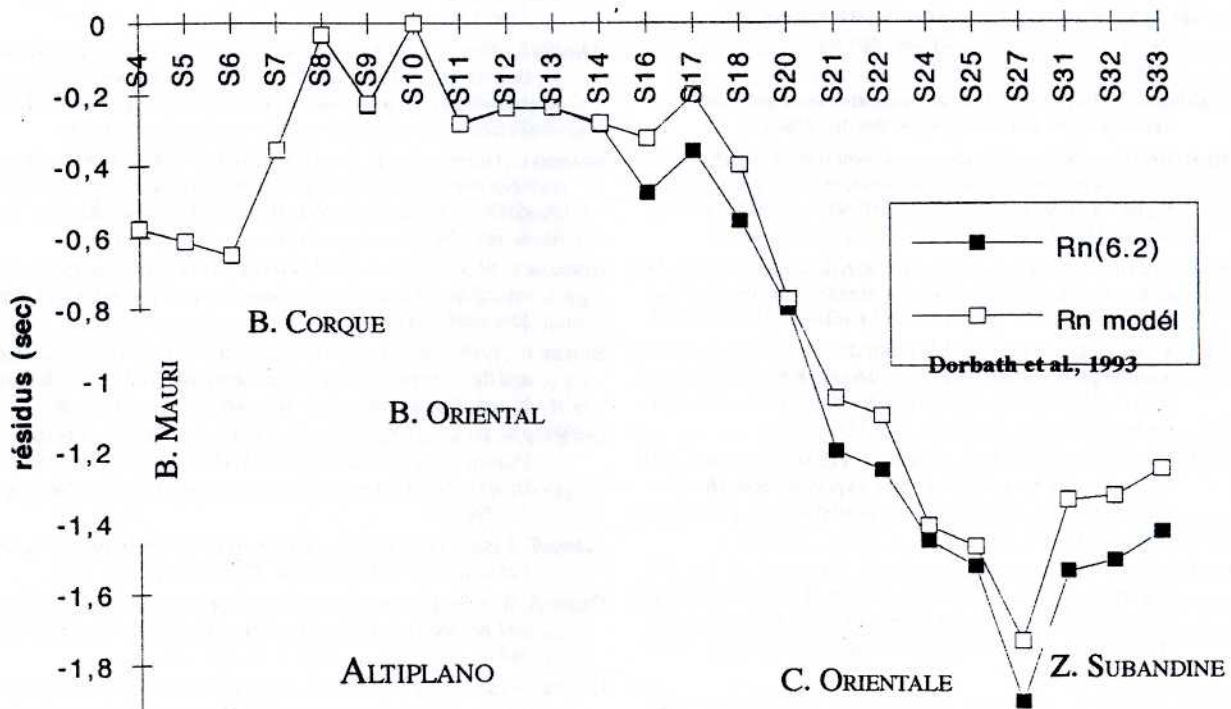
station	Rn(4.0)	Rn(4.5)	Rn(5)	Rn(5.5)	Rn(6.2)	(Z10-Zn)/6.2	Altitude (Zn)
S4	-0,686351254	-0,57746237	-0,490351254	-0,419078527	-0,576	-0,003870968	3920
S5	-0,721577061	-0,61324374	-0,526577061	-0,45566797	-0,613	-0,000645161	3900
S6	-0,761641577	-0,65297492	-0,566041577	-0,494914304	-0,652	-0,002580645	3912
S7	-0,465665771	-0,35730467	-0,270615771	-0,199688498	-0,357	-0,000806452	3901
S8	-0,141802867	-0,0340251	0,052197133	0,122742587	-0,035	0,002580645	3880
S9	-0,332238351	-0,22651614	-0,141938351	-0,072738351	-0,232	0,014516129	3806
S10	0	0	0	0	0	0	3896
S11	-0,393915771	-0,28297133	-0,194215771	-0,121597589	-0,277	-0,015806452	3994
S12	-0,345665771	-0,23730467	-0,150615771	-0,079688498	-0,237	-0,000806452	3901
S13	-0,34409319	-0,23653764	-0,15049319	-0,08009319	-0,238	0,003870968	3872
S14	-0,386060932	-0,28039427	-0,195860932	-0,126697296	-0,286	0,01483871	3804
S16	-0,594673835	-0,48411829	-0,395673835	-0,323310199	-0,479	-0,013548387	3980
S17	-0,473673835	-0,36311829	-0,274673835	-0,202310199	-0,358	-0,013548387	3980
S18	-0,668899642	-0,55889965	-0,470899642	-0,398899642	-0,555	-0,010322581	3960
S20	-0,87309319	-0,77587098	-0,69809319	-0,634456826	-0,8	0,063870968	3500
S21	-1,350915771	-1,229638	-1,132615771	-1,053233953	-1,201	-0,075806452	4366
S22	-1,390077061	-1,27313262	-1,179577061	-1,103031606	-1,254	-0,050645161	4210
S24	-1,502165771	-1,41274911	-1,341215771	-1,282688498	-1,454	0,109193548	3219
S25	-1,553738351	-1,47040503	-1,403738351	-1,349192897	-1,525	0,144516129	3000
S27	-1,767189964	-1,73663442	-1,712189964	-1,692189964	-1,907	0,450967742	1100
S31	-1,358851254	-1,34124015	-1,327151254	-1,315623982	-1,54	0,526129032	634
S32	-1,35184319	-1,3260932	-1,30549319	-1,288638645	-1,507	0,478870968	927
S33	-1,279585125	-1,25172402	-1,229435125	-1,211198762	-1,428	0,466612903	1003



Corrections d'altitude sur les résidus des temps d'arrivée des ondes Pkp : tableau G1

station	Rn(6.2)	Rn(4,5)	Rn modél	Altitude (Zn)
S4	-0,576	Rn(4,5)	-0,577462373	3920
S5	-0,613	Rn(4,5)	-0,613243735	3900
S6	-0,652	Rn(4,5)	-0,652974918	3912
S7	-0,357	Rn(4,5)	-0,357304667	3901
S8	-0,035	Rn(4,5)	-0,034025097	3880
S9	-0,232	Rn(4,5)	-0,226516137	3806
S10	0	Rn(4,5)	0	3896
S11	-0,277	Rn(4,5)	-0,282971334	3994
S12	-0,237	Rn(4,5)	-0,237304667	3901
S13	-0,238	Rn(4,5)	-0,236537642	3872
S14	-0,286	Rn(4,5)	-0,280394273	3804
S16	-0,479	Rn(5,5)	-0,323310207	3980
S17	-0,358	Rn(5,5)	-0,202310207	3980
S18	-0,555	Rn(5,5)	-0,398899649	3960
S20	-0,8	Rn(4,5)	-0,77587098	3500
S21	-1,201	Rn(5,5)	-1,05323396	4366
S22	-1,254	Rn(5,5)	-1,103031614	4210
S24	-1,454	Rn(4,5)	-1,412749112	3219
S25	-1,525	Rn(4,5)	-1,470405026	3000
S27	-1,907	Rn(4,5)	-1,736634416	1100
S31	-1,54	Rn(4,5)	-1,341240151	634
S32	-1,507	Rn(4,5)	-1,326093198	927
S33	-1,428	Rn(4,5)	-1,251724022	1003

Corrections d'altitude des résidus relatifs (Pkp)



Corrections d'altitude sur les résidus des temps d'arrivée des ondes Pkp : tableau G 2

REFERENCES

- AHFELD F. (1972). - Geologia de Bolivia. *Libro Los Amigos*, La Paz, 190 p.
- AHFELD F. & BRANISA L. (1960). - Geologia de Bolivia. La Paz, 245 p.
- AL SAFFAR M. (1993). - Geometry of fault propagation folds: method and application. *Tectonophysics*, **223**, 363-380.
- ALLEN P. & ALLEN J. (1986). - Basin analysis, 451 p.
- ALLMENDINGER R.W., JORDAN T.E., KAY S.M. & ISACKS B.L. (1997). - The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **25**, 139-174.
- ALLMENDINGER R.W. & GUBBELS T. (1996). - Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia. *Tectonophysics*, **259**, 1-13.
- ALLMENDINGER R.W., RAMOS V.A., JORDAN T.E., PALMA M. & ISACKS B.L. (1983). - Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, **2**, 1, 1-16.
- ALLMENDINGER R.W. & ZAPATA T.R. (1996). - The Andean structure of the Cordillera Oriental from reprocessed YPF seismic reflexion data. Troisième symposium international sur la géodynamique Andine, Résumés étendus, 265-268
- ALONSON J. & TEIXELL A. (1992). - Limb deformation in some natural examples of fault-propagation. in : McClay K.R., Ed., Thrust Tectonics, Chapman and Hall, New York, 175-180.
- ANASTASIO D.J., FISHER D.M., MESSINA T. A. & HOLL J. (1997). - Kinematics of decollement folding in the Lost River Range, Idaho. in : Anastasio D.J., Erslev E.A. et Fisher D.M., Ed., Fault related folding, *J. Struct. Geol.*, **19**, 355-368.
- ANDRIESEN P.A.M. & REUTTER K.J. (1994). - K-Ar and fission track mineral age determinations of igneous rocks related to multiple magmatic arc systems along the 23° S latitude of Chile and NW Argentina. in : Reutter K.J., Scheuber E et Wigger P.J, Ed., Tectonics of the Southern Central Andes, 141-155.
- APOTRIA T., SNEDDEN W., SPANG J. & WILTSCHKO D. (1992). - Kinematic models of deformation at an oblique ramp. in : McClay K., Ed., Thrust Tectonics, Chapman and Hall, New York, 287-297.
- ASCARRUNZ K. (1962). - Estudio geológico del area comprendida entre: Coniri, Iquiri, Cantuyo. *Thesis de grado*, Univ. UMSA.
- ASCARRUNZ K. (1973). - Estudio estructural de la Región Norte de la falla Coniri. *Bol. Soc. Geol. Bol.*, **19**, 75-81.
- ASSUMPCAO M. & ARAUJO M. (1993). - Effect of the Altiplano-Puna plateau, South America, on the regional intraplate stresses. *Tectonophysics*, **221**, 475-496.
- AVIAL-SALINAS W. (1994). - Consideraciones geológicas sobre el basamento precámbrico de los Andes de Bolivia.
- BABY P. (1995). - Importance du raccourcissement et de la sédimentation synorogénique dans la structuration des zones d'arrière-arc des Andes Centrales (orocline Bolivien). *Mem. Habilitation D.R.*, ORSTOM-U J F Grenoble.
- BABY P., GUILLIER B., OLLER J., HÉRAIL G., MONTEMURRO G., ZUBIETA D. & SPECHT M. (1993). - Structural synthesis of the Bolivian Subandean zone. 2° *Symp. Int Géod. Andine*, Oxford, 159-162.
- BABY P., GUILLIER B., OLLER J. & MONTEMURRO G. (1993). - Modèle cinématique de la Zone Subandine du coude de Santa Cruz (entre 16°S et 19°S, Bolivie) déduit de la construction de cartes équilibrées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **317**, 1477-1483.
- BABY P., HÉRAIL G., SALINAS R. & SEMPÈRE T. (1992). - Geometry and kinematic evolution of passive roof duplexes: Examples from the foreland thrust system of the Subandean belt of Bolivia. *Tectonics*, **11**, 523-536.
- BABY P., MORETTI I., GUILLIER B., LIMACHI R., MÉNDEZ E., OLLER J. & SPECHT M. (1995). - Petroleum System of the Northern and Central Bolivian Sub-Andean Zone. in : Tankard A., Suarez S. et Welsink H., Ed., Petroleum basins of South America, AAPG Memoir, **62**, 445-458.
- BABY P., ROCHAT P., MASCLE G. & HÉRAIL G. (1997). - Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, **25**, 883-886.
- BABY P. et SEMPÈRE T. (1989). - Interpretación geológica de la parte meridional del Altiplano Sur., *Cahier de l'ORSTOM*.
- BABY P., SEMPÈRE T., OLLER J., BLANCO J., ZUBIETA D. & HÉRAIL G. (1992). - Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano: the Calazaya nappe. *Tectonophysics*, **205**, 155-169.
- BABY P., SPECHT M., OLLER J., MONTEMURRO G., COLETTA B. & LETOUZEY J. (1995). - The Boomerang-Chapare transfer zone (Recent Oil Discovery Trend in Bolivia): structural interpretation and experimental approach. in : Roure F., Ed., Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins, International Symposium, Moscow.
- BANKS C. J. & WARBURTON J. (1986). - "Passive-roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *J. Struct. Geol.*, **8**, 229-237.
- BARAZANGI M. & ISACKS B.L. (1976). - Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazsca plate beneath South America. *Geology*, **4**, 686-692.
- BASEI M. A., CHARRIER R. & HERVE F. (1996). - New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed Pre-cambrian units in Chile: Some geotectonic implication. 3 *Symp. int. géodyn. and*.
- BECK M. E. J. (1987). - Tectonics rotations on the leading edge of South America: the Bolivian orocline revisited. *Geology*, **15**, 806-809.
- BECK S., ZANDT G., MYERS S., WALLACE T., SILVER P. & DRAKE L. (1996). - Crustal Thickness variations in the Central Andes. *Geology*, **24**, 407-410.
- BENJAMIN T., JOHNSON N. & NAESER, C. (1987). - Recent rapid uplift in the Bolivian Andes, evidence from fission track dating. *Geology*, **15**, 680-683.
- BLANC-VALLERON M.M., SCHULER M., RAUSCHER R., CAMOIN G. & ROUCHY J.M. (1994). - La matière organique des séries d'âge Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur du bassin de Potosi (Cordillère orientale, Bolivie): apports stratigraphiques et paléo-géographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319**, 1359-1366.
- BLANCO Ró J. (1994). - Perfil transversal del Altiplano norte oriental y Cordillera Oriental entre Sica-Sica-Morochata y Corocoro Calamarca-Rio La Paz-Yaco y Luribay. *Rev. Tech. YPF*, **15**, 11-32.
- BOYER S.E. et ELLIOTT D. (1982). - Thrust Systems. *AAPG Bulletin*, **66**, 1196-1230.
- BRANISA L., CHAMOT G., BERRY W. & BOUCOT A. (1972). - Silurian of Bolivia. in : Berry J et Boucot A., Ed., Correlations of the South American Silurian Rocks, *Geol. Soc. Amer. Sp. Papers*, **133**, 21-31.
- BRANISA L., HOFFSTETTER R., FRENEIX S., ROMAN J. & SORNAY J. (1966). - Nouvelle contribution à l'étude de la paléontologie et de l'âge du Groupe Puca (Crétacé de Bolivie). *Bull. Mus. Hist. nat.*, **38/3**, 301-310.
- BURBANK D.W. & VERGES J. (1994) - Reconstruction of topography and related depositional systems during thrusting, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **104**, 3-17
- BUTLER R. (1992). - Structural evolution of the western Chartreuse fold and thrust system, NW French Subalpine Chains. in : McClay K., Ed., Thrust Tectonics, Chapman Hall, New York, 287-297.
- BUTLER R.F., RICHARDS D.R., SEMPÈRE T. & MARSHALL L. G. (1995). - Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from Late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia. *Geology*, **23**, 799-802.
- CAHILL T. & ISACKS B.L. (1992). - Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res.*, **97**, 17,503-17,529.
- CAREY S. W. (1955). - The Orocline Concept in Geotectonics. *Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania*, **89**, 255-288.
- CHARLESWORTH H. A. K. & GAGNON L. G. (1985). - Intercutaneous wedge, the triangle zone and structural thickening of the mynheer coal seam at coal valley in the Rocky Mountains foothills of central Alberta. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **33**, 22-30.

- CHARRIER R. & REUTTER K.J. (1994). - The Puralactis group of northern Chile: boundary between arc and backarc from late Cretaceous to Eocene. *in* : Reutter K.J., Scheuber E et Wigger P.J, Ed., *Tectonics of the Southern Central Andes*, 189-203.
- CHERRONI C. (1974). - Geologia de la region Corocoro. *Rev. Técn. YPFB (Santa Cruz)*, **4**, 3, 125-154.
- COIRA B., DAVIDSON J., MPODOZIS C. & RAMOS V. (1982). - Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **18**, 303-332.
- COLLETTA B., LETOUZEY J., PINEDO R., BALLARD J. F. & BALE P. (1991). - Computed X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned systems. *Geology*, **19**, 1063-1067.
- CROUGH S.T. (1983). - Apatite fission-track dating of erosion in the eastern Andes, Bolivia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64**, p. 396-397.
- DAHLEN F.A., DAVIS D. & SUPPE J. (1984). - Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges: Cohesive Coulomb Theory. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10087-10101.
- DAHLEN F.A. & SUPPE J. (1988). - Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. *Geol. Soc. Amer., Sp. Paper*, **218**, 161-178.
- DAHLSTROM C. (1969). - The upper detachment in concentric folding. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **10**, 326-346.
- DALMAYRAC B., LAUBACHER A. & MAROCCO R. (1980). - Géologie des Andes Péruviennes. *Trav. Doc. ORSTOM*, **122**, 1-501.
- DAVIS D., SUPPE J. & DAHLEN F.A. (1983). - Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *J. Geophys. Res.*, **88**, 1153-1172.
- DE METS C., GORDON R. G., ARGUS D.F. & STEIN S. (1990). - Current plate motions. *Geoph. Journ.*, **101**, 425-478.
- DE URREZTIETA M. (1995). - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. *Thèse Univ Rennes*.
- DE URREZTIETA M., GAPAIS D., LE CORRE C., COBBOLD P.R. & ROSSELLO E. (1996). - Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, NW Argentina. *Tectonophysics*, **259**, 17-39.
- DELCAILLAU B. & CAROZZA J. (1993). - Couplage érosion-tectonique et dynamique des fronts de chaînes actives. *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquitaine*, **53**, 35-52.
- DEWEY J. et LAMB S. (1992). - Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, **205**, 79-95.
- DEWEY J.F. & BIRD J.M. (1970). - Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **75**, 2625-2647.
- DIAZ MARTINEZ E. (1996). - Paleozoico inferior del Altiplano norte de Bolivia. *XII Congr. geol. Bolivia, Tarija*.
- DORBATH C. & GRANET M. (1996). - Local Earthquake Tomography of the Altiplano and the Eastern Cordillera of northern Bolivia. *Tectonophysics*, **259**, 117-136.
- DORBATH C., GRANET M., POUPINET G. & 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. & GROUP T. L.A. (1996). - Tomography of the Andean crust and mantle at 20°S: first results of the Lithoscope experiment. *Phys. Earth Planet. Int.*, **97**, 133-144.
- DUNN J. F. (1995). - Structural Styles and Hydrocarbon Potential of the Sub-Andean Thrust Belt. *in* : Tankard A.J., Suarez Soruco R. et H.J. Welsink, Ed., *Petroleum Basins of South America, AAPG Memoir*, **62**, 523-544.
- DUNNE W.M. et FERRIL D.A. (1988). - Blind thrust systems. *Geology*, **16**, 33-36.
- ERSLEV E. (1991). - Trishear fault-propagation folding. *Geology*, **19**, 617-620.
- ERSLEV E. A. & MAYBORN K. R. (1997). - Multiple geometries and modes of fault-propagation folding in the Canadian thrust belt. *in* : Anastasio D.J., Erlev E.A. et Fisher D.M., Ed., *Fault related folding*, *J. Struct. Geol.*, **19**, 321-335.
- ESPINOZA F., SOLER P., BALDELLON E. & FORNARI M. (1994). - Observaciones de campo, analisis petrografico y geoquimico de las lavas Tambillo. *Mem. XI Congr. geol. Bolivia*, 282-292.
- EVERNDEN J. F., KRIS S. et CHERRONI C. (1977). - Potassium-argon ages of some Bolivian rocks. *Econ. Geol.*, **72**, 1042-1061.
- FAURE J.L. et CHERMETTE J.C. (1989). - Deformation of tilted blocks, consequences on block geometry and extension measurements. *Bull. Soc. géol. France*, **3**, 461-476.
- FLINT S., TURNER P., JOLLEY E. & HARTLEY A. (1993). - Extensional tectonics in convergent margin basins: An example from the Salar de Atacama, Chilean Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **105**, 603-617.
- FORNARI M., ESPINOZA F., BALDELLON E. & SOLER P. (1996). - Late Oligocene early miocene alkaline magmatism in the central Altiplano of Bolivia. *3 Symp. intern. géodyn. andine*, 567-570.
- FORNARI M., HÉRAIL G., VISCARA G., LAUBACHER G. & ARGOLLO J. (1987). - Sédimentation et structure du bassin de Tipuani-Mapiri: un témoin de l'évolution du front amazonien des Andes du nord de la Bolivie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **305**, 1303-1308.
- FRICKE W., SAMTLEBEN C., SCHMIDT-KALER H., URIBE H. & VOGES A. (1964). - Geologische untersuchungen im zentrale Teil des bolivianischen Hochlandes nordwestlich Oruro. *Geol. Jahrbuch*, **85**, 941-972.
- FROIDEVAUX C. & ISACKS B. L. (1984). - The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **71**, 305-314.
- FUKAO Y., YAMAMOTO A. & KONO M. (1989). - Gravity anomaly across the Peruvian Andes. *J. Geophys. Res.*, **64**, 3867-3890.
- GARCIA M., HÉRAIL G. & CHARRIER R. (1996). - The Cenozoic forearc evolution in northern Chile: the western boarder of the Altiplano of Belen (Chile). *3 Symp. intern. géodyn. andine*, 359-362.
- GILL J.B. (1981). - Orogenic andesites and plate tectonic. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.
- GÖTZE H., SCHMITZ M., GIESE P., SCHMIDT S., WIGGER P., SCHWARZ G., ARANEDA M., CHONG G. & VIRAMONTE J. (1995). - Las estructuras litosfericas de los andes Centrales australes basadas en interpretaciones geofisicas: una revision. *Rev. geol. Chile*, **22**, 179-192.
- GRANGE F., CUNNINGHAM P., HATZFELD D., ROECKER S.W., MOLNAR P., RODRIGUEZ A., SUAREZ G. & OCALA L. (1984). - Tectonic implications of the micro-earthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6139-6152.
- GRANT J. L., HALLS C., AVILA W. & SN. J. (1979). - K-Ar ages of igneous rocks and mineralization in part of the Bolivian tin belt. *Econ. Geol.*, **74**, 838-851.
- GRATIER J. & GUILLIER B. (1993). - Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration (UNFOLD program). *J. Struct. Geol.*, **15**, 391-402.
- GRATIER J.P., MÉNARD G. et ARPIN R. (1989). - Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the western Alps. *in* : Coward M.P., Dietrich D. et Park R.G., Ed., *Alpine Tectonics*, *Geol. Soc. London, Sp. Pub.*, **45**, 65-81.
- GRIPPA E. & GORDON R. G. (1990). - Current plate velocities relative to hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 1109-1112.
- GUBBELS T. L., ISACKS B. L. & FARRAR E. (1993). - High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, **21**, 695-698.
- GUIRAUD M. (1991). - Mécanisme de formation du bassin Crétacé sur décrochements multiples de la Haute-Bénoué (Nigéria). *Bull. Centres Rech. Explo.-Prod. Elf-Aquitaine*.
- HARDY S. & POBLET J. (1994). - Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment fold. *Geology*, **22**, 371-374.
- HASEGAWA A. & SACKS I.S. (1981). - Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. *J. Geophys. Res.*, **86**, 4971-4980.
- HÉRAIL G., BABY P., OLLER J., LOPEZ M., LOPEZ O., SALINAS R., SEMPÈRE T., BECCAR G. & TOLEDO H. (1990). - Structure and kinematic evolution of Subandean thrust system of Bolivia. *Intern. Symp. Andean Geodyn.*, Grenoble (France), ORSTOM, Série «Collo-

- ques et Séminaires», Extended abstracts, 179-182
- HÉRAIL G., OLLER J., BABY P., BLANCO J., BONHOMME M.G. & SOLER P. (1993). - The Tupiza, Nazareno, and Estarca basins (Bolivia): strike-slip faulting and thrusting during the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. *2nd Intern. Symp. Andean Geodynamics*, Oxford (Angleterre), ORSTOM, 191-194
- HÉRAIL G. & RIQUELME R. (1997). - Estructuras de crecimiento sinsedimentario y de reactivación tectónica cenozoicas en la región de Chucal (Altiplano de Chile). Implicaciones tectónicas. *VIII Congr. Geol. Chileno*, Antofagasta-Chile.
- HÉRAIL G., SOLER P., BONHOMME M. G. & LIZECA J. L. (1993). - Evolution 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**, 515-522.
- HOFFSTETTER R., MARTINEZ C., MUNOZ-REYES J. et TOMASI P. (1971). - Le gisement d'Ayo Ayo (Bolivie), une succession stratigraphique Pliocène-Pléistocène datée par des Mammifères. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **273**, 2472-2475.
- HOFFSTETTER R., MARTINEZ C. & TOMASI P. (1972). - Nouveaux gisements de mammifères néogènes dans les couches rouges de l'Altiplano bolivien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **273**, 739-742.
- HOKE L., HILTON D., LAMB S., HAMMERSCHMIDT K. & FRIEDRICHSON H. (1994). - ³He evidence for a wide zone of active mantle melting beneath the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **128**, 341-355.
- HOKE L., LAMB S. & ENTENMANN J. (1994). - Volcanic rocks from the Bolivian Altiplano: insights into crustal structure, contamination and magma genesis. Comment and reply. *Geology*, **21**, 1147-1149.
- HSU K. (1990). - Comment and reply on «Evolution of continental crust in the central Andes. *Geology*, **21**, 1147-1149.
- ISAACSON P. E. & DIAZ MARTINEZ E. (1995). - Evidence for a middle-late Paleozoic foreland basin and significant latitudinal shift, Central Andes. in: Tankard A., Suarez S. et Welsink H., Ed., Petroleum basins of South America, *AAPG Memoir*, **62**, 231-249.
- ISACKS B. (1988). - Uplift of the central andean plate and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3211-3231.
- JAILLARD E. (1994). - Geodynamic Evolution of the Peruvian/Ecuadorian Margin. in: Salfity J., Ed., Cretaceous tectonics of the Andes.
- JAILLARD E. & SANTANDER G. (1992). - La Tectónica polifásica en escamas de la zona de Manazo-lagunillas (Puno, sur del Peru). *Bull. Inst. fr. études andines*, **21**, 37-58.
- JAMES D.E. (1971). - Andean crustal and upper mantle structure. *J. Geophys. Res.*, **76**, 3246-3271.
- JAMES D.E. & SNOKE J.A. (1994). - Structure and tectonics in the region of flat subduction beneath central Peru: Crust and uppermost mantle. *J. Geophys. Res.*, **99**, p. 6899-6912.
- JAMISON W. (1987). - Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Struct. Geol.*, **9**, 207-220.
- JAMISON W. (1992). - Stress controls on fold thrust style. in: McClay K.R., Ed., Thrust Tectonics, Chapman and Hall, London, 155-164.
- JORDAN T.E. & ALLMENDINGER R.W. (1986). - The Sierras Pampeanas of Argentina, a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *Amer. J. Earth Sciences*, **286**, 737-764.
- JORDAN T.E., ISACKS B.L., ALLMENDINGER R.W., BREWER J.A., RAMOS V.A. & ANDO C.J. (1983). - Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 341-361.
- KATZMAN R., TEN BRINK U.S. & LIN J. (1995). - Three-dimensional modeling of pull-apart basins: Implications for the tectonics of the Dead Sea Basin. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6295-6312.
- KAY R.F., MCFADDEN B.J., MADDEN R.H., ANAYA F. & FARRAR E. (1995). - New radiometric dates confirm late Oligocene age of the Deseadan Salla beds, Bolivia, and the oldest known South American primate. *Journ. Vert. pal.*, **15**.
- KENNAN L., LAMB S. & RUNDLE C. (1995). - K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. *Journ. South America Géologie Alpine*, 2002, Mémoire H.S. n° 38
- Earth Sci.*, **8**, 163-186.
- KLEY J. (1996). - Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting in the Cordillera Oriental of southern Bolivia. *Tectonics*, **15**, 763-775.
- KLEY J., MÜLLER J., TAWACKOLI S., JACOBSHAGEN V. & MANUTSOGLU E. (1997). - Pre-Andean and Andean-age deformation in the eastern Cordillera of Southern Bolivia. *Journ. South America Earth Sci.*, **10**, 1-19.
- KONO M., FUKAO Y. & YAMAMOTO A. (1989). - Mountain building in the Central Andes. *J. Geophys. Res.*, **94**, 3891-3905.
- KÖTTA., GAUPP R. & WÖRNER G. (1995). - Miocene to recent history of the western Altiplano in the northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca basin (18°15'-18°40'S/69°30'-69°05'W). *Geol. Rundsch*, **84**, 770-780.
- KRIZ S. & CHERRONI C. (1966). - Diagramas correlativos de las formaciones cretácicas del Suroeste de Bolivia. *Serv. Geol. Bol., hoja inform. n°2*.
- LAMB S. & HOKE L. (1997). - Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America. *Tectonics*, **16**, 623-649.
- LAUBACHER G. (1978). - Géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au Nord et au Nord-Ouest du lac Titicaca. *Trav. et doc. ORSTOM*, **95**, 217 p.
- LAVENU A. (1984). - Age pliocène de la formation Remedios, dans l'Altiplano bolivien. Caractères de la tectonique pliocène. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **15**, 1051-1054.
- LAVENU A. (1986). - Etude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale de Bolivie. *Thèse Doctorat ès-Sciences*, Université Paris Sud - Orsay, 434 p.
- LAVENU A. (1995). - Geodinámica Plio-Cuaternaria en los Andes Centrales: El Altiplano Norte de Bolivia. *Rev. Técnica YPF*, **16**, 79-96.
- LAVENU A., BONHOMME M. G., VATIN-PERIGNON N. & PACHTERE de P. (1989). - Neogene magmatism in the Bolivian Andes between 16° and 18° S. Stratigraphy and K-Ar geochronology. *J. South Amer. Earth Sci.*, **2**, 35-47.
- LAVENU A. & MERCIER J.-L. (1991). - Evolution du régime tectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes de Bolivie du Miocène supérieur à l'actuel: un effet des forces de gravité et des forces aux limites. *Géodynamique*, **6**, 21-55.
- LEGROS P., DEMANT A., COULON C., SOLER P. & FORNARI M. (1996). - The high K neogene back arc volcanism of the Bolivian Altiplano: a complex petrogenetic story. *3 Symp. intern. géodyn. andine*, 597-600
- LEHMANN B. (1978). - A precambrian core sample from the Altiplano-Bolivia. *Geol. Rundsch.*, **67**, 1, p. 270-278.
- LEROY J. & JIMENEZ N. (1996). - Le volcanisme de la bordure occidentale de la Meseta de Los Frailes (Bolivie); un jalon représentatif du volcanisme andin depuis l'Oligocène supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, **167**, p. 211-226.
- LETURMY P., MUGNIER J.L. & CHALARON E. (1995). - Erosion and sedimentation au voisinage d'un anticlinal de rampe: apport d'un modèle numérique. *Bull. Soc. Geol. France*, **166**, 783-795.
- LOHMAN H. & BRANISA L. (1962). - Estratigrafía y paleontología del Grupo Puca en el sinclinal de Miraflores, Potosí. *Petroleo Boliviano*, **4**, 9-16.
- LUCASSEN F. & FRANZ G. (1996). - Magmatic arc metamorphism: petrology and temperature history of metabasic rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile. *J. metamorphic Geol.*, **14**, 249-265.
- LUSIEUX R. (1996). - Construction d'un modèle géométrique des Andes Centrales au niveau de 19°S. *Mém. de Maîtrise*, Univ. Université Joseph Fourier, Grenoble, p.
- LYON-CAEN H., MOLNAR P. & SUAREZ G. (1985). - Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 81-92.
- MCBRIDE S., CLARK A., FARRAR E. & ARCHIBALD D. (1987). - Delimitation of a cryptic Eocene tectono-thermal domain in the Eastern Cordillera of the Bolivian Andes through K-Ar dating and 40Ar-39Ar step-heating. *Journ. Geol. Soc. London*, **144**, 243-255.

- McCLAY K. (1992). - Glossary of thrust tectonics terms. *in* : McClay K., Ed., Thrust Tectonics, Chapman Hall, New York, 419-433.
- McCLAY K. & BUCHANAN P. (1992). - Thrust faults in inverted extensional basins. *in* : McClay K., Ed., Thrust Tectonics, Chapman Hall, New York.
- McFADDEN B., ANAYA F., PEREZ H., NAESEER C., ZEITLER P. & CAMPBELL K. (1990). - Late cenozoic paleomagnetism and chronologie of andean basins of Bolivia: evidence for possible oroclinal bending. *Journ. Geophys.*, **98**, 541-555.
- McFADDEN B., CAMPBELL K., CIFELLI R., SILES O., JOHNSON N., NAESEER C. & ZEITLER P. (1985). - Magnetic polarity stratigraphy and mammalian fauna of the Deseadan (late Oligocene-early Miocene) Salla Beds of northern Bolivia. *J. Geol.*, **93**, 223-250.
- McFADDEN B.J., ANAYA F. & SWISHER C.C. (1995). - Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia. *J. Geophys. Res.*, **100**, 8153-8167.
- MCRAE L. (1990). - Paleomagnetic isochron, unsteadiness and unconfornity of sedimentation in Miocene intermontane sediments and salla, eastern Andean cordillera. *Journ. Geol.*, **98**, 479-500.
- MAROCRO R. (1978). - Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel, Sud du pérou. *Trav. et doc. ORSTOM*, 195 p.
- MAROCRO R., SEMPÈRE T., CIRBIAN M. & OLLER J. (1987). - Mide en evidence d'une deformation paleocene en Bolivie du Sud. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **304**, 1139-1143.
- MARSHALL L.G. & SEMPÈRE T. (1991). - The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. *in* : Suárez-Soruco R., Ed., Fósiles y Facies de Bolivia (1), *Rev. Técn. YPF*, Santa Cruz, **12** (3-4), 631-652.
- MARSHALL L.G., SEMPÈRE T. et GAYET M. (1992). - The Petaca (late Oligocene-middle Miocene) and Yecua (late Miocene) formations of the subandean basin, Bolivia, in their stratigraphic and tectonic context. *Table ronde Européenne «Paléontologie et Stratigraphie d'Amérique latine», Résumé, Lyon (France)*.
- MARSHALL L.G., SWISHER C., LAVENU A., HOFFSTETTER R. & CURTIS G. (1992). - Geochronology of the mammal-bearing late Cenozoic on the northern Altiplano, Bolivia. *J. South Amer. Earth Sci.*, **5**, 1-19.
- MARTINEZ C. (1980). - Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la cordillère des Andes de Bolivie. *ORSTOM Trav. et doc.*, **119**, 352 p.
- MARTINEZ C. & TOMASI P. (1978). - Carte structurale des Andes septentrionales de Bolivie, Not. Explicative 77, ORSTOM.
- MASEK J.G., ISACKS B.L., GUBBELS T.L. & FIELDING E.J. (1994). - Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geophys. Res.*, **99**, 13941-13956.
- MÉGARD F., NOBLE D. C., MCKEE E. K. & BELLON H. (1984). - Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin. Andes of central Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 1108-1117.
- MENARD G. (1988). - Coupes équilibrées crustales. *in* : Gratier J.P., Ed., L'équilibrage des coupes équilibrées, *Mém. doc. centre Arm. ét. struct. socles*, **20**, 160.
- MERCIER J.L., SEBRIER M., LAVENU A., CABRERA J., BELLIER O., DUMONT J.F. & MACHARE J. (1992). - Changes in the tectonic regime above a subduction zone of Andean type: the Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene-Pleistocene. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11945-11982.
- MEYER H.C. & M. J. (1964). - Sobre la geologia de las Provincias Aroma, Pacajes y Carangas. *Bol. Depio. Nat. Geol. La Paz-Bolivia*, **1**.
- MITCHUM J.R.M., VAIL P.R. et THOMPSON S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *in* : Payton C.E., Ed., Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration, *AAPG Memoir*, **26**, 53-62.
- MITRA S. (1986). - Duplex Structures and Imbricate Thrust Systems: geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential. *AAPG Bull.*, **70**, 1087-1112.
- MITRA S. (1990). - Fault propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbure traps. *AAPG Bull.*, **74**, 6, 921-945.
- MITRA S. (1992). - Balanced Structural Interpretations in Fold and Thrust Belts. *in* : Mitra S. et Fischer G., Ed., Structural geology of Folds and Thrust Belts, The John Hopkins University Press, Baltimore and London, 53-77.
- MITRA S. & NAMSON J. (1989). - Equal-area balancing. *Amer. J. Science*, **289**, 563-599.
- MOLNAR P. & LYON-CAEN H. (1988). - Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geol. Soc. Ameri., Sp. Paper*, **218**, 179-207.
- MONTECINOS F. (1963). - Observaciones de Geologia en el Cuadrangulo de Campanani, Departamento de Arica, provincia de Tarapaca. *Thèse U de Chile*, 109 p.
- MORETTI I. & ARANIBAR O. (1995). - Evaluacion del potencial petrolifero del Altiplano de Bolivia. *Rev. Tecn., YPF*, **10**.
- MORETTI I., BABY P., MENDEZ E. & ZUBIETA D. (1996). - Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Sub Andean Zone from 18 to 22° S, Bolivia. *Petrol. Geoscience*, **2**, 17-18.
- MORLEY C.K. (1986). - A classification of Thrust Fronts. *AAPG Bull.*, **70**, 12-25.
- MORLEY C.K. (1994). - Fold-generated imbricates: examples from the Caledonides of Southern Norway. *J. Struct. Geol.*, **16**, 619-631.
- MOSAR J. et SUPPE J. (1992). - Role of shear in fault-propagation folding. *in* : McClay K.R., Ed., Thrust Tectonics, Chapman and Hall, London, 123-132.
- MPODOZIS C., CORNEJO P., KAY S. & TITTLER A. (1995). - La franja de Maricunga: sintesis de la evolucion del frente Volcanico Oligoceno-Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Rev. Geol. Chile*, **21**, 2, p. 273-313.
- MUGNIER J.L., GUELLEC S., MENARD G., ROURE F., TARDY M. & VIALON P. (1990). - A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the ECORS profile. *Bull. Soc. géol. France*, **156**, 203-216.
- MUNOZ N. & CHARRIER R. (1996). - Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journ. South Amer. Earth Sciences*, **9**, 171-181.
- MUNOZ N. & FUENZALIDA R. (1997). - La cuenca Arica: un relleno de hemigraben. *VIII Congr. Geol. Chileno*, Antofagasta, Chile, 1830-1833
- MUNOZ N. & SEPULVEDA P. (1992). - Estructura compressiva con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depression Central, Norte de Chile (19°15'S). *Rev. Geol. Chile*, **19**, 2, p. 241-247.
- MYERS S., WALLACE T., BECK S., SILVER P., ZANDT G., VANDECAR J. & MINAYA E. (1995). - Implications of spatial and temporal development of the aftershock sequence for the Mw 8.3 June 9, 1994 deep Bolivian earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2269-2272.
- OKAYA N., TAWACKOLI S. & GIESE P. (1997). - Area-balanced model of the late cenozoic tectonic evolution of the central Andean arc and back arc (lat. 20°-22°S). *Geology*, **25**, 367-370.
- OLLER J. (1992). - Cuadro estratigrafico de Bolivia. *YPFB document, Santa Cruz, Bolivia, unpubl.*
- OVIEDO C. (1962). - Contribucion al conocimiento estratigrafico de la peninsula de Copacabana. *Thesis de grado*, Univ. Universidad Major de San Andres, La Paz.
- PARDO-CASAS F. & MOLNAR P. (1987). - Relative motion of the Nazca (Farallon) and south american plates since late cretaceous time. *Tectonics*, **6**, 233-248.
- PARRAGUEZ G., HERAIL G. & ELGUETA S. (1997). - Antecedentes cronologicos de la Formation Azapa en la provincia de Arica, region de Tarapaca (Chile). *VIII Congr. Geol. Chileno*, Antofagasta-Chile.
- PARRAGUEZ G., HERAIL G., ROPERCH P. & LAVENU A. (1997). - Significado tectonico de la geomorfologia del margen continental del norte de chile (region de Arica). *VIII Congr. Geol. Chileno*, Antofagasta-Chile.

- PILGER R. H. (1984). - Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *J. Geol. Soc. London*, 141, p. 793-802.
- PONCE J. (1964). - «Estudio geológico del área de Corque» Provincia Carangas, Departamento de Oruro. *Thesis de grado*, Univ. UMSA.
- PONCE J. (1972). - Breves notas sobre la Geología del Altiplano Norte. *Soc. Geol. Bol.*, 17.
- RAMOS V. (1988). - The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude. *Geol. Soci. America, Sp. Paper*, 218, p. 31-54.
- REDWOOD S. D. (1987). - The Soledad caldera, Bolivia: A Miocene caldera associated epithermal Au-Ag-Cu-Pb-Zn mineralization. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, p. 395-404.
- REDWOOD S. D. & McINTYRE R. M. (1989). - K-Ar dating of miocene magmatism and related epithermal mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia. *Econ. Geol.*, 84, p. 618-630.
- REUTTER K., CHONG G. & SCHEUBER E. (1993). - The 'West Fissure' and the cordilleran fault system of northern Chile. *2nd Intern. Symp. Andean Geodynamics*, Oxford, ORSTOM, p. 237-240.
- REUTTER K. J. & SCHEUBER E. (1988). - Relation between tectonic and magmatism in the Andes of northern Chile and adjacent areas between 21° and 25° S. V Congreso Geológico, Santiago, I, p. 345-363.
- REUTTER K. J., SCHEUBER E. & HELMCKE D. (1991). - Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacement in the Precordillera of northern Chile. *Geol. Rundsch.*, 80, p. 135-153.
- RIQUELME R. & HÉRAIL G. (1997). - Discordancias progresivas en el cenozoico superior del borde occidental del Altiplano de Arica: implicancias tectónicas. *VIII Congr. Geol. Chileno*, Antofagasta-Chile.
- ROCHAT Ph., HÉRAIL G., BABY P., MASCLE G. & ARANIBAR O. (1998). - Analyse géométrique et modèle tectono-sédimentaire de l'Altiplano Nord-Bolivien. *C. R. Ac. Sci. Paris*, 327, 769-775.
- ROCHAT Ph., HÉRAIL G., BABY P. & MASCLE G. [1999]. - Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de formation de l'Altiplano. *C. R. Ac. Sci. Paris*, 328, 189-195.
- ROCHAT Ph., BABY P., HÉRAIL G. & MASCLE G. [2000]. - Tectonosedimentary model of the Northern Bolivian Altiplano: Sequential balancing of a synorogenic basin evolution *AAPG, Hedberg Conf.*, Caracas.
- RODRIGO L. & CASTANO A. (1975). - Estudio sedimentológico de las formaciones «Tiwanaku, Coniri y Kollu-Kollu» del Altiplano septentrional boliviano. *Soc. Geol. Bolivia*, 22, p. 85-126.
- ROEDER D. (1988). - Andean age structure of eastern Cordillera. *Tectonics*, 7, 1, p. 23-39.
- ROPERCH P., AUBRY L., HÉRAIL G., FORNARI M. & CHAUVIN A. (1996). - Magnetostratigraphy and paleomagnetic rotation of the North-central Bolivian Altiplano basin. *3 Symp. intern. géodyn. andine*, p. 567-570.
- ROPERCH P. & CARLIER G. (1992). - Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the central Andes of Southern Peru: importance of rotations in the development of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 97, p. 17233-17249.
- ROPERCH P., FORNARI M. & HÉRAIL G. (1993). - A paleomagnetic study of the Altiplano. *2nd Intern. Symp. Andean Geodynamics*, Oxford, ORSTOM, p. 241-244.
- ROPERCH P., HÉRAIL G. & FORNARI M. (1999). - Magnetostratigraphy of the Miocene Corque basin, Bolivia: Implications for the geodynamic evolution of the Altiplano during the late Tertiary. *J. Geophys. Res.*, 104, B9, p. 20415-20429.
- ROYDEN L. H. (1993). - The tectonic expressions of slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, 12, p. 303-325.
- RUTLAND R. (1971). - Andean orogeny and sea floor spreading. *Nature*, 233, p. 252-255.
- SANDERSON D. (1982). - Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics*, 88, p. 201-233.
- SCHEUBER E., BOGDANIC T., JENSEN A. & REUTTER K. J. (1994). - Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. *in*: Reutter K. J., Scheuber E. & Wigger P. J., Ed., Tectonics of the Southern Central Andes, p. 121-141.
- SCHMITZ M. (1993). - Kollisionsstrukturen in den Zentralen Anden: Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen und Modellierung krustaler Deformationen. *Thèse Univ. FU Berlin*.
- SCHMITZ M. (1994). - A balanced model of the southern central Andes. *Tectonics*, p. 484-492.
- SCHMITZ M. & KLEY J. (1997). - The geometry of the central andean back arc crust: joint interpretation of cross section balancing and seismic refraction data. *Journ. South Amer. Earth Sciences*, 10, p. 99-110.
- SCHWARZ G., CHONG DIAZ G., KRÜGER D., MARTINEZ E., MASSOW W., RATH V. & VIRAMONTE J. (1994). - Crustal High Conductivity Zones in the Southern Central Andes. *in*: Reutter K. J., Scheuber E. & Wigger P. J., Ed., Tectonics of the Southern Central Andes, 49-67.
- SEBRIER M., LAVENU A., FORNARI M. & SOULAS J. P. (1988). - Tectonics and uplift in the Central Andes, Peru, Bolivia, northern Chile, from Eocene to Present. *Géodynamique*, 3, 1-2, 85-106.
- SEMPERE T. (1994). - Kimmeridgian? to Paleocene Tectonic Evolution of Bolivia. *in*: Salfity A., Ed., Cretaceous tectonics of the Andes.
- SEMPERE T. (1995). - Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. *in*: Tankard A. J., Suarez Soruco R. et H. J. Welsink, Ed., Petroleum Basins of South America, *AAPG Memoir*, 62, 207-230.
- SEMPERE T., BUTLER R. F., RICHARDS D. R., MARSHALL L. G., SHARP W. & SWISHER C. C. (1997). - Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, 709-727.
- SEMPERE T., HÉRAIL G. & OLLER J. (1988). - Los aspectos estructurales y sedimentarios del oroclino boliviano. *V Congr. Geol. Chileno*, I, 127-142.
- SEMPERE T., HÉRAIL G., OLLER J. & BONHOMME M. (1990). - Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18, 946-949.
- SERVANT M., SEMPERE T., ARGOLLO J., BERNAT M., FÉRAUD G. & LO BELLO P. (1989). - Morphogénèse et soulèvement de la Cordillère Orientale des Andes de Bolivie au Cénozoïque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 417-422.
- SHEFFELS B. (1990). - Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, 18, 812-815.
- SHEFFELS B. (1995). - Is the Bend in the Bolivian Andes an Orocline? *in*: Tankard A., Suarez S. et Welsink H., Ed., Petroleum basins of South America, *AAPG Memoir*, 62, 511-522.
- SINCLAIR H. D., COAKLEY B. J., ALLEN P. A. & WATTS A. B. (1991). - Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10, 3, 599-620.
- SIRVAS F. & TORRES E. (1966). - Consideraciones geológicas de la zona noroeste de la provincia Pacajes del Departamento de La Paz. *Bol. Inst. Bol. Petroleo*, 6, 54-64.
- SOLER P. (1981). - Contribution à l'étude du magmatisme associé aux marges actives. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme crétacé à pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou central. Implications géodynamiques et métallogéniques. *Thèse Doctorat ès-Science*, Univ. P et M Curie-Paris.
- SOLER P. & BONHOMME M. G. (1990). - Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. *in*: Kay S. M. et Rapela C. W., Ed., *Geol. Soc. America Sp. Papers*, 241, 173-192.
- SOLER P., CARLIER G., BONHOMME M. G. & FORNARI M. (1993). - Field observations and K-Ar dating of the Cerro Chiar Kkollu (Southern Altiplano, Bolivia). *2nd Intern. Symp. Andean Geodynamics*, Oxford, ORSTOM, 443-446.

- SOLER P., HÉRAIL G., LIZECA J.L. & BONHOMME M.G. (1992). - Tectónica, magmatismo y erosión al contacto entre el Altiplano y la Cordillera Oriental al Norte de Oruro - Implicaciones sobre la orogénesis andina en Bolivia. *X Cong. Geol. Boliviano*, La Paz, *Bol. Soc. Geol. Boliviana*, n° 27, 168-172
- SOLER P. & JIMENEZ CH. N. (1993). - Magmatic constraints upon the evolution of the Bolivian Andes since Late Oligocene times. *2nd Intern. Symp. Andean Geodynamics*, Oxford, ORSTOM, 447-451
- STERN C. R. (1991). - Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*, p. 78-81.
- SUAREZ G., MOLNAR P. et BURCHFIELD B.C. (1983). - Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *J. Geophys. Res.*, **88**, 10403-10428.
- SUPPE J. (1983). - Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Amer. J. Science*, **283**, 684-721.
- SWANSON K.E., NOBLE D.C., MCKEE E.H., SEMPERE T., MARTINEZ C. & CIRBIAN M. (1987). - Major revisions in the age of rock units and tectonic events in the northern Altiplano basin of Bolivia. *GSA Meeting, Abstracts with Programs*, **19**, 456
- TINKER M., WALLACE T., BECK S., MYERS S. & PAPANIKOLAS A. (1996). - Geometry and states of stress of the Nazca plate beneath Bolivia and its implication for the evolution of the Bolivian orocline. *Geology*, **24**, 387-390. TROENG B., SORIA E.E., CLAURE V.H., MOBAREC R. & MURILLO F. (1994). - Descubrimiento de basamento precámbrico en la cordillera occidental altiplano de los Andes bolivianos. *Mem. XI Congr. geol. Bolivia*.
- UYEDA S. & KANAMORI H. (1979). - Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, **84**, 1049-1060.
- VANN I.R., GRAHAM R.H. & HAYWARD A.B. (1986). - The structure of mountain fronts. *J. Struct. Geol.*, **8**, 215-227.
- VICENTE J.C. (1989). - Early late Cretaceous overthrusting in the western cordillera of southern Peru. *in* : Erickson G.E., Canas Pinochet M.T. et Reinemund J.A., Ed., *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, Houston, Texas, **11**, 91-117.
- VILLARROEL C. (1974). - Les Mésothérines (Notoungulata, Mammalia) du Pliocène de Bolivie. Leurs rapports avec ceux d'Argentine. *Ann. Paléontol.*, **60**, 245-281.
- VILLARROEL C. (1978). - Edades y correlaciones de algunas unidades litoestratigráficas del Altiplano Bolivianos y estudio de algunos representantes mesoterinos. *Rev. Acad. Nac. Cienc. Bolivia*, **1**, 159-170.
- VINOUR P. (1995). - Influence de la sédimentation et de l'érosion sur la propagation des chevauchements d'avant chaîne : étude régionale (Sud Bolivie) et expérimentale. *Mem. DEA, U J F Grenoble*.
- VON HUENE R. & SCHOLL D.W. (1991). - Observation at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Rev. Geophys.*, **29**, 279-316.
- VON HUENE R. & SUESS E. (1988). - Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin: Part 1, tectonic history. *Geology*, **16**, 934-938.
- WATT A., LAMB S., FAIRHEAD J. & DEWEY J.F. (1995). - Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **134**, 9-21.
- WEAVER B. & TARNEY J. (1982). - Andesitic magmatism and continental growth. *in* : Thorpe R., Ed., *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, John Wiley & Sons Ltd., New York, 639-662.
- SUPPE J. & MEDWEDEFF D. (1990). - Geometry and kinematics of fault- WHITMAN D. (1993). - Lithospheric Structure and segmentation of the Central Andean Plateau. *Thèse Univ. Cornell*.
- WIGGER P., SCHMITZ M., ARANEDA M., ASCH G., BALDZUHN S., GIESE P., HEINSOHN W., MARTINEZ E., RICALDI E., ROWER P. & VIRAMONTE P. (1994). - Variation in the Crustal structure of the Southern Central Andes deduced from Seismic Refraction Investigation. *in* : Reutter K.J., Scheuber E et Wigger P.J, Ed., *Tectonics of the Southern Central Andes*, 23-48.
- WILKES E. & GÖRLER K. (1994). - Sedimentary and structural evolution of the Salar de Atacama Depression. *in* : Reutter K.J., Scheuber E et Wigger P.J, Ed., *Tectonics of the Southern Central Andes*, 171-189.
- WOLFART R. et VOGES A. (1968). - Beitrage zur Kenntnis des Devons von Bolivien. *Beiheft Geol. Jahrbuch*, **74**, 5-138 & 203-229.
- WOODWARD N.B. (1997). - Low-amplitude evolution of break-thrust folding. *in* : Anastasio D.J., Erlev E.A. et Fisher D.M., Ed., *Fault related folding*, *J. Struct. Geol.*, **19**, 293-301.
- WOODWARD N.B., BOYER S.E. & SUPPE J. (1985). - An outline of balanced cross sections, TN, *Stud. in geol.* 11., Univ. of Tenn., Dep. of Geol. Sci., Knoxville, 170 p.
- WÖRMER G., HARMON R.S., DAVIDSON J., MOORBATH S., TURNER D.L., McMILLAN N., NYE C., LOPEZ-ESCOBAR L. & MORENO H. (1988). - The Nevados de Payachata Volcanic Region (18°S/69°W, N. Chile). I. Geological, geochemical and isotopic observations. *Bull. Volcanol.*, **30**, 287-303.
- WORTEL M. (1984). - Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *Journ. Geol. Soc. London*, **141**, 783-791.
- ZANDT G., BECK S.L., RUPPERT S.R., AMMON C.J., ROCK D., MINAYA E., WALLACE C.N. & SILVER P.G. (1996). - Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: constraints from broadband regional seismic waveforms. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1159-1162.
- ZANDT G., VELASCO A. & BECK S. (1994). - Composition and thickness of the southern altiplano crust, Bolivia. *Geology*, **22**, 1003-1006.

Liste des figures et tableaux

Figure 1 Schéma des principales caractéristiques morphostructurales et structurales des plaques subductées et subductantes au niveau des Andes centrales.	p. 6
Figure 2 Unités morphostructurales et grandes limites tectoniques de l'Altiplano Nord et Centre Bolivien.	p. 11
Figure 3 Coupe schématique de l'Altiplano Nord-Bolivien.	p. 13
Figure 4 Carte des anomalies isostatiques résiduelles.	p. 14
Figure 5 Carte des isobathes de la base du Tertiaire.	p. 15
Figure 6 Colonne lithostratigraphique généralisée de l'Altiplano Nord et Centre.	p. 16
Figure 7 Carte géologique de l'Altiplano Nord Bolivien (Agencement séquentiel).	p. 18-19
Figure 8 Différents types de relations géométriques entre les strates et les limites de séquences et/ou de surfaces de dépôts reconnus dans l'Altiplano.	p. 20
Figure 9 Carte de localisation des figures, colonnes lithostratigraphiques et des coupes..	p. 21
Figure 10 Corrélations stratigraphiques des séries ante-tertiaires de l'Altiplano.	p. 22
Figure 11 Relations géométriques entre les différentes formations tertiaires dans le bassin de Corocoro.	p. 24
Figure 12 Coupes sériées présentant les données de surface et de subsurface (sismique réflexion YPFB).	p. 25-27
Figure 13 Colonnes lithostratigraphiques étudiées dans le bassin oriental.	p. 30
Figure 14 Discordances progressives au sein de la Formation Coniri (2 ^{ème} Séquence).	p. 31
Figure 15 Dispositifs de discordances progressives au sein de la Formation Coniri (2 ^{ème} Séquence) au front du système Coniri.	p. 32
Figure 16 Relations géométriques entre les différentes formations tertiaires dans la partie sud du bassin de Corocoro.	p. 33
Figure 17 Discordance déformée de la formation Caquiaviri dans le bassin oriental (Corocoro).	p. 34
Figure 18 Pointé sismique profondeur dans le bassin oriental suivant la coupe 5.	p. 35
Figure 19 Relations géométriques entre les formations tertiaires sur la bordure ouest du bassin Poopo.	p. 37
Figure 20 Données de sismique réflexion (pointé profondeur) et de terrains à l'extrémité sud du bassin oriental et la bordure ouest de la Cordillère Orientale.	p. 38
Figure 21 Discordances progressives à la base de la formation Umala (Miocène sup. -Pliocène inf.).	p. 39
Figure 22 et 23 Colonnes lithostratigraphiques du bassin Corque.	p. 42-43
Figure 24 Relations géométriques entre les différentes formations tertiaires du bassin Corque (sismique réflexion YPFB).	p.44
Figure 25 Eventail sédimentaire (progradation) au sein de la formation Huayllapucara et discordance de la formation Caquiaviri sur le flanc ouest du synclinal de Corque-Rosapata (sismique réflexion YPFB).	p.47
Figure 26 Discordance de la formation Mauri 6 (S 5) sur le flanc ouest du synclinal de Corque.	p.47
Figure 27 Discordances progressives au passage formation Ballivian (Oligocène sup- Miocène inf.) et Caquiaviri (Miocène moyen sur le flanc d'un diapir d'évaporites le long de la faille de Chuquichambi.	p. 48
Figure 28 Discordances progressives cartographiques au passage F.Caquiaviri/ F. Ballivian.	p. 49
Figure 29 Discordance de la formation San Andres 6 (S 3) sur la formation San Andres 1-5 (S 2) au dos de la structure de San Andres (bordure W du bassin Corque, 17°S; sismique réflexion YPFB).	p. 50
Figure 30 Eventail sédimentaire (F. Pomata : S 4) et discordance cartographique (F. Mauri 6 : S 5) à l'extrémité sud du synclinal de Corque-Rosapata.	p. 51
Figure 31 Discordances progressives au sein de la formation Pomota (S4) : flanc est du synclinal de Corque, extrémité sud.	p. 52
Figure 32 Discordances progressives au sein de la formation Pomota (S 4) et discordance de la formation Mauri 6 (S 5) ; bordure ouest du synclinal de Corque.	p. 54
Figure 33 Discordances progressives au sein de la formation Mauri 6 en avant de la faille de Turco (bordure ouest du bassin Corque).	p. 55
Figure 34 Bordure ouest du bassin Mauri (nord de la plaine de Coipasa)	p. 55
Figure 35 Colonne lithostratigraphique du bassin Mauri.	p. 56

.Figure 36 Discordances progressives de la formation Mauri 6 (s.l.) sur le flanc est de l'anticlinal d'Achiri en avant de la faille de San Andres	p. 56
Figure 37 Discordance de la formation Luribay sur le Paléozoïque.	p. 62
Figure 38 Le bassin de La Paz : coupe schématique du bassin et profil de sismique réflexion (YPFB) montrant la progradation vers l'Ouest de la formation La Paz sur le Paléozoïque déformé du système Coniri.	p. 63
Figure 39 Schéma paléogéographique au Kimmerigien-Turonien en Bolivie [Sempere, 1994].	p. 66
Figure 40 Schéma paléogéographique au Sénonien-Danien en Bolivie [Sempere, 1995].	p. 66
Figure 41 Tableau corrélatif des formations tertiaires de l'Altiplano Nord et Centre.	P. 67
Figure 42 Types de surfaces d'érosion présents sur l'Altiplano et découpage séquentiel.	p. 69
Figure 43 Colonnes lithostratigraphiques corrélées des différents domaines tectono-sédimentaires de l'Altiplano.	p. 71
Figure 44 Diagramme chronostratigraphique récapitulatif de la sédimentation tertiaire sur l'Altiplano.	p. 72
Figure 45 Méthode de numérotation des surfaces d'érosion (milieu continental).	p. 75
Figure 46 Schéma structural de l'Altiplano Nord et Centre Bolivien.	p. 80
Figure 47 Données structurales de surface du système Coniri (17°S).	p. 82
Figure 48 Carte structurale du bassin oriental.	p. 83
Figure 49 Coupe de la bordure est du bassin de Corque et du synclinal de Corocoro à la latitude de 17° 15 S (sismique réflexion YPFB).	p. 84
Figure 50 Carte structurale de la ceinture de Comanche-Tiahuanacu et des écailles de Corocoro.	p. 86
Figure 51 Line drawing temps de la bordure est du synclinal de Corque	p. 87
Figure 52 Extrémité sud des chevauchements de Chuquichambi (line drawing temps).	p. 88
Figure 53 Système tectonique des écailles de Corocoro.	p. 89
Figure 54 La faille de Chuquichambi à 18° 30 S (sismique réflexion YPFB).	p. 90
Figure 55 Coupe schématique du bassin de Sevaruyo, données de sismique réflexion (YPFB) et de terrain.	p. 92
Figure 56 Style tectonique des déformations du flanc ouest du synclinal de Corque (line drawing profondeur).	p. 93
Figure 57 Style des déformations le long de la faille San Andres-Villa Flor.	p. 94
Figure 58 Plis en chevrons à la base de la F. Tiahuanacu (semelle du chevauchement de Chuquichambi).	p. 96
Figure 59 Faille normale syn-sédimentaire décalée par le mouvement banc sur banc dû au cisaillement parallèle aux couches.	p. 97
Figure 60 Modèle géométrique de l'inversion du bassin paléozoïque dans la ceinture de Huarina.	p. 98
Figure 61 Coupes sériées de l'Altiplano.	p. 101-102
Figure 62 Différentes géométries en «short cut» lors de l'inversion tectonique d'un bassin limité par une faille verticale.	p.103-104
Figure 63 Différents dispositifs structuraux de type «Top Thrust» issus de la perturbation d'une tectonique de décollement au niveau d'une paleostructure.	p.106-107
Figure 64 Dispositif structural de l'Altiplano Nord et Centre Bolivien.	p. 109
Figure 65 Dispositif en «top thrust» de socle : interaction entre tectonique de socle et tectonique de couverture.	p.110
Figure 66 Taux de sédimentation et de subsidence (subsidence totale et tectonique).	p.112-115
Figure 67 Subsidence relative comparée des différents bassins de l'Altiplano.	p.117
Figure 68 Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien à l'Eocène-Oligocène inférieur.	p.118
Figure 69 Evolution tectono-sédimentaire de l'Altiplano durant le Tertiaire.	p.119
Figure 70 Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien à l'Oligocène supérieur- Miocène inférieur (Séquence S 2).	p.120
Figure 71 Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien au Miocène moyen (Séquence S 3).	p.121
Figure 72 Courbes de subsidence totale de l'Altiplano et de différents types de bassins.	p.123
Figure 73 Comparaison des subsidences tectonique et totale de l'Altiplano central et de subsidences calculées pour des bassins extensifs .	p.123

Figure 74 Modélisation de la géométrie de la faille de Chuquichambi contrôlant le dépôt de la 3 ^{ème} Séquence.	p.124
Figure 75 Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien au Miocène supérieur (Séquence S 4).	p.125
Figure 76 Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien au Pliocène inférieur (Séquence S 5).	p.127
Figure 77 Carte paléogéographique de l'Altiplano Nord-Bolivien au Pliocène supérieur (Séquence S 6).	p.129
Figure 78 Direction de la convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique Sud depuis le Crétacé supérieur (anomalie 30-31 : 68 Ma).	p.130
Figure 79 Variation du taux de convergence relative entre les plaques Nazca et Amérique Sud	p.130
Figure 80 Directions de mouvements parallèles et obliques à la chaîne.	p.131
Figure 81 Mécanismes de déformation de l'Altiplano central et dynamique de l'inversion.	p.133
Figure 82 Modèle analogique d'inversion d'un demi-graben.	p.135
Figure 83 Modèle cinématique (coupe équilibrée et restaurée) de l'Altiplano durant le Tertiaire.	p.138-139
Figure 84 Bilan sédimentaire de l'Altiplano au cours du Tertiaire.	p.142
Figure 85 Deux types de relations Tectonique (uplift)/Erosion/Sédimentation (subsidence et aggradation verticale) contrôlant le fonctionnement de l'Altiplano au cours du Tertiaire.	p.143
Figure 86 Estimation de l'aggradation verticale entre deux séquences.	p.144
Figure 87 A– Evolution de la topographie par aggradation sédimentaire verticale. B– Corrélation entre uplift de la bordure ouest de la Cordillère Orientale/Epaisseur de sédiments déposés et Aggradation verticale de l'Altiplano Central.	p.146
Figure 88 Carte tectonique des Andes centrales.	p.148
Figure 89 Diagramme chronostratigraphique pour le Tertiaire le long des Andes centrales (15°- 18° S).	p.150
Figure 90 Carte géologique de la région d'avant-arc d'Arica.	p.152
Figure 91 Dispositif structural le long du «West Vergent Thrust System» (Nord Chili).	p.154
Figure 92 Coupe crustale de la marge du Nord Chili.	p.156
Figure 93 Localisation des transects géophysiques.	p.158
Figure 94 Compilation des résultats des transects géophysiques le long des Andes Centrales.	p.159
Figure 95 Principales données géophysiques utilisées pour contraindre l'enveloppe crustale utilisée lors de la construction du modèle géométrique des Andes centrales (15°-18° S)	p.160
Figure 96 Coupes équilibrées crustales de l'arrière-arc des Andes centrales.	p.165
Figure 97 Modélisation sismique de la partie arrière-arc des Andes centrales (coupe crustale 16°-18° S).	p.167
Figure 98 Combinaison des phénomènes de raccourcissement crustal, érosion crustale et migration de la fosse de subduction expliquant l'orocline Bolivien	p.170
Figure 99 Tableau évolutif des Andes Centrales au cours du Tertiaire.	p.172
Figure 100 Coupe crustale équilibrée des Andes Centrales.	p.173
Figure 101 Modèle cinématique des Andes Centrales pendant le Tertiaire.	p.174-175
Table 1 Compilation des principales datations radiochronologiques (K/Ar et Ar/Ar) de roches tertiaires effectuées sur l'Altiplano.	p.76-79
Annexe 1 Corrections d'altitude sur les résidus des temps d'arrivée des ondes P _{kp}	p.179-181

TABLE DES MATIERES

Résumé	p.3
Abstract, Resumen	p.4
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	p.5
1. Intérêt de l'étude et objectifs	p.5
2 Rappels sur les grands traits tectoniques des Andes centrales	p.5
3 Généralités sur l'Altiplano	p.8
3.1 Position structurale, morphologie et limites de l'Altiplano	p.8
3.2 L'Altiplano Nord et Centre Bolivien: Principaux travaux antérieurs	p.8
4 Méthodologie	p.9
4.1 Types de données utilisées	p.9
4.2 Techniques d'analyse	p.10
CHAPITRE 2 L'ALTIPLANO: LIMITES, TRAITS STRUCTURAUX ET UNITÉS SÉDIMENTAIRES	p.12
1 Présentation générale	p.12
1.1 Les traits structuraux	p.12
1.2 Les séries sédimentaires et leur substratum	p.12
1.2.1 Socle cristallin	p.12
1.2.2 Séries sédimentaires	p.17
1.2.3 Distinction entre séries antéorogéniques et séries synorogéniques	p.17
2 Bassin Oriental	p.23
2.1 Caractéristiques structurales et géométrie du remplissage sédimentaire	p.23
2.2 Unités sédimentaires	p.28
2.2.1 Anté-orogénique	p.28
2.2.1.a Unités paléozoïques	p.28
2.2.1.b Unités mésozoïques à paléocènes	p.28
2.2.1.c Unités paléocène-oligocène inférieur	p.29
2.2.2 Syn-orogénique	p.29
2.2.2.a Unités d'âge oligocène-miocène inférieur	p.29
2.2.2.b Unités miocène moyen	p.33
2.2.2.c Unités miocène supérieur-pliocène	p.36
3 Bassin Corque	p.40
3.1 Caractéristiques structurales et géométrie du remplissage sédimentaire	p.40
3.2. Unités sédimentaires	p.41
3.2.1 Anté-orogénique	p.41
3.2.1.a Unités paléozoïques	p.41
3.2.1.b Unités mésozoïques	p.41
3.2.1.c Unités paléocène-oligocène inférieur	p.41
3.2.2 Syn-orogénique	p.45
3.2.2.a Unités oligocène-miocène-inférieur	p.45
3.2.2.b Unités miocène moyen	p.46
3.2.2.c Unités miocène supérieur	p.53
3.2.2.d Unités pliocènes	p.57
3.2.2.e Unités pléistocènes	p.58
4 Bassin Mauri	p.58
4.1 Caractéristiques structurales et géométrie du remplissage sédimentaire	p.58
4.2. Unités sédimentaires	p.58
4.2.1 Anté-orogénique	p.58
4.2.1.a Unités paléocène-oligocène inférieur	p.58
4.2.2 Syn-orogénique	p.59
4.2.2.a Unités oligocène-miocène-inférieur	p.59
4.2.2.b Unités miocène moyen, miocène supérieur, pliocène	p.59
5 Bassins cordilléraires en bordure de l'Altiplano	p.60
5.1 Limites et structures	p.60
5.1.1 Le bassin de La Paz	p.60
5.1.2 Le bassin de Luribay	p.61
5.1.3 Le bassin de Charaña.	p.61
5.2 Unités sédimentaires	p.61
5.2.1 Ante-orogénique	p.61
5.2.1.a Unités paléozoïques	p.61

5.2.1.b Unités mésozoïques	p.61
5.2.1.c Unités paléocène-oligocène inférieur	p.61
5.2.2 Syn-orogénique	p.61
5.2.2.a Unités oligocène supérieur-miocène inférieur	p.62
5.2.2.b Unités miocène moyen	p.64
5.2.2.c Unités pliocène-pleistocène	p.64
5.2.2.d Unités pléistocènes	p.65
6 Récapitulation et discussion concernant les séries antéorogéniques	p.65
6.1 Hypothèses sur la répartition du Paléozoïque inférieur sous l'Altiplano	p.66
6.2 Le biseau des séries paléozoïques sous le Crétacé	p.66
6.3 Répartition du Crétacé sous l'Altiplano	p.66
7 Discussion et récapitulation des séries synorogéniques	p.66
7.1 Les discontinuités sédimentaires	p.67
7.1.1 Les différents types de surfaces d'érosion observés sur l'Altiplano	p.67
7.1.2 Ages des principales discontinuités sédimentaires	p.70
7.2 Agencement séquentiel de la sédimentation tertiaire et caractéristiques des séquences	p.70
7.2.1 Système de notation des surfaces d'érosion	p.70
7.2.2 Caractéristiques des séquences	p.70
7.2.2.a Séquence 1 (Eocène-Oligocène inférieur)	p.70
7.2.2.b Séquence 2 (Oligo-Miocène inférieur)	p.73
7.2.2.c Séquence 3 (Miocène moyen)	p.73
7.2.2.d Séquence 4 (Miocène supérieur)	p.74
7.2.2.e Séquence 5 (Pliocène inférieur)	p.74
7.2.2.f Séquence 6 (Pliocène supérieur-Pléistocène)	p.75
8 Le magmatisme cénozoïque	p.76
CHAPITRE 3 STYLES TECTONIQUES ET GEOMETRIES DES DEFORMATIONS	p.81
1 Système Coniri-Ceinture de Huarina	p.81
1.1 L'inversion tectonique du synclinal de Calamarca	p.81
1.2 Evolution latérale du front du système Coniri	p.81
2 Faille de Chuquichambi	p.85
2.1 Les chevauchements de Chuquichambi	p.85
2.2 L'évolution septentrionale de la Faille de Chuquichambi	p.87
2.3 L'évolution méridionale de la Faille de Chuquichambi	p.91
3 Le bassin de Sevaruyo	p.91
4 Flanc ouest du synclinal de Corque (Faille de Turco-Faille de Calacoto-bande plissée de Curahuara)	p.92
5 Failles de San Andres et de Santa Lucia	p.95
5.1 Dispositif structural de la partie septentrionale de la faille de San Andres	p.95
5.2 Caractéristiques structurales de la F. de San Andres et la F. de Santa Lucia	p.95
6 Faille de Berenguela	p.95
7 Discussion sur les mécanismes de déformation	p.97
7.1 Structures plissées	p.97
7.2 Inversions tectoniques de bordures de bassins	p.102
7.2.1 Les inversions de types «short cut»	p.102
7.2.1.a Short cut supérieurs, intermédiaires et avortés	p.102
7.2.1.b Short cut inférieurs	p.105
7.2.2 Les inversions de types «top thrust»	p.105
8 Conclusions mise en évidence des paléolimites	p.108
CHAPITRE 4 MODÈLE CINÉMATIQUE DE L'ALTIPLANO BOLIVIEN	p.111
1 Paramètres utilisés dans l'équilibrage des modèles cinématiques et géométriques de l'Altiplano	p.111
2 L'évolution géodynamique de l'Altiplano	p.111
2.1 Les Mouvements verticaux et les mouvements horizontaux transverses à la chaîne	p.111
2.1.1 Période Èocène-Oligocène inférieur (1 ^{ère} Séquence)	p.111
2.1.2 Période Oligocène supérieur-Miocène inférieur (2 ^{ème} Séquence)	p.116
2.1.3 Période Miocène moyen (3 ^{ème} Séquence)	p.122
2.1.4 Période Miocène supérieur (4 ^{ème} Séquence)	p.122
2.1.5 Période Pliocène inférieur (5 ^{ème} Séquence)	p.126
2.1.6 Période Pliocène supérieur- Pléistocène (6 ^{ème} Séquence)	p.126
2.2 Les Mouvements horizontaux obliques ou parallèles à la chaîne	p.128
2.2.1 Conditions aux limites	p.128
	p.128

2.2.2 Sens et distribution des mouvements horizontaux obliques ou parallèles à la chaîne	p.132
2.3 Mécanismes de structuration de l'Altiplano/ Déformations en profondeur et importance de l'héritage structural	p.136
2.3.1 Modélisation analogique d'expulsion de bassin	p.136
2.3.2 Dispositif structural en profondeur et dynamique de structuration de l'Altiplano central	p.136
3 Conclusion Modèle équilibré géométrique et cinématique de l'Altiplano Nord Bolivien	p.137
3.1 Discussion du modèle	p.137
3.1.1 Méthodologie	p.137
3.1.2 Schéma évolutif	p.140
3.2 Bilan des interactions tectonique/érosion/sédimentation et estimation des paléoaltitudes	p.141
3.3 Conséquences sur la structure crustale sous l'Altiplano et sur la compétition entre processus superficiels et processus en profondeur	p.145
CHAPITRE 5 MODÈLES GÉOMÉTRIQUES ET CINÉMATIQUES DES ANDES CENTRALES	p.147
1 Localisation du transect étudié	p.147
2 Évolution des Andes Centrales au cours du Cénozoïque	p.149
2.1 Eocène-Oligocène inférieur	p.151
2.2 Oligocène supérieur-Miocène inférieur	p.151
2.3 Miocène moyen	p.153
2.4 Miocène supsupérieur	p.155
2.5 Pliocène inférieur	p.157
2.6 Pliocène supérieur-Pléistocène	p.157
3 Méthodologie	p.161
3.1 Présentations des données utilisées concernant la structure crustale et lithosphérique actuelle	p.161
3.1.1 Les données de géophysiques	p.161
3.1.2 Les données géologiques	p.162
3.1.2.a. Les données géologiques concernant les structures crustales supérieures	p.162
3.1.2.b Les données géochimiques concernant les structures lithosphériques	p.163
3.2 Les structures crustales	p.163
3.2.1 La limite supérieure de la croûte cratonique et le raccourcissement néogène	p.163
3.2.2 La limite inférieure du matériel crustal	p.164
3.2.3 Géométries des écailles crustales et mode de déformation	p.164
3.2.4 Etat initial et séquence d'activation des chevauchements crustaux	p.166
4 Discussion des coupes équilibrées crustales	p.166
4.1 Bilan de masse des parties arrières-arc	p.166
4.2 Modélisations sismiques	p.168
4.2.1 Méthodologie	p.168
4.2.2 Discussion : test de validité des structures crustales et caractérisation des composants crustaux et lithosphériques.	p.168
5 Conclusions	p.168
5.1 Bilan de masse sur l'ensemble des Andes Centrales	p.168
5.2 Les processus géodynamiques responsables de la structuration des Andes Centrales	p.169
5.3 Conclusions générales : Cinématique des plaques et phases tectoniques	p.177
Remerciements	p.178
Annexe	p.179
Bibliographie	p.182
Table des figures	p.188
Table des matières	p.191