



# Les sédiments syn-orogéniques du subandin et de l'avant -pays de Bolivie

Jose David Zubieta-Rossetti

## ► To cite this version:

Jose David Zubieta-Rossetti. Les sédiments syn-orogéniques du subandin et de l'avant -pays de Bolivie. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2001. Français. NNT : . tel-00546038

**HAL Id: tel-00546038**

**<https://theses.hal.science/tel-00546038>**

Submitted on 13 Dec 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° 37

LES SÉDIMENTS SYN-OROGÉNIQUES DU SUBANDIN ET DE  
L'AVANT-PAYS DE BOLIVIE

José David Zubieta-Rossetti



**UNIVERSITÉ  
JOSEPH FOURIER**  
SCIENCES, TECHNOLOGIE, MEDECINE

ISSN 0993-796X

# **GÉOLOGIE ALPINE**

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

**MÉMOIRE H. S. N° 37**

**LES SÉDIMENTS SYN-OROGÉNIQUES DU SUBANDIN ET DE  
L'AVANT-PAYS DE BOLIVIE**

**José David Zubieta-Rossetti**



**2002**

Couverture : Affleurement de la Formation Charqui, sur les rives du Rio Tuichi (affluent du Beni, Subandin Nord). La série est constituée par un empilement de barres gréseuses d'environ 10 m d'épaisseur, et de minces niveaux de conglomérats. L'épaisseur maximale est de 3500 m. L'âge estimé se situe entre 8 et 6 Ma. Photo M.E. Kusiak.



## LES SÉDIMENTS SYN-OROGÉNIQUES DU SUBANDIN ET DE L'AVANT-PAYS DE BOLIVIE

par José David ZUBIETA-ROSSETTI\*

**RÉSUMÉ.** - Le bassin d'Avant-Pays Andin de Bolivie, situé à l'Est de la Cordillère des Andes, couvre une superficie de près de 500.000 km<sup>2</sup> et présente une épaisseur de sédiments dépassant 6500 m dans sa partie proximale. L'étude présentée se fonde sur l'analyse d'affleurements, de données de forages et de sismique 2D obtenus au cours de l'exploration pétrolière du bassin. Le remplissage du bassin provient essentiellement de l'érosion des formations paléozoïques et mésozoïques de la Cordillère Orientale. La structuration et l'intensité de la déformation de la chaîne se traduisent par un système de séquences grano et strato-croissantes qui caractérise la période Oligocène à Actuel. Les unités stratigraphiques caractérisent 5 périodes tectoniques : 1° Période Oligocène supérieur-Miocène inférieur : Formations Petaca, Areniscas Superiores-Transición, Naranjillos et Bala, cette dernière constituant un équivalent latéral septentrional de la Formation Petaca ; 2° Période Miocène moyen-supérieur : Formation Yecua ; 3° Période Miocène supérieur-Pliocène : Formations Tariquia et Quendeque ; 4° Période Pliocène : Formations Guandacay et Charqui ; 5° Période Pliocène supérieur-Quaternaire : Formations Emborozu et Tutumo. La géométrie récente du bassin est contrôlée par la paléogéographie et par le bâti structural ancien dont les structures ont été réactivées durant les déformations tertiaires. La partie proximale du système constitue le Subandin et le Piedmont, cependant que la plaine Chaco-Beni représente la partie très faiblement déformée, voire non déformée, du bassin en direction de l'Est. Dans la partie centrale et distale du bassin, la zone du Boomerang-Chapare est contrôlée par un système de fractures transpressives subverticales. La succession Phanérozoïque et le socle Précambrien sont impliqués dans la déformation. Les effets de l'érosion et les discordances progressives de la série phanérozoïque sont bien caractérisés y compris dans la partie la plus proximale du bassin (Subandin et Piedmont). La génération, l'expulsion, la migration et le piégeage des hydrocarbures qui se sont effectués dans le bassin sont essentiellement liés aux événements tectono-sédimentaires des derniers 6 Ma. La génération des hydrocarbures a comporté au minimum deux étapes qui expliquent que différentes qualités et différentes origines d'hydrocarbures puissent être rencontrées dans une même structure ; la première est liée à des roches-mères du Silurien-Dévonien inférieur et la seconde à des roches-mères du Dévonien moyen-supérieur.

**MOTS CLÉS.** - Andes, Bolivie, Tertiaire, Front déformé, Subandin, Piedmont Andin, Bassin d'Avant-Pays, Beni, Chaco, Sédimentation, Structure, Evolution géodynamique, Hydrocarbures.

\* Ingénieur REPSOL-YPF

Thèse préparée au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UJF Grenoble), soutenue le 30 novembre 2001 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Grenoble devant la commission d'examen :

Georges MASCLE, Pr Université Joseph Fourier Grenoble, Président  
Jean Louis MUGNIER, DR CNRS Grenoble, Directeur  
Jaume VERGES, DR CNR Barcelone, Rapporteur  
Michel GUIRAUD, Pr Université de Bourgogne Dijon, Rapporteur  
Alan CHAMBERS, Ingénieur REPSOL-YPF Madrid, Examineur  
Bernard COLLETTA, Ingénieur IFP Rueil Malmaison, Examineur  
Gérard HERAIL, DR IRD Toulouse, Examineur

## SYNOROGENIC SEDIMENTS OF THE SUBANDINE AND FORELAND IN BOLIVIA

**SUMMARY.** - The foreland Tertiary basin located to the East of the Eastern Cordillera in the Bolivian Andes has a thickness of more than 6500 meters of sediments in the proximal section, that are distributed along a 500.000 km<sup>2</sup> surface. The presented study has been integrated from the outcrops, wells and 2D seismic data obtained from the petroleum exploration. The fill deposits of the basin are associated to the erosion that affected the Paleozoic and Mesozoic series of the Eastern Cordillera. The structuration and deformation intensity of this mountain chain are reflected in the grain and strata coarsening Oligocene to recent geological sequences succession. The stratigraphic units defined in the Andean corresponds to in 5 periods : 1° Upper Oligocene-Lower Miocene Period : Petaca, Areniscas Superiores-Transición, Naranjillos and Bala formations ; the last one is a lateral equivalent of the Petaca Formation in the northern part ; 2° Middle Miocene-Upper Miocene Period : Yecua Formation. 3° Upper Miocene-Pliocene Period: Tariquia and Quendeque formations ; 4° Pliocene Period : Guandacay and Charqui formations ; 5° Upper Pliocene-Quaternary Period : Emborozu and Tutumo formations. The recent geometry of the foreland basin is controlled by the paleogeography of the Paleozoic series and the old structural trends reactivated during the Tertiary deformation. The Subandean and Piedmont are developed in the proximal part, and the Chaco-Beniana lands that represented the poor to non-deformed foreland developed toward East. In the central and distal part of the basin the Bomerang-Chapare zone is controlled by a subvertical transpressive system faults. The Phanerozoic sedimentary succession and the Precambrian basement are both concerned by the deformation. The effects of the erosion and the Phanerozoic progressive unconformities are well characterized even in the proximal part of the basin (Subandean and Piedmont front). The generation, expulsion, migration and traps of hydrocarbon that have occurred in the foreland basin are mainly related to the deformation of the last 6 My. The different grade and often different origin of the hydrocarbon distribution found in a same structure are the result of a minimum two different stages of generation. The first one is associated to the Silurian-Lower Devonian source rock and the second one to the Middle-Upper Devonian.

**KEY WORDS.** - Andes, Bolivia, Tertiary, Fold and Thrust belt, Subandine, Piedmont, Foreland Basin, Beni, Chaco, Sedimentation, Structure, Geodynamic Evolution, Hydrocarbons.

## LOS SEDIMENTOS SINOROGENICOS DEL SUBANDINO Y DEL ANTEPAIS IN BOLIVIA

**RESUMEN.** - La cuenca Terciaria de antepais localizada al Este de la Cordillera Oriental de Los Andes de Bolivia contiene en la parte interna mas de 6500 m de sedimentos y se distribuyen en una superficie de 500.000 km<sup>2</sup>. El estudio que presentamos a sido integrado a partir de datos de afloramientos, pozos y sísmica 2D obtenidos para la exploración petrolera. Los depositos de relleno de la cuenca estan asociados a la erosion producida de las series paleozoica y mesozoica de la Cordillera Oriental. La estructuración de esta cadena de montaña y la intensidad de la deformación esta reflejada en el registro geológico de las secuencias (Oligoceno-Actual) que son de grano y estrato crecientes. Las unidades estratigraficas definidas en la fase de deformación Andina son incluidas en 5 periodos : 1° Periodo Oligoceno Superior-Mioceno Inferior comprende las formaciones Petaca, Areniscas Superiores-Transición, Naranjillos y Bala, está última equivalente lateral de la Formación Petaca en la parte Norte ; 2° Periodo Mioceno Medio a Mioceno Superior : Formación Yecua ; 3° Periodo Mioceno Superior Plioceno : Formaciones Tariquia y Quendeque ; 4° Periodo Plioceno, Formaciones Guandacay y Charqui ; 5° Periodo Plioceno Superior-Cuaternario, representada por las formaciones Emborozu y Tutumo. La geometría actual de la cuenca de antepais esta controlada por la paleogeografía de la serie paleozoica y antiguos lineamientos estructurales reactivados durante la deformación Terciaria. En la parte interna se desarrolla el dominio del Subandino y Piedemonte, mientras que hacia el Este se extiende la Llanura Chaco Beniana, que representa el antepais poco o nada deformado. En la parte central y externa de la cuenca se identifica la zona del Bomerang-Chapare controlada por un sistema de fallas cuasi verticales de tipo transpresivo. Esta deformación involucra no solamente a la pila sedimentaria Fanerozoica si no tambien al zocalo Precambrio. Los efectos de la erosión y las discordancia progresivas son evidentes no solamente en la parte interna de la cuenca sino tambien en el frente subandino y piedemonte. Los procesos de generación, expulsión, migración y entrapamiento de hidrocarburos que tienen lugar en la cuenca de antepais estan asociados principalmente a la deformación producida en los últimos 6 Ma. La distribución de hidrocarburos de distinto grado de madures y muchas veces de diferente origen encontrados en una misma estructura son el resultado de por lo menos dos etapas diferentes de generación, la primera asociada a rocas madres del Siluro-Devonico Inferior y la segunda al Devónico Medio a Superior.

**PALABRAS CLAVE.** - Andes, Bolivia, Terciario, Subandino, Piedemonte, Cuenca Antepais, Beni, Chaco, Sedimentación, Estructura, Evolución Geodinamica, Hidrocarburos.

## CHAPITRE 1 INTRODUCTION

### 1.- SITUATION ET CADRE GÉODYNAMIQUE DU SUBANDIN DE BOLIVIE ET DE SON AVANT-PAYS.

Ce travail concerne le Subandin de Bolivie et son Avant-Pays qui recèlent un système pétrolier important. Il s'agit d'un ensemble d'avant-pays [foreland, fold and thrust belt; Davila *et al.*, 1964 ; Martinez, 1980 ; Oller, 1986 ; Roeder, 1988 ; Baby *et al.*, 1989, 1992 a et b, 1995] situé à la bordure externe orientale des Andes Centrales.

La chaîne des Andes (Fig. 1) forme la partie ouest de l'Amérique du Sud ; elle s'étend sur 7000 km, depuis la Colombie au Nord jusqu'à la Terre de Feu au Sud. La Bolivie se situe au milieu de la Chaîne. Les Andes représentent l'exemple type d'orogène lié à une subduction de lithosphère océanique sous une lithosphère continentale [Dewey et Bird, 1970 ; James, 1971 ; Debelmas et Mascle, 1991 ; Ramos et Aleman, 2000]. Elles se caractérisent par un régime de raccourcissement et d'épaississement crustal au niveau de la plaque supérieure [Martinez, 1980 ; Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990 ; Schmitz, 1994 ; Baby *et al.*, 1997 ; Rochat, 2000]. Les données relatives à la convergence confirment le caractère compressif de cet ensemble. La convergence s'effectue (Fig. 1) suivant une direction à N 75 (± 5), assez constante entre 5° et 49° S, à une vitesse moyenne de 9 ± 2 cm/an [De Mets *et al.*, 1990]. Les mesures géodésiques [Norabuena *et al.*, 1998 ; Kendrick *et al.*, 1999] montrent, qu'actuellement, entre 20 et 30% de cette convergence correspondent au raccourcissement au niveau de la chaîne, et que ce raccourcissement se répartit (Fig. 1) en deux tiers au niveau de la chaîne elle-même et un tiers au niveau de son front [Ramos et Aleman, 2000]. Du Nord au Sud de la Chaîne, le plongement de la subduction et la direction de la marge varient [Jordan *et al.*, 1983 ; Cahill et Isacks, 1992]. Les Andes de Bolivie se situent à cheval sur une zone, au Nord, caractérisée par un angle de plongement de 25-30° au niveau de la fosse, devenant subhorizontal à 100 km de profondeur, et une zone, au Sud, où la subduction est dite normale, avec un angle de plongement de 30°. Ceci se traduit en surface par un domaine où la Chaîne est relativement étroite et sans Altiplano au Nord, et au contraire une Chaîne large avec un Altiplano bien développé au Sud. Au même niveau, la Chaîne et le Bassin d'Avant-Pays montrent une courbure marquée, connue sous le nom d'Orocline Bolivien ou Coude de Santa Cruz [Carey, 1955 ; Isacks, 1988].

Le Bassin d'Avant-Pays (Fig. 2) situé à l'avant du front Subandin est un élément majeur de la géologie Bolivienne [Ahlfeld, 1946], tant en ce qui concerne la surface qu'il occupe, qu'en ce qui regarde l'épaisseur des séries, et donc son volume total. Les sédiments de ce bassin se sont déposés sur une croûte régionalement d'épaisseur normale, mais fléchie et qui s'approfondit vers l'Ouest. Cet approfondissement apparaît clairement sur la carte gravimétrique de Bolivie (Fig. 3).

La série stratigraphique (Fig. 4) impliquée dans les chevauchements est constituée d'une pile sédimentaire

ante-orogénique pratiquement continue depuis l'Ordovicien jusqu'au Crétacé [Lopez, 1974], et de sédiments syn-orogéniques d'âge Oligocène supérieur à Actuel [Sempere, 1990 ; Oller, 1992 ; Marshall *et al.*, 1993]. Cet ensemble est actuellement limité du côté andin par le Chevauchement Frontal Principal [Sempere *et al.*, 1988] ; vers l'Est le front orogénique s'amortit dans le bassin d'avant-pays qui constitue la plaine du Beni au Nord et celle du Chaco au Sud (Fig. 2).

### 2- CADRE SÉDIMENTAIRE ET TECTONIQUE DU SUBANDIN DE BOLIVIE ET DE SON AVANT-PAYS.

#### 2.1. Limites et grandes divisions structurales.

En Bolivie, comme dans toutes les Andes, les structures andines contrôlent la subdivision en domaines géomorphologiques et structuraux. D'Ouest en Est, on distingue la Cordillère Occidentale, l'Altiplano, la Cordillère orientale, le Subandin, la plaine Chaco-Beni et le massif cristallin du Guaporé (Fig. 2 et 5).

La Cordillère Occidentale représente un arc magmatique et volcanique Néogène-Quaternaire, et montre, outre des appareils volcaniques majestueux, des formations sédimentaires volcanoclastiques.

L'Altiplano constitue un bassin endoréique coïncé entre les Cordillères Occidentale et Orientale ; sa superficie dépasse les 400 000 km<sup>2</sup> et son altitude moyenne se situe aux environs de 3700 m ; une synthèse récente de son évolution est fournie par Rochat [2000]. Il s'agit d'un bassin sédimentaire continental intramontagneux comblé par les produits de l'érosion de ses bordures. Il résulte de la combinaison de deux processus : un épaississement crustal tectonique au niveau de ses bordures et un sous-placage de matériel crustal érodé au niveau de la marge active.

La Cordillère Orientale est principalement constituée par des séries paléozoïques qui ont enregistré deux grandes périodes de déformation. Une première période de compression est rapportée à l'orogénèse hercynienne [Martinez et Tomasi, 1978 ; Martinez, 1980 ; Dalmayrac *et al.*, 1980 ; Kley *et al.*, 1997]. La seconde période de déformation compressive se déroule au cours du Néogène, et est responsable d'un raccourcissement important. L'épaississement crustal ainsi réalisé induit le fléchissement de la croûte du bouclier brésilien et le fonctionnement d'un ensemble d'avant-pays (foreland, fold and thrust belt) [Jordan *et al.*, 1983 ; Jordan et Alonso, 1987 ; Mascle *et al.*, 1987 ; Isacks, 1988 ; Roeder, 1988 ; Sempere *et al.*, 1988]. Le front de chevauchement de la Cordillère Orientale constitue le «Cabalgamiento Frontal Principal» (CFP) [Sempere *et al.*, 1988].

La migration du front de déformation, et la localisation du front de chevauchement, vers l'Est permettent la mise en place du Subandin, constitué de séries paléozoïques et mésozoïques décollées et plissées, et de Tertiaire constituant des bassins transportés [Baby *et al.*, 1989, 1992 a et b, 1995, 1997].

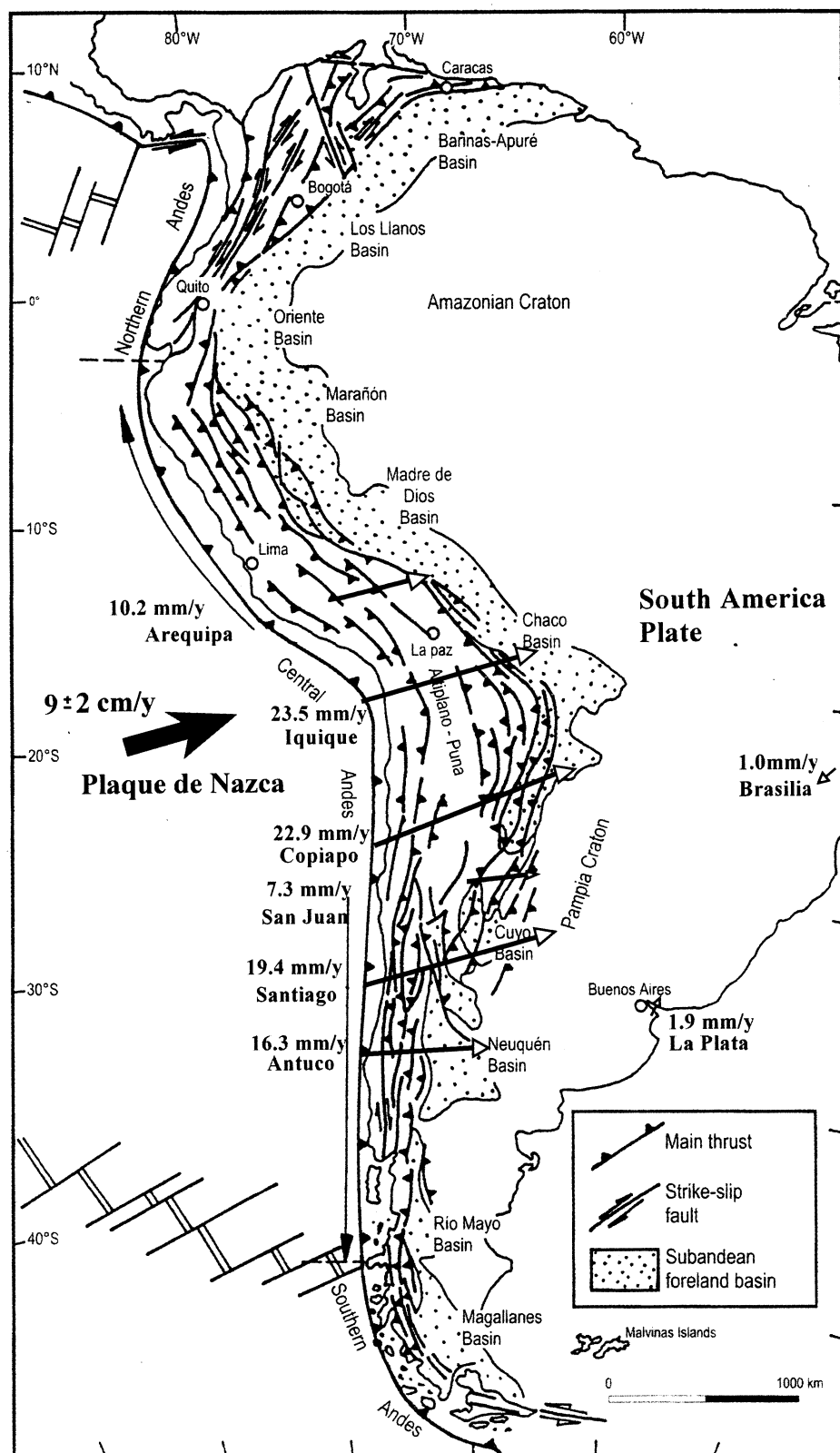


FIG. 1 – Principaux domaines structuraux des Andes et résultats des mesures géodésiques de la bordure Pacifique et des Andes par rapport au craton Sud-Américain [D'après Ramos et Aleman, 2000, modifié].



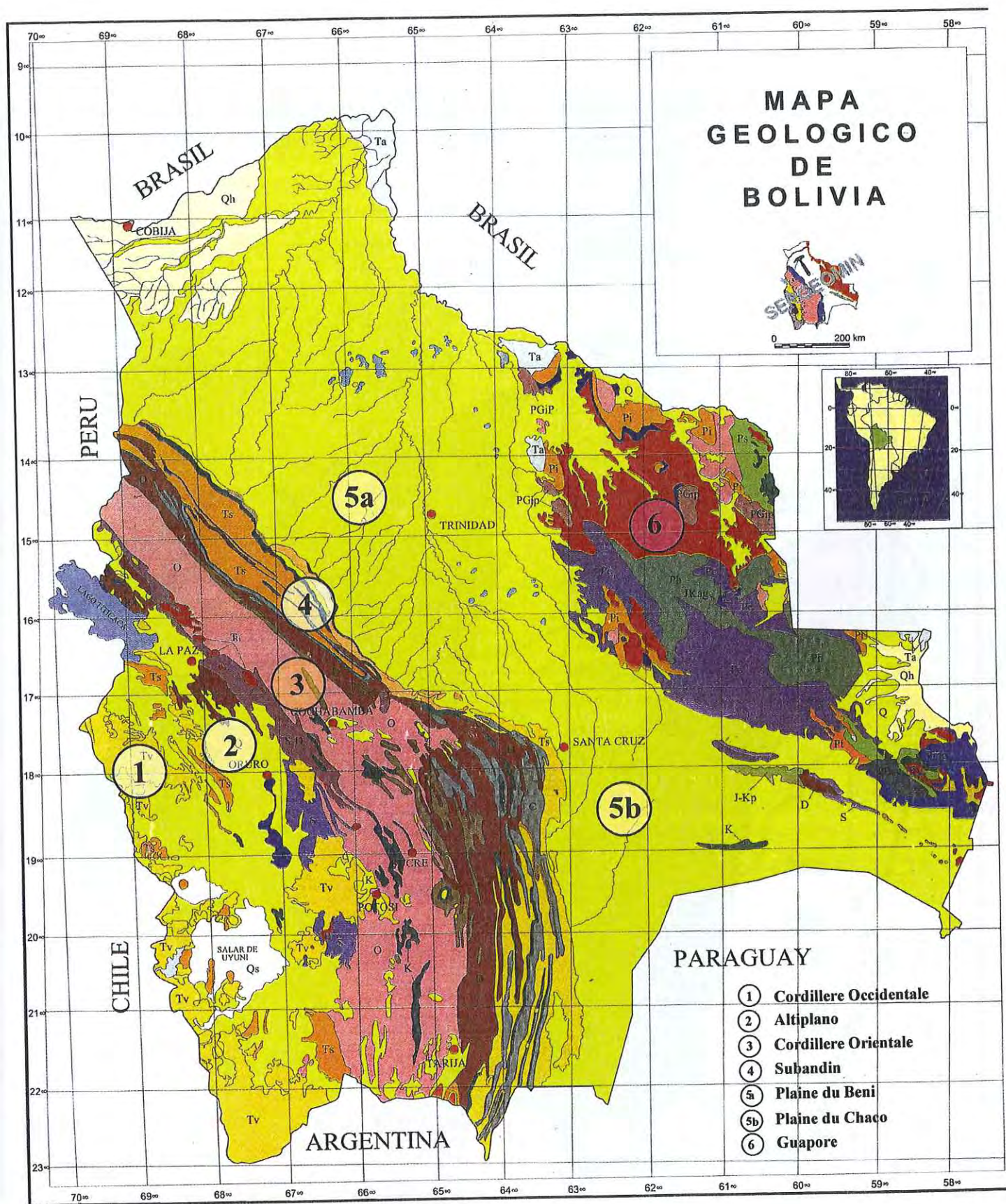


FIG. 2 – Carte géologique de Bolivie [D'après SERGEOMIN-YPFB, 1996].

Précambrien du Guaporé (Ph, Pc, Pi, Ps, Pbsu) ; Précambrien supérieur (Pmg) ; Cambro-Ordovicien (O) ; Silurien (S) ; Dévonien (D) ; Siluro-Dévonien (S-D) ; Carbonifère-Permien (C) ; Jurassique et Crétacé inférieurs continentaux (JK) ; Crétacé (K) ; Tertiaire sédimentaire (Ts) ; Tertiaire et Quaternaire volcanique (Tv) ; Latérites (Ta) ; Quaternaire de l'Altiplano, du Beni et du Chaco (Q) ; Salars (Qs) ; Quaternaire du Madre de Dios (Qh).



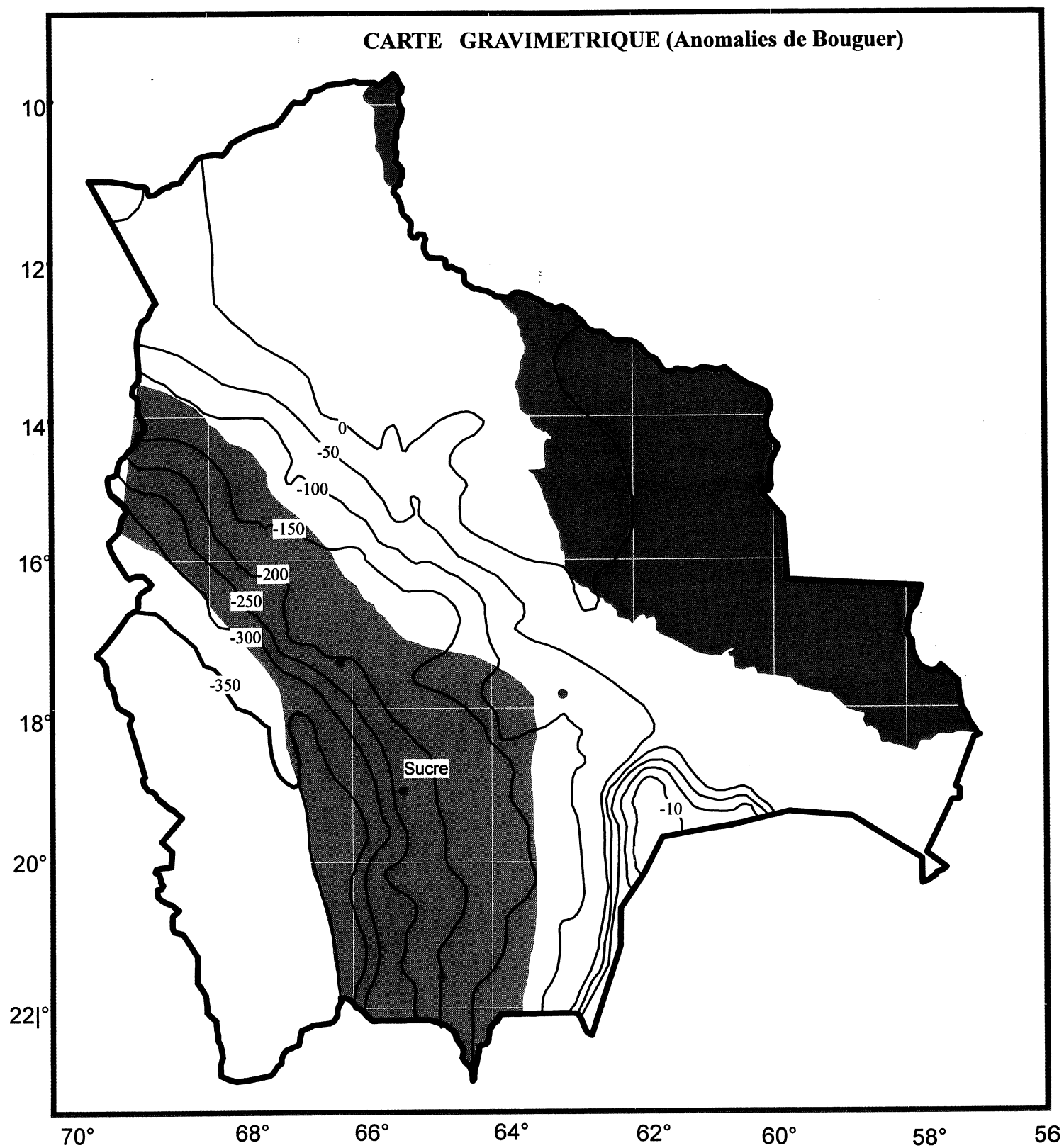
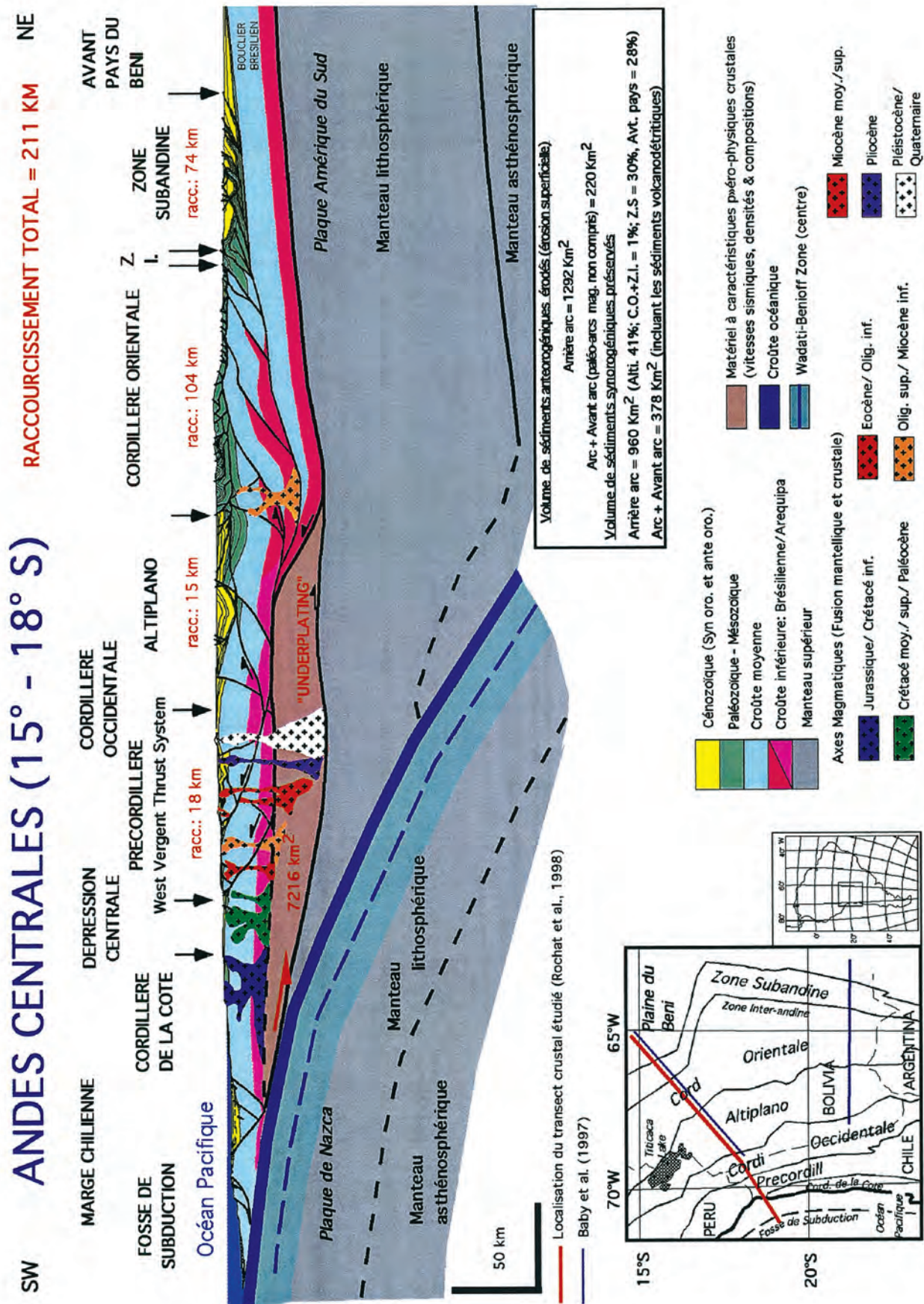


FIG. 3 – Carte gravimétrique de Bolivie [D'après Univ. Leeds].

| EDAD            |                        |                    | FORMACION  |        | ESP. m. | LITOLOGIA | ROCA MADRE               | RESERV. |
|-----------------|------------------------|--------------------|------------|--------|---------|-----------|--------------------------|---------|
| TERCIARIO       | MIOCENO                | EMBOROZU           |            | > 800  |         |           |                          |         |
|                 |                        | GUANDACAY          |            | > 4000 |         |           |                          |         |
|                 |                        | TARIQUIA           |            | 3000   |         |           |                          |         |
|                 |                        | YECUA              |            | 300    |         |           |                          |         |
|                 | OLIG. SUP.             | PETACA             |            | 200    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
| CRETACICO       | JURS.                  | TAGURU             | ICHOA      | 500    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 | SUPER.                 |                    | CASTELLON  | 600    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        |                    | TAPECUA    | 300    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 | MED.                   | BASALTO ENTRE RIOS |            | > 50   |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
| PERMO TRIASSICO | SCYTHIAN               | IPAGUAZU           |            | 260    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        | VITIACUA           |            | 180    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 | KUNGUR. VIRGIL.        | CANGAPI            |            | 250    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
| CARBONIFERO     | TOURNAISIANO - VISEANO | MNDYUTI            | SAN TELMO  | 200    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        |                    | ESCARPMENT | > 500  |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        | MACHARETI          | TAIGUATI   | 200    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        |                    | CHORRO     | > 300  |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        |                    | TARIJA     | > 800  |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        |                    | ITACUAMI   | 100    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        |                    | TUPAMBI    | > 200  |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        |                    | ITACUA     | 200    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
| DEVONICO        | SUP.                   | IQUIRI             |            | > 400  |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 | MED.                   | LOS MONOS          |            | 600    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 | INFERIOR               | HUAMAMPAMPA        |            | > 600  |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        | ICLA               |            | 600    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        | SANTA ROSA         |            | 600    |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
| SILURIC.        | LUDLV.                 | TARABUCO           |            | > 600  |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 |                        | KIRUSILLAS         |            | > 700  |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
|                 | LLAND.                 | CANCAÑIRI          |            | > 50   |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
| ORDV.           |                        | NON DIFFERENCIE    |            | > 1000 |         |           | <input type="checkbox"/> |         |
| CAMB.           |                        |                    |            | > 1000 |         |           | <input type="checkbox"/> |         |

Fig. 4 – Colonne stratigraphique des séries du Subandin et de l'Avant-Pays en Bolivie [D'après YPFB].



FIG. 5 – Coupe des Andes centrales [D'après Rochat *et al.*, 1999].

La plaine du Chaco-Beni représente presque la moitié de la surface de la Bolivie. Située à une altitude moyenne de 300 m, c'est une zone très plate, drainée essentiellement vers l'Amazone (Beni, Mamore) et accessoirement vers le Rio de la Plata au Sud. Le remplissage quaternaire y couvre d'importantes surfaces, mais demeure d'épaisseur modeste (épaisseur moyenne de 200 m). Ce domaine représente le bassin d'Avant-Pays.

Le massif cristallin du Guaporé, qui affleure à l'Est de la Bolivie, est un fragment du bouclier Brésilien ; il s'agit de formations précambriennes déformées, où l'on distingue plusieurs cycles évolutifs depuis 2 Ga.

## 2.2. Séries ante-orogéniques dans le Subandin .

La série anté-orogénique, impliquée dans les chevauchements du Subandin, montre une distribution et une puissance variable tout au long du domaine, depuis le Pérou jusqu'à la frontière de l'Argentine (Fig. 6).

Dans le Subandin Nord, la série paléozoïque est continue de l'Ordovicien au Permien, et recouverte en discordance par la formation Beu (Jurassique). Les formations ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes sont des séries de plate-forme marine, caractérisées par une alternance de niveaux gréseux et argileux. Ce type de lithologie est favorable à la formation de surfaces de décollement multiples, et donc au développement de structures complexes (zones triangulaires et duplex).

Le front de déformation du Subandin est contrôlé par la série paléozoïque qui présente une diminution drastique d'épaisseur juste à sa limite externe ; la déformation s'arrête à ce niveau et le bassin d'avant-pays non déformé se développe vers l'Est jusqu'à la bordure du bouclier brésilien.

Les sédiments impliqués dans les chevauchements du Subandin appartiennent à 6 super-séquences qui ont été précisées et redéfinies récemment grâce aux travaux menés dans le cadre de conventions ORSTOM-YPFB [Sempere *et al.*, 1988, 1997 ; Oller, 1992 ; Sempere, 1994, 1995].

*Super-séquence Tacsara* (Cambrien supérieur-Caradocien) : elle correspond à un ensemble de séquences marines déposées dans un bassin en extension, qui évolue ensuite en bassin de type foreland. Elle est impliquée dans les chevauchements du Subandin, depuis le Nord de la Bolivie jusqu'à la latitude 18° S.

*Super-séquence Chuquisaca* (Caradocien terminal-Famennien) : elle se caractérise par un approfondissement rapide du bassin. Elle débute par des dépôts glaciaires (Formation Cancañiri). Le reste de la série siluro-dévonienne est composé de 4 séquences de plate-forme marine, gagnées progressivement par l'influence côtière. Cette super-séquence est fortement impliquée dans les chevauchements du Subandin Sud. L'alternance de niveaux gréseux et argileux est très favorable à la création simultanée de plusieurs surfaces de décollement, et donc au développement de duplex. Les niveaux de ces 4 séquences de plate-forme marine siluro-dévonienne constituent les roches-mères du Subandin Centre et Sud.

*Super-séquence Villamontes* (Famennien supérieur-Stéphanien) : les sédiments de cet ensemble se déposent

après un approfondissement rapide du bassin, marqué par une brusque variation de faciès au niveau du Carbonifère basal (Formation Itacua). Le Carbonifère du Subandin Sud de Bolivie se caractérise aussi par d'importantes vallées et chenaux colmatés par des grès. Ces corps sableux peuvent constituer localement d'excellents réservoirs, cependant que les niveaux de diamictites, qui caractérisent aussi la sédimentation glacio-marine carbonifère, assurent de bonnes couvertures. Dans la zone de Santa Cruz et la partie sud du piedmont, la série carbonifère représente les principaux réservoirs des champs pétroliers. Dans le Subandin Nord, les faciès lutitiques constituent d'excellentes roches mères.

*Super-séquence Cueva* (Stéphanien supérieur-Trias inférieur) : dans la région étudiée, deux formations caractérisent cette super-séquence. La Formation Cangapi, qui est un équivalent latéral d'origine éolienne et fluviale de la Formation Copacabana développée plus à l'Ouest (Altiplano et Subandin), elle-même dépôt de plate-forme carbonatée, et les calcaires de la Formation Vitiacua qui marquent une importante transgression [Sempere, 1995].

*Super-séquence Serere* (Trias moyen-Jurassique) : les dépôts de cette super-séquence ont débuté en contexte distensif [Oller et Sempere, 1990]. Les basaltes Entre Rios et la Formation Ipaguazu (couches rouges conglomératiques et pélitiques avec évaporites) présents dans le Subandin Sud témoignent d'un épisode de rifting intra-continental durant le Trias moyen. Après cessation du rifting, il semble s'être produit une importante érosion dans toute la Bolivie, aboutissant au déblaiement de plus de 1000 m de série au Nord. Cette érosion est accompagnée dans la partie sud d'une sédimentation gréseuse fluvio-éolienne (Formations Tapequa et Castellon), et suivie du développement à grande échelle d'un environnement désertique avec dunes éoliennes (Formation Ichoa, équivalente à la formation Beu qui se développe dans le Subandin Nord et la plaine du Beni).

*Super-séquence Puca* (Kimmeridgien-Paléocène) : les sédiments de cette super-séquence sont absents dans le Subandin Sud (au Sud de 19° S) ; en ce qui concerne Santa Cruz (18° S), ces niveaux débutent au Crétacé supérieur (Formation Cajones) qui se caractérise par des grès calcaires continentaux. Ils constituent le réservoir de certains champs dans la région de Santa Cruz et du Boomerang. Dans le Subandin Nord, la série équivalente est constituée par les Formations Flora et Eslabon, d'âge maastrichtien ; elles sont composées d'argiles et de marnes qui constituent des roches mères de qualité médiocre.

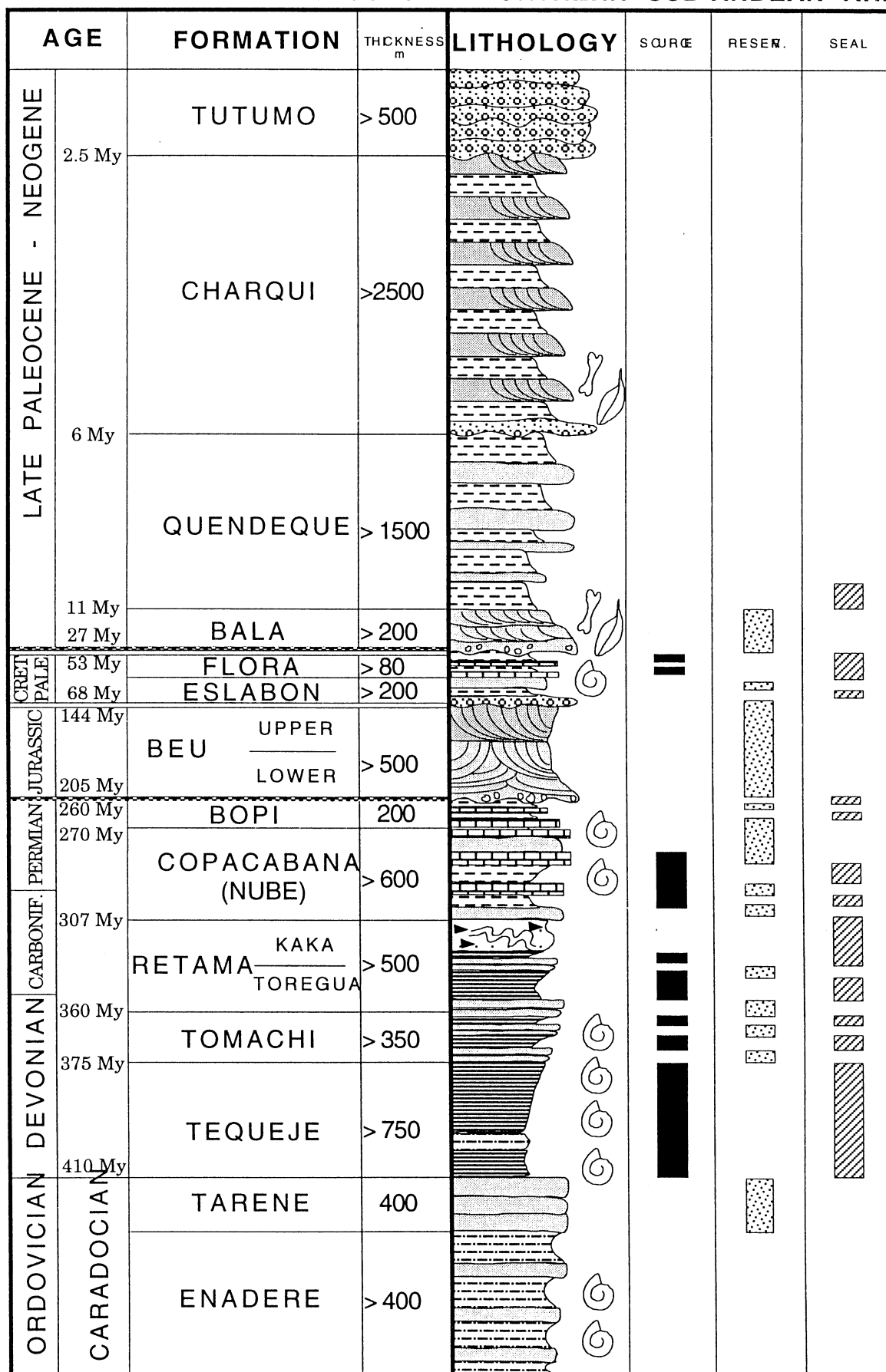
Ces séries anté-orogéniques ont été fortement affectées par plusieurs phases tectoniques anciennes. Nous avons en particulier mis en évidence [Zubieta *et al.*, 1993] l'importance d'une phase de compression de la fin de l'Ordovicien (phase oclitique).

## 2.3. Série syn-orogénique dans le Subandin

Dans le Subandin, la sédimentation tertiaire a commencé avec le soulèvement des Andes, il y a environ 27 Ma [Sempere, 1990]. Tous ces sédiments sont continentaux, sauf la Formation Yecua qui, dans le Subandin Central et Sud, a connu, au cours de son dépôt, une incursion



## STRATIGRAPHIC COLUMN NORTHERN SUB-ANDEAN AREA

FIG. 6 – Colonne stratigraphique des séries du Subandin [D'après Baby *et al.*, 1993].

restreinte d'eaux marines peu profondes venues d'Argentine [Marshall *et al.*, 1992].

Les formations Petaca et Yecua, les seules datées, représentent les premiers dépôts du bassin d'avant-pays tertiaire Subandin. Les formations Bala et Quendeque, définies dans le sub-andin nord sont considérées comme les équivalents latéraux de ces deux formations (Fig. 6). Deux importantes discontinuités d'échelle régionale sont connues dans le Subandin Sud, à la base de la Formation Guandacay et à la base de la Formation Emborozu, datées de façon approximative respectivement à 6 et 3,3 Ma [Moretti *et al.*, 1996].

Dans le Subandin Nord, les formations Charqui et Tutumo sont des équivalents latéraux des unités Guandacay et Emborozu. Elles ont des caractéristiques lithologiques similaires, et ont été déposées dans des environnements continentaux (fluviaux et fluvio-lacustres). Des discordances intra-tertiaires sont bien identifiées entre les formations Quendeque et Charqui et, dans le synclinorium de Tuichi-Madidi, entre les formations Charqui et Tutumo.

### 3.4. Style Structural.

Le Subandin Bolivien est un système chevauchant superficiel typique [Baby *et al.*, 1989]. Il présente des variations de style qui sont contrôlées par la stratigraphie et la paléogéographie des unités paléozoïques. La géométrie et l'évolution des structures marquent la différence entre le Nord et le Sud. Dans l'Avant-Pays Andin, tout un ensemble de structures relativement importantes sont enfouies sous les sédiments tertiaires, surtout dans la partie méridionale. Elles correspondent généralement à des plis par propagation de failles. Un grand nombre produisent du gaz et du condensat.

*Le Subandin Nord* est structuré par d'importants chevauchements dont l'ampleur dépasse toujours la dizaine de kilomètres (Fig. 7). Ces chevauchements forment soit de simples imbrications, soit des plis par propagation de failles, soit encore des duplex, qui se branchent sur deux niveaux de décollement majeurs. Dans le Nord, le décollement se situe dans la série lutitique de l'Ordovicien; dans la zone intermédiaire, il est localisé dans la série dévonienne, et plus au Sud, le chevauchement recoupe la série mésozoïque, en raison de la disparition ou de la réduction d'épaisseur de la série paléozoïque. La vitesse moyenne de raccourcissement se situe aux alentours de 7 mm/an en direction N 40, et le plongement des surfaces de décollement est de l'ordre de 5° [Leturmy *et al.*, 2000 ; Lamb, 2000].

La partie externe du Subandin Nord est caractérisée par une diminution d'épaisseur de l'Ordovicien et la disparition du Silurien, ainsi que par un biseautage progressif des séries permien, carbonifères et dévoniennes sous la discordance de la Formation Beu (Jurassique), qui s'est, elle-même, déposée dans un environnement désertique (dunes éoliennes). Les variations d'épaisseur des unités paléozoïques dans le sens nord-sud, qui contrôlent le changement de position du niveau de décollement, conditionnent le chevauchement frontal du Subandin. Elles sont en général très bien visibles sur la sismique.

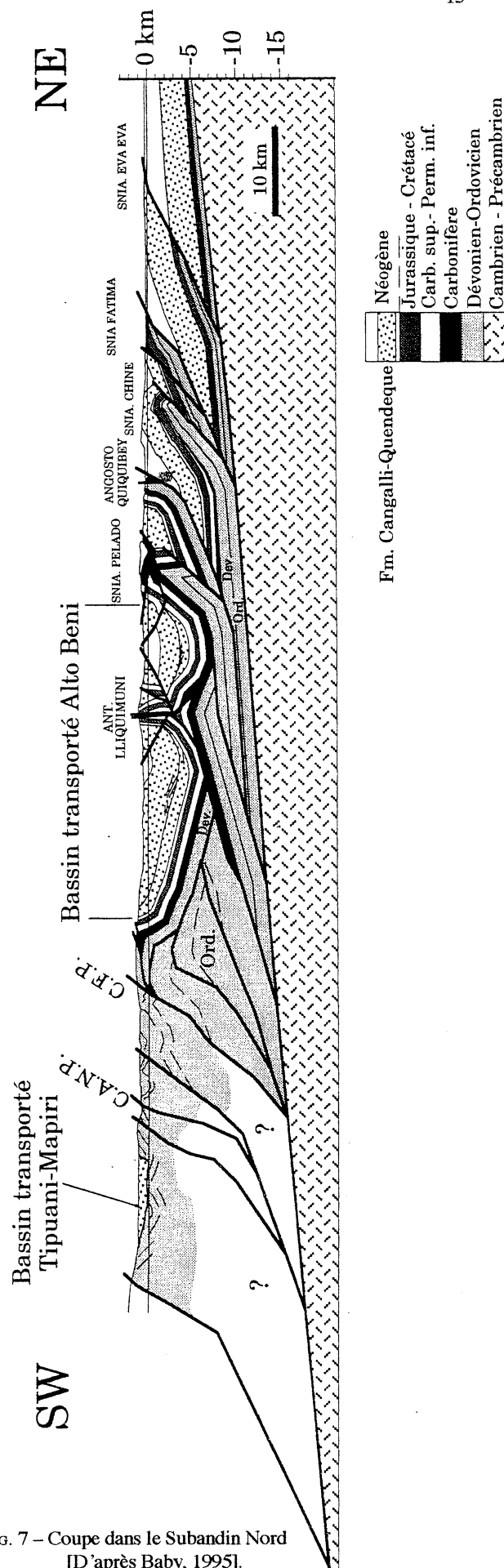
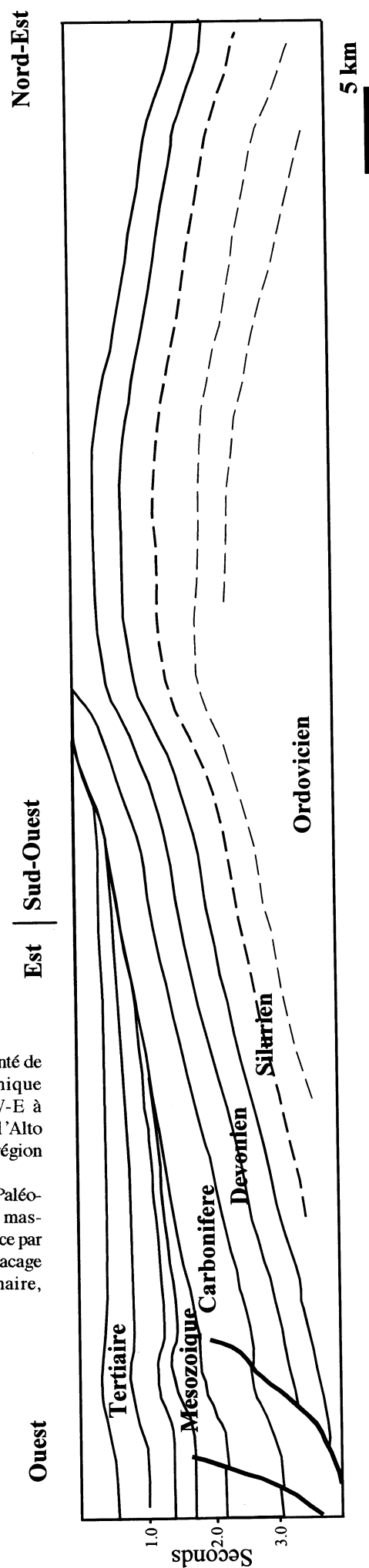
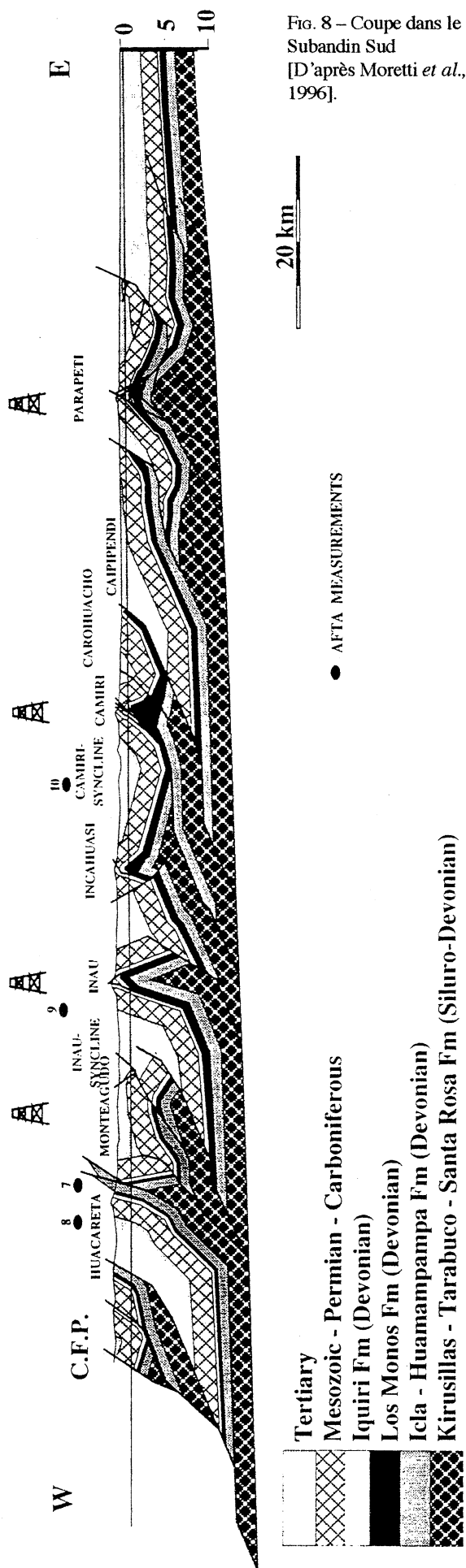


Fig. 7 – Coupe dans le Subandin Nord [D'après Baby, 1995].





Le plus profond des niveaux de décollement est localisé dans la base de la série sédimentaire paléozoïque (Ordovicien), les autres niveaux, d'importance régionale, sont situés dans les séries dévonienne et permienne (Fig. 7). La structure est constituée par deux grands synclinoriums : l'un dans la partie interne est défini comme le bassin de l'Alto Beni, l'autre proche de la partie externe du Subandin forme le synclinorium de Tuichi-Madidi.

Le *Subandin Sud* correspond à un système de chevauchements d'avant-pays d'axe orienté Nord-Sud, et caractérisé par deux types de structures, des plis par propagation de failles et des duplex, qui se sont développées durant le Néogène [Baby *et al.*, 1989, 1992 a] (Fig. 8). Deux zones différentes sont distinguées par leur style de déformation. Une zone interne est limitée à l'Ouest par le chevauchement principal, et à l'Est par la faille Mandiyuti. La déformation y est caractérisée par des plis par propagation de failles et un important système d'écaillés [Baby *et al.*, 1989, 1992 a]. C'est la partie la plus raccourcie du Subandin Sud. La zone externe est limitée à l'Ouest par la Faille Mandiyuti et à l'Est par des chevauchements aveugles scellés sous la plaine du Chaco. Les structures types sont des plis par propagation de failles et d'«antiformal stack» [Baby *et al.*, 1992 a], ou une combinaison des deux. La vitesse moyenne de raccourcissement se situe aux alentours de 7 mm/an en direction N 90 ; le plongement de la surface de décollement est de l'ordre de 2° [Leturmy *et al.*, 2000].

Une importante discordance angulaire existe à la base du Tertiaire sur la bordure externe du bassin d'avant-pays, en correspondance avec une mega-structure appe-

lée «Alto de Izozog» (Fig. 9). Ce bombement aurait commencé à se mettre en place au Miocène supérieur. Il pourrait représenter le bombement externe (forebulge) du bassin d'Avant-Pays Andin développé dans la partie sud de la Bolivie.

### 3.- INTÉRÊT DE L'ÉTUDE ET OBJECTIFS

Le Subandin de Bolivie et son Avant-Pays représentent un objectif pétrolier important, comme c'est le cas pour toute la façade amazonienne de la Chaîne Andine. Ce domaine a fait l'objet de nombreuses campagnes de prospection; l'on dispose donc d'un corpus de données important, sous forme de relevés stratigraphiques et tectoniques, diagraphies de forages et couverture sismique. Cependant les séries tertiaires, qui ne constituent généralement pas un objectif pétrolier, n'ont pas encore fait l'objet d'une synthèse, et ceci bien que leur mise en place ait enregistré l'évolution tectonique régionale à la base même de la formation des structures pétrolières. Il est donc possible, à partir de ces données de reconstituer précisément l'évolution du système : structure et géométrie du bassin dans son ensemble, géométrie des ensembles sédimentaires, chronologie de l'évolution, anciennes géométries des bassins sédimentaires, contrôle de la tectonique sur les mécanismes de migration des hydrocarbures. Ceci permet donc d'arriver à la fois à une meilleure connaissance du système pétrolier Bolivien et à une meilleure compréhension de l'évolution tectonique des systèmes chevauchants.

Consulter : Baby P., Guillier B., Oller J., Mendez E., Montemurro G. et Zubieta D. [1994].- Sintesis estructural del Subandino boliviano. *Mem. XI Congr. Geol. Bolivia*, 161-169.

## CHAPITRE 2 LES UNITES STRATIGRAPHIQUES SYN-OROGENIQUES.

### 1.- INTRODUCTION.

La stratigraphie du Tertiaire dans le bassin externe de l'avant-pays andin est bien connue grâce aux données issues de la recherche pétrolière, en particulier de celles qui ont été menées par la Société Bolivienne YPFB.

Régionalement on distingue 3 séquences majeures qui sont identifiées dans le bassin d'avant-pays développé à l'Ouest de la chaîne des Andes Centrales. Les formations présentent des variations de faciès en fonction de la latitude. Dans ce travail, nous utiliserons les noms de formations déjà définies [Oller, 1986] dans les différentes zones du Subandin, à-savoir dans le Subandin Nord et la plaine du Beni, dans le Subandin Central et dans le Subandin Sud et la plaine du Chaco.

La séquence 1 constitue la partie basale de la sédimentation tertiaire du bassin d'avant-pays, reconnue dans tout le Subandin et le piedmont. La partie inférieure correspond soit à la Formation Petaca (ou Bala dans le Subandin Nord) soit aux Areniscas Superiores et Areniscas de Transición. La partie supérieure est constituée par la Formation Quendeque dans le Nord et ses équivalents Yecua-Tariquia dans le Centre et dans le Sud. La séquence 2 est représentée par la Formation Charqui au Nord et par la Formation Guandacay au Centre et au Sud. La séquence 3 correspond à la Formation Tutumo au Nord et à la Formation Emborozu au Sud.

### 2.- SUBANDIN NORD ET PLAINE DU BENI.

La série sédimentaire est subdivisée en 4 formations : Bala, Quendeque, Charqui et Tutumo.

#### 2.1. Formation Bala (Fig. 10 et 11).

*Distribution et épaisseur* : la Formation Bala a été définie par Schlagintweit [1939] au niveau d'un rétrécissement du Rio Beni ainsi nommé. Elle y apparaît avec une épaisseur de 300 m; cette unité représente les tous premiers dépôts caractérisant la sédimentation syn-orogénique du bassin d'avant-pays dans la partie Nord du Subandin et dans la plaine du Beni. Dans la Serranía de Toregua, son épaisseur est de 600 m. Dans la zone du Rio Madidi, entre les Rios Beni et Hondo, elle oscille entre 470 et 660 m (Fig. 10). Dans les Encañadas de Susi et Bala, elle atteint 230 à 260 m.

*Lithologie* : Elle est constituée par des grès quartzeux micacés, gris blanc, verts, jaunes et marron rouge, à grain fin à moyen, avec stratifications grossières, en lits élémentaires de 2 à 4 m, formant des couches atteignant jusqu'à 12 m d'épaisseur, montrant tantôt des stratifications entrecroisées tantôt des laminations et des ondulites (Fig. 11). Dans la partie sud-occidentale de la Serranía de Beu et de Toregua, la série est à prédominance gréseuse, alors que dans la partie orientale des Serranías de Bala-Pailon, on y observe une certaine quantité d'argiles [Hochstatter et Ponce de León, 1968]. Dans la Serranía de Toregua, on observe ainsi une série, épaisse de 600 m, constituée à 85 % de grès quartzeux blancs très compacts avec quelques intercalations d'argiles rouge marron.

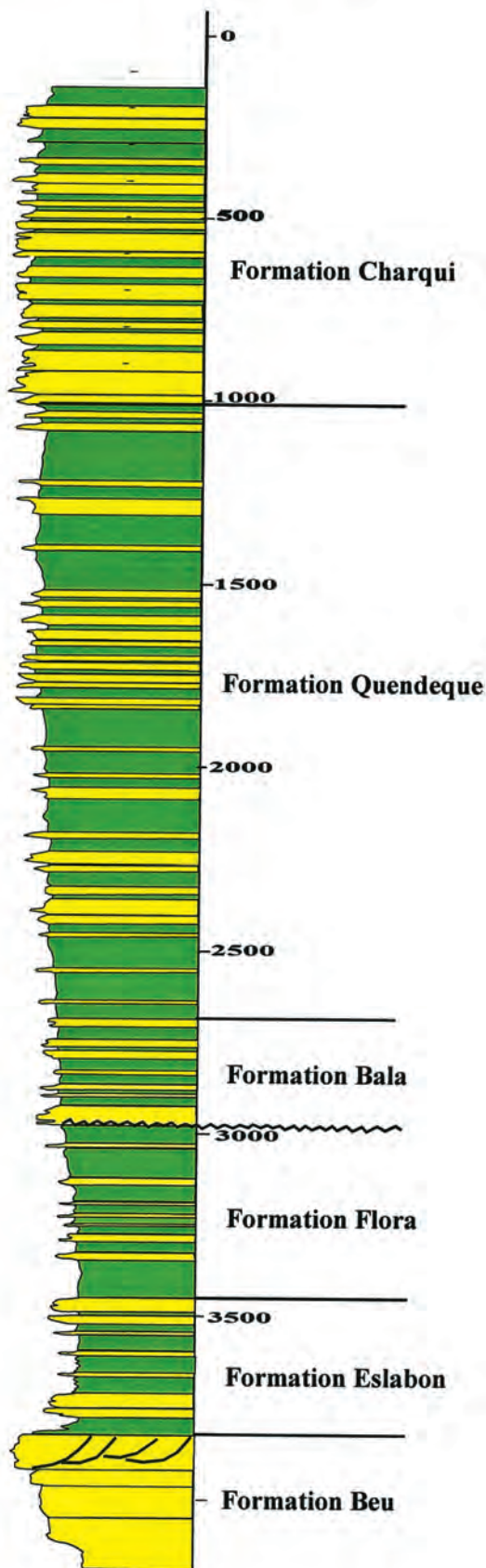


FIG. 10 – Profil diagramme du forage Tuichi. Le profil illustré concerne la base de la série tertiaire. La diagraphie (potentiel spontané) a commencé à la profondeur de 250 m. Grès en jaune, argiles en vert.





FIG. 11 – Affleurement de la Formation Bala sur les rives du Rio Beni (Subandin Nord).

Dans la zone du synclinal de Charqui, des niveaux minces de calcaires gréseux lenticulaires sont décrits [Ponce de León et Mariaca, 1968]. Il existe parfois un conglomérat basal qui contient des clastes de chert et de grès fortement cimentés, atteignant jusqu'à 60 cm de diamètre; il forme une couche variant entre 15 et 20 m d'épaisseur.

**Contacts inférieur et supérieur :** Le contact inférieur est discordant généralement sur la formation Beu, du Mésozoïque. Dans le secteur du Rio Beni, le contact s'effectue sur la Formation Eslabon (Crétacé) et, vers le Nord-Ouest, sur la formation Flora du Kimméridgien [Ponce de León *et al.*, 1972]. Le contact supérieur est concordant et transitionnel avec la formation Quendeque.

**Paléontologie et âge :** Cette Formation est rapportée au Tertiaire (Oligocène) bien qu'on ne dispose d'aucun élément de datation précis. Cependant quelques débris fossiles sont présents dans la Serrania de Eva Eva, où l'on trouve des dents et des écailles de poissons, ainsi que des fragments d'os non déterminés [Ponce de León et Mariaca, 1968]. Elle est corrélée à la formation Petaca du Subandin sud.

**Environnement de sédimentation :** Ces dépôts correspondent à un environnement fluvial d'énergie modérée ou haute (conglomérats).

## 2.2. Formation Quendeque (Fig. 10 et 12).

**Distribution et épaisseur :** Cette unité a aussi été définie par Schlagintweit [1939], dans le Rio Quendeque, affluent du Beni. L'épaisseur maximale mesurée est de 2200 m [Diaz, 1959]; elle diminue en direction du Nord-Est (Fig. 10). Dans la zone du Rio Tuichi, elle atteint une épaisseur de 1900 m [Ponce de León et Mariaca, 1968].

**Lithologie :** Elle est composée par une alternance de faciès fins, où dominent des argiles et des limolites marron rouge à paléosols (Fig. 12), et de grès grossiers (Fig. 13) à stratifications entrecroisées [Hochstatter et Ponce de León, 1968]. Les pélites sont distribuées en couches de 10 à 25 m, et les grès forment des lentilles atteignant 10 m. La composition des clastes montre que les grès sont beaucoup plus matures à la base de la formation, et s'enrichissent en feldspaths vers le haut [Ponce de León et Mariaca, 1968]. Dans la partie nord du Subandin Centre, elle est connue sous le nom de séquence Natamujo et Peña Colorada [Chamot, 1961]; elle est caractérisée par une alternance de couches de grès argileux gris et gris verdâtre, de limolites marron violacé et d'argiles rouges, légèrement calcaires. Ces niveaux contiennent en abondance des restes de plantes et de matériel carbonneux.

**Contacts inférieur et supérieur :** A la base, le passage avec la Formation Bala est en général transitionnel. Au sommet, le contact avec la formation Charqui est



bien marqué par un changement dans la morphologie, mais ne se traduit pas par une différence lithologique [Ponce de León *et al.*, 1972]. Dans la partie nord du Subandin Centre, le contact avec l'unité supérieure est érosif.

**Paléontologie et âge :** Hormis quelques restes de plantes qui ne fournissent pas de résultats précis, cette unité ne présente pas de fossiles et n'est donc pas datée directement [Ponce de León *et al.*, 1972]. Elle est corrélée à la formation Tariquia du Subandin sud.

**Environnement de sédimentation :** L'environnement de dépôt de cette séquence est de type fluvatile. Dans le Subandin se sont développés des dépôts de haute énergie qui correspondent au comblement de chenaux; les niveaux grossiers diminuent vers l'Est.



FIG. 12 – Affleurement de la Formation Quendeque. Route Palos Blancos-Yucumo (Subandin Nord) ; détail d'un paléosol.

### 2.3. Formation Charqui (Fig. 10 et 13).

**Distribution et épaisseur :** Cette unité constitue la série la plus épaisse de la pile sédimentaire tertiaire. Elle a été définie par Canedo Reyes [1941], à partir des affleurements de la colline Charqui, située en rive droite du Rio Beni (Fig. 13), à 35 km de Rurrenabaque [Ponce de León *et al.*, 1972]. La série est constituée par un empilement de couches gréseuses d'environ 10 m d'épaisseur, à stratifications entrecroisées et de minces niveaux de conglomérats. Sur le flanc Nord-Est du synclinal de Quendeque, le long du Rio Beni, son épaisseur est de 3190 m. L'épaisseur maximale, de 3500 m, est mesurée dans le flanc sud-occidental du synclinal de Charqui [Ponce de León *et al.*, 1972]. Les affleurements de cette formation sont par ailleurs restreints aux seules parties centrales des synclinaux. Dans le Rio Beni, on observe que le contenu en grès augmente progressivement vers le haut de la série.

**Lithologie :** Les grès sont de couleur marron jaune à gris vert, à grain fin à grossier, mal classés. Ils présentent des intercalations d'argiles rouges. Ils sont bien stratifiés, en couches épaisses de 10 m regroupées en séquences de 50 m. Quelques bancs présentent des concrétions calcaires ou des lentilles conglomératiques. Plusieurs niveaux de tuffites sont intercalés dans cette formation. L'un de ces niveaux, d'épaisseur variant entre 8 et 15 m, apparaît à 900 m du sommet dans le synclinal de Charqui. Un deuxième niveau est situé à 80 m du sommet dans le flanc nord-oriental du même synclinal ; il montre une tuffite micacée, vert blanchâtre à gris vert, épaisse de 3 à 7 m [Ponce de León et Mariaca, 1968]. Cette Formation peut être subdivisée en trois ensembles : la partie inférieure, épaisse de 700 m, montre une légère prédominance des grès sur les pélites ; la partie moyenne, épaisse de 1700 m, où les grès sont nettement dominants par rapport aux argiles ; et la partie supérieure, dont l'épaisseur est variable entre 650 et 870 m, et où les argiles sont dominantes. La base de l'unité Charqui montre un conglomérat avec clastes et inclusions d'argiles de la série inférieure reposant sur une zone de latéritisation.

Dans le Subandin Centre, elle est connue sous le nom de séquence Ivirizu [Chamot, 1961] qui est formée de plusieurs grosses barres de grès de couleur gris jaune, à grain moyen à grossier, arrondis ou bien émoussés, avec une matrice argileuse ; ils présentent des stratifications entrecroisées et des laminations. Les niveaux conglomératiques sont fréquents en base de séquence.

**Contacts inférieur et supérieur :** La limite inférieure avec la formation Quendeque est transitionnelle. En revanche la limite supérieure est caractérisée par la discordance de la formation Tutumo sus-jacente, caractérisée à sa base par des conglomérats [Ponce de León *et al.*, 1972].

**Paléontologie et âge :** On observe localement des restes carbonisés de bois, longs d'un mètre. Il n'y a cependant pas de datation de cette formation, bien qu'elle contienne un banc de 8 mètres de tuffite argileuses de couleur blanc verdâtre très consolidée [Hochstatter et Ponce de León, 1968]. Elle est corrélée à la formation Guandacay du Subandin sud.





FIG. 13 – Affleurement de la Formation Charqui, rives du Rio Tuichi (Subandin Nord).

*Environnement de sédimentation* : L'environnement de dépôt de cette séquence est aussi de type fluvial correspondant à des dépôts de haute ou moyenne énergie, qui caractérisent le comblement de chenaux.

#### 2.4. Formation Tutumo.

*Distribution et épaisseur* : Cette formation a été définie par Davila *et al.* [1964] dans l'arroyo Tutumo, affluent de la rivière Madidi. Cette unité apparaît de manière discontinue exclusivement dans le Subandin, sur le flanc sud-occidental de l'anticlinal de Charqui, ainsi qu'au long des synclinaux de Quiquibey, Yariapo, Yuama et Madidi (Fig. 7). Sur le flanc nord-est de l'anticlinal de Tuichi sa puissance atteint 700 m.

*Lithologie* : Elle est essentiellement formée de gros bancs d'argiles intercalés de grès et de conglomérats. Les bancs de conglomérats atteignent jusqu'à 25 m d'épaisseur; leur partie basale est souvent cimentée par un matériel ferrugineux. Les clastes sont constitués par des éléments de quartzites, de quartz laiteux, de chert et de grès jaune rosâtre, très micacés. Dans l'arroyo Tutumo, existe un conglomérat très grossier, polymictique, épais de 230 m, mal trié et peu cimenté, à matrice argilo-gréseuse. Les clastes sub-arrondis y sont constitués de grès blancs et verts, de quartzites micacés, schistes et grès feldspathiques, roches volcaniques, quartz laiteux et chert. Leur diamètre varie entre 2 et 35 cm, avec une moyenne de 10 cm. Les bancs ont en moyenne 12 m d'épaisseur. Les intercalations de grès forment des couches de 5 à 15 m; il s'agit de grès jaunes et rosâtres, très friables, à grain moyen à grossier, mal triés. Les argilites et limolites sont de couleur gris vert à marron rouge et parfois gris foncé.

Dans l'arroyo Felicidad (flanc nord-est de l'anticlinal de Montecristo), on observe, dans la partie haute de la formation, deux niveaux de tuffites, épais respectivement de 2 et 7 m. Ils sont très micacés, blanc verdâtre, à grain fin [Ponce de León et Mariaca, 1968].

Dans le Subandin Centre, cette série correspond à une séquence appelée Chimore [Chamot, 1961] ; les cycles sont en général constitués par des lits de grès et grès conglomératiques qui passent rapidement à des couches de conglomérats avec clastes verdâtres, provenant de roches paléozoïques, principalement de l'Ordovicien. Le diamètre des clastes oscille entre 2 et 30 cm. Certaines séquences sont directement constituées dès la base par des conglomérats. Vers le sommet, les séquences sont surtout constituées d'argiles et de lutites, avec des surfaces durcies par la présence d'oxydes de fer. Le ciment est rare, sauf lorsque s'est produit un processus de latéritisation au contact avec les argiles de la Formation Charqui. Les séquences sont parfois séparées les unes des autres par des surfaces d'érosion et jalonnées par des micro-conglomérats.

*Contacts inférieur et supérieur* : Cette unité repose en discordance érosive sur les sédiments de la formation Charqui. La limite supérieure, au contact avec le Quaternaire, est irrégulière et érosive ; elle représente une discordance angulaire.

*Paléontologie et âge* : On ne dispose d'aucune datation ni paléontologique, ni géochronologique, pour cette formation qui est rapportée au sommet du Tertiaire (Pliocène). Elle est corrélée à la formation Emborozu du Subandin sud.

*Environnement de sédimentation* : La base de cette séquence correspond au remplissage de chenaux fluviaux, de haute énergie, comme le montre la texture grossière des clastes.



### 3.- SUBANDIN CENTRE-SUD ET PLAINE DU CHACO.

Dans cette zone sont identifiées les formations Naranjillos, Petaca, Areniscas Superiores et Areniscas de Transición, Yecua, Tariquia, Guandacay et Emborozu (Fig.4 et 14).

#### 3.1. Formation Naranjillos.

**Distribution et épaisseur :** Cette unité stratigraphique est reconnue à partir de forages dans la zone de piedmont et dans la plaine entre 15°40' et 17° 30' Sud (Fig. 14). Dans la partie interne du Subandín, les sédiments tertiaires n'apparaissent que sous une faible épaisseur, et la séquence Naranjillos, ou ses équivalents, n'est pas identifiée.

**Lithologie :** Il s'agit d'une séquence pélitique, composée pour l'essentiel d'argiles, de lutites, de marnes et parfois de minces couches de calcaires. Dans la zone centrale, on observe parfois quelques intercalations de conglomérats et des niveaux d'argiles à la base de la série synorogénique.

**Contacts inférieur et supérieur :** Cette unité repose en discordance érosive sur les sédiments de la formation Cajones (Maastrichtien). La limite supérieure, au contact avec la formation Petaca, est érosive.

**Paléontologie et âge.** On ne dispose d'aucune datation paléontologique pour cette formation qui constitue localement la base de la série syn-orogénique.

**Environnement de sédimentation :** Les caractéristiques lithologiques présentées par la Formation Naranjillos permettent de caractériser un environnement lacustre.

#### 3.2. Formation Petaca.

**Distribution et épaisseur :** Le nom de "Petaca Member" a été appliqué par Birket [1922] aux niveaux conglomératiques affleurant dans la Serranía de Charagua. Cette unité stratigraphique représente généralement les premiers dépôts du bassin d'avant-pays. Ces terrains sont distribués dans la partie centrale du Subandín (14° S) et dans la plaine, jusqu'à la frontière avec l'Argentine. L'épaisseur de cette unité est variable, entre 10 et 340 m (Fig. 14); le maximum d'épaisseur s'observe sur le flanc occidental de la Serranía de Illimchupa, surplombant le Rio Azero.

**Lithologie :** On y distingue deux membres ; l'inférieur est composé par un conglomérat polymictique, marron rouge (Fig. 15). Les clastes anguleux de quartzites, grès et chert ont généralement 2 à 25 cm, et occasionnellement jusqu'à 100 cm, de diamètre. La matrice est sableuse, mais avec un ciment calcaire. Les clastes proviennent, tantôt de roches paléozoïques, tantôt du Mésozoïque (calcaires et chert de la Formation Vitiacua). Dans la Quebrada Taputá, située dans la Serranía de Charagua, Canedo Reyes [1941] décrit un conglomérat à texture grossière qui contient quelques galets de granite rouge, provenant de l'Ouest. Le membre supérieur est composé d'un ensemble de corps gréseux marron jaune, à grain fin à moyen, parfois grossier. Dans la Quebrada de Charagua,

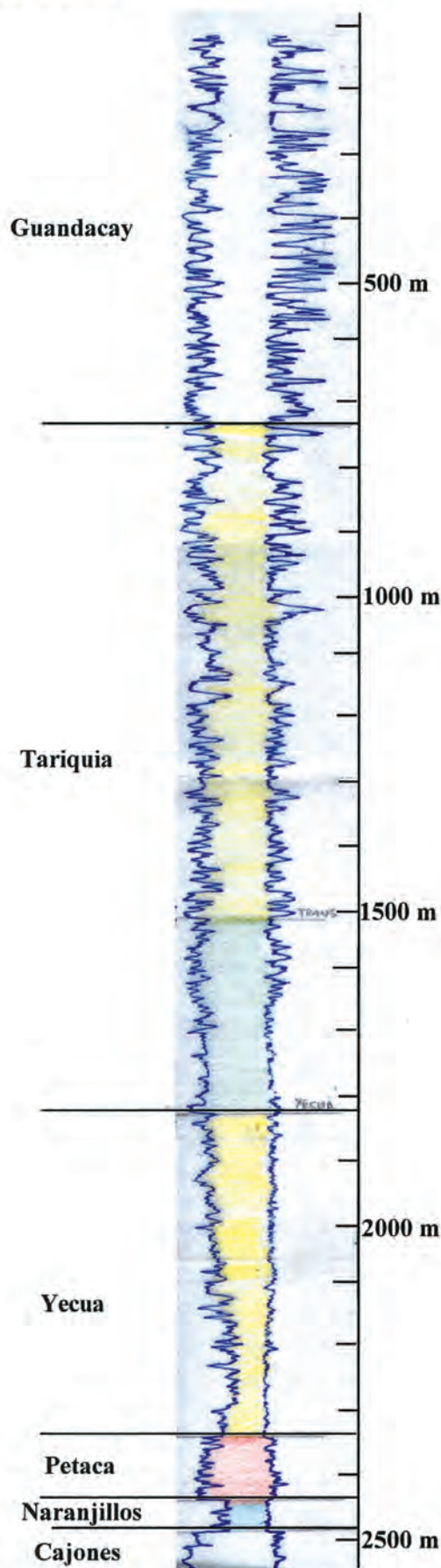


FIG. 14 – Profil diagramme du forage Puerto Ramos (Subandín Centre).

Le profil concerne l'ensemble de la série tertiaire : Formations Naranjillos, Petaca, Tariquia et Guandacay; la diagraphie ( $\gamma$  Ray et Résistivité) a débuté à 120 m.





FIG. 15 – Affleurement de la Formation Petaca.  
Rio Piray, détail d'une séquence.

on peut observer, au-dessus du conglomérat basal, des grès gris vert, à ciment calcaire, à grain fin à grossier, surmontés par un conglomérat polymictique épais de 4 m, composé de clastes de quartz laiteux, quartzites et chert, et plus rarement de calcaires [Requena, 1981]. Des lentilles conglomératiques de couleur grise à gris bleu, stratifiées en bancs de 1 à 2 m, sont intercalées dans les grès disposés en bancs de 3 à 5 m d'épaisseur [Russo, 1959] et caractérisent des dépôts de chenaux.

Des bancs d'argilites et limolites marron rougeâtre et marron foncé sont également intercalés dans la série. Le ciment est souvent calcaire, et les concrétions calcaires sont fréquentes. En rive gauche du Rio Azero, cette unité, épaisse de 100 m, et reposant en discordance sur les grès du groupe Tacurú (Mésozoïque), est constituée par un conglomérat polymictique, à ciment calcaire, avec clastes bréchiques atteignant 60 cm; les bancs atteignent 2 m d'épaisseur [Sadud, 1980]. Dans l'Angosto de Huacareta, la série a 23 m de puissance; les clastes de calcaires (provenant de la formation Vitiacua) et de quartzites, varient entre 1 et 10 cm de diamètre; les bancs conglomératiques grossiers atteignent 5 à 6 m d'épaisseur.

**Contacts inférieur et supérieur :** Le contact inférieur est très net. Il marque généralement le début de la sédimentation syn-orogénique tertiaire dans le bassin d'avant-pays andin, sauf lorsqu'on peut distinguer la Formation Naranjillos. Il représente une discontinuité majeure séparant les sédiments syn-orogéniques des différentes formations sous-jacentes du Mésozoïque et du Paléozoïque supérieur. Dans la partie centrale, le contact s'effectue sur des unités du Crétacé supérieur, et concerne des séquen-

ces de plus en plus anciennes en se déplaçant vers le Sud.

**Paléontologie et âge :** L'âge de cette unité est précisé grâce à la détermination de Vertébrés. Plusieurs localités ont en effet livré des Vertébrés fossiles. Dans le Subandin central, à 16° S, le gisement du Río Yapacaní, situé au sommet de cette unité, a fourni des carapaces de Tatou (*Edentata*, *Dasypodidae*, *Pappatheriinae*, *Vassallia minuta*) [Villarroel, 1974 a et b; Sanjines et Jimenes, 1976]. Dans la Quebrada Saguay, à 55 km de Santa Cruz de la Sierra, on a récolté près de la base de cette unité un maxillaire de *Rhynchippus* sp., une carapace de Tatou (*Edentata* *Dasypodidae*), ainsi qu'une carapace de Tortue (*Chelonia*, *Testudinidae*) [Villarroel, 1974; Sanjines et Jimenez, 1975; Hoffstetter, 1977; Sanjines, 1978; de Broin, 1971; Marshall et Sempere, 1991]. Dans le Subandin Sud, à la latitude 22° Sud, le gisement de la Serranía de Aguarague fournit des dents de Reptiles et de Mammifères dans le "Conglomerado Galarza", équivalent de la Formación Petaca. On mentionne également des restes de fossiles indéterminés de Vertébrés dans la Serranía de Mandeyapeca [Ahlfed et Branisa, 1960]. Les Vertébrés fossiles du genre *Rhynchippus*, déterminés par Villarroel, sont connus comme caractéristiques de la faune de Deseadense en Amérique du Sud. En conséquence la présence de ce fossile indique un âge compris entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur pour la formation Petaca [Marshall *et al.*, 1985; Marshall et Sempere, 1991]. A partir de critères lithologiques, il est proposée qu'elle ait pour équivalent, dans le Subandin Nord et la plaine du Beni, la Formation Bala.

**Environnement de sédimentation :** Il s'agit de dépôts fluviaux.



### 3.3. Areniscas Superiores (Fig. 16)

**Distribution et épaisseur :** Dès 1913, Bonarelli a dénommé «Areniscas Superiores» la partie inférieure du Tertiaire, dans la Province de Salta en Argentine, non loin de la frontière de Bolivie. Ayaviri [1967] a caractérisé cette unité dans la partie australe du Subandin Sud, où les affleurements occupent une surface restreinte; ils sont limités à l'Ouest par la Serrania de Cangrejos et sont reconnus, dans le Nord, jusqu'à une latitude proche de la rivière Pilcomayo [Ayaviri, communication personnelle].

**Lithologie :** La partie basale est constituée par un conglomérat à clastes de cherts, calcaires et grès calcaires. Au-dessus, se développe une épaisse série de grès jaunes et gris vert, à ciment calcaire. On y note aussi des bancs de grès rouge sombre, avec parfois des tonalités violettes, à grain fin à très fin, bien stratifiés en lits de 4 à 8 m d'épaisseur. Les intercalations d'argiles sont fréquentes.

**Contacts inférieur et supérieur :** Ces niveaux reposent sur la Formation Tarija, d'âge carbonifère, et plus au Nord sur la Formation Taiguati (Carbonifère), et enfin, dans la rivière Tarija, sur les grès du groupe Tacurú du Mésozoïque.

**Paléontologie et âge :** Cette unité n'est pas datée directement par des fossiles. Elle est considérée comme un équivalent latéral plus clastique de la Formation Petaca.

**Environnement de sédimentation :** L'environnement de dépôt de cette séquence est de type fluvatile (dépôts de moyenne à haute énergie correspondant au comblement de chenaux).

### 3.4. Areniscas de Transición (Fig. 16)

**Distribution et épaisseur :** Cette formation, également définie par Bonarelli [1913], n'apparaît que dans la partie australe du Subandin, où elle affleure dans la Serrania de Desecho Chico.

**Lithologie :** Elle est formée de couches de grès rouge foncé à tonalités violettes, à grain fin à très fin, bien stratifiés, en bancs de 4 à 8 m d'épaisseur, avec parfois des alternances d'argiles.

**Contacts inférieur et supérieur :** Le contact avec l'unité sous-jacente «Areniscas Superiores» est seulement marqué par un changement de coloration des grès.

**Paléontologie et âge :** Cette unité n'est pas datée directement par des fossiles. Elle est également considérée comme un équivalent latéral plus clastique de la Formation Petaca, plus précisément de sa partie supérieure.

**Environnement de sédimentation :** Il s'agit de dépôts fluviatiles.

### 3.5. Formation Yecua.

**Distribution et épaisseur :** La première mention de cette formation apparaît dans la description de «Couches à Pélécypodes» en référence à la séquence de 115 m qui affleure dans la Quebrada Yecua, entre la Formation Petaca et les strates du Chaco [Russo, 1959]. Postérieurement Padula et Reyes [1958] introduisent le nom de Formation. Cette unité est présente dans la zone Subandine Centre-Sud et la plaine adjacente. Les localités types sont les Quebradas Tunal et Yecua, dans la Serrania de

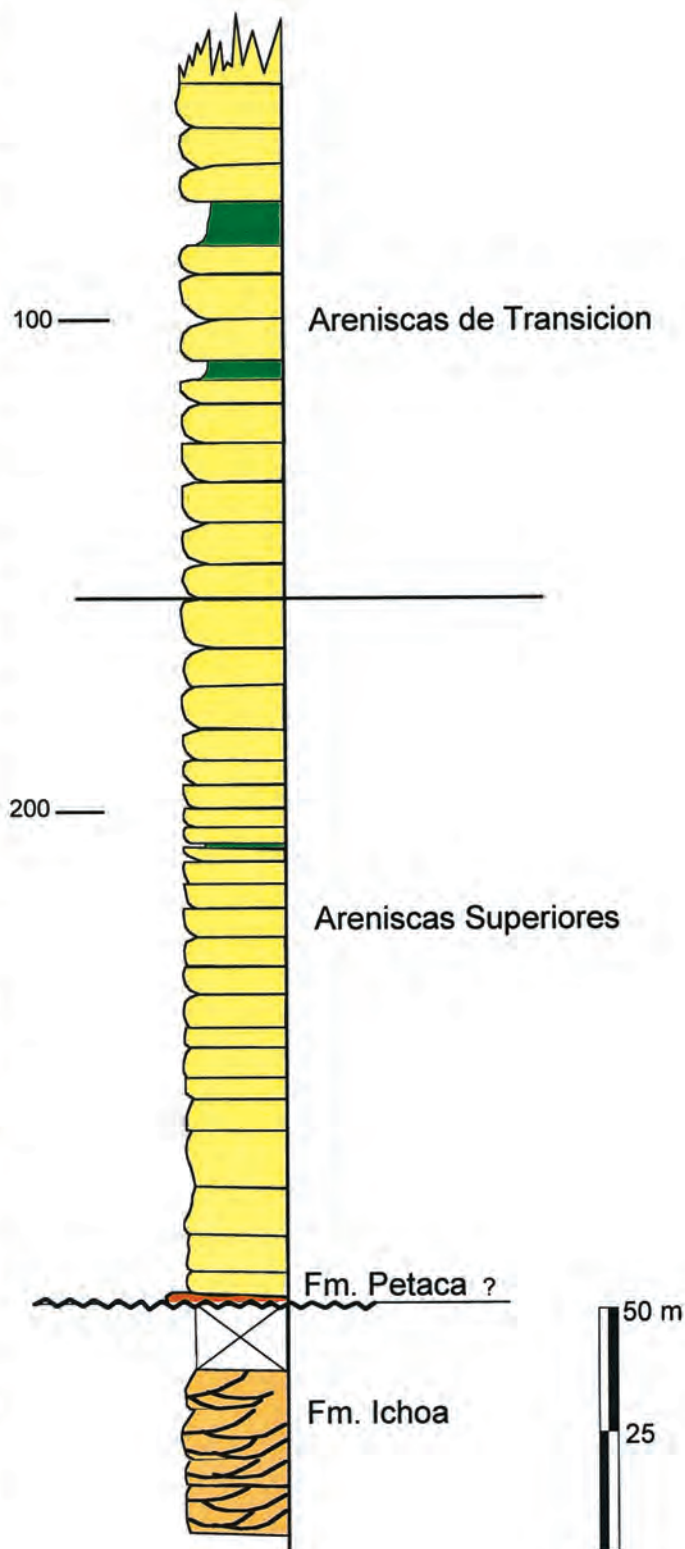


FIG 16 – Colonne stratigraphique des Formations «Areniscas Superiores» et «Areniscas de Transición».

Série levée par A. Rosa [YPFB, 1994] sur le flanc occidental de la Serrania de Balapuca près de la frontière avec l'Argentine (route Bermejo-Tarija). La base de la série tertiaire est constituée par un niveau de conglomérat qui représente la Formation Petaca. La majeure partie du Mésozoïque (F. Tapehua et Castellon) a été érodée. La limite entre «Areniscas Superiores» et «Areniscas de Transición» est seulement marquée par un changement de couleur.



Mandeyapecua, Abapo dans la Serrania de Charagua, les Quebradas Espejillos et Angostura dans la Serrania de Espejos et Terebinto. Elle a une épaisseur variable entre 40 et 744 m, mesurés dans la zone de Bulobulo.

**Lithologie :** Elle est constituée d'argiles et marnes avec intercalations de calcaires argileux de couleur gris clair à vert olive, rose crème et marron [Branisa, 1970]. Des intercalations de grès et calcaires gréseux à grain fin à moyen sont communes (Fig. 14 et 17).

**Contacts inférieur et supérieur :** Le contact avec la Formation Petaca sous-jacente est net, bien marqué par le changement lithologique ainsi que par le contenu en fossiles de la Formation Yecua. En revanche le passage avec la Formation Tariquia est transitionnel.

**Paléontologie et âge :** D'assez nombreux fossiles, principalement des invertébrés, sont présents dans cette formation :

**Foraminifère :** *Ammonia beccarii*, qui indique des eaux saumâtres à salinité inférieure à la normale marine [Branisa, 1970]

**Gastéropodes :** cf. *Gyrodes* ou *Natica* sp, cf. *Turritella* sp.

**Pélicypodes :** *Tellina* sp [Urlich in Mather, 1922], *Cyrena* sp, cf. *Astarte* sp, cf. *Lucina* sp, cf. *Nucula* sp [Lopez-Pugliesi et Pareja-Lopez, 1971], *Senis* cf. *elongatus*, *Cultellidae* et cf. *Corbula* sp.

**Ostracodes :** *Bythocypris* sp [Urlich in Mather, 1922], *Cyprideis* sp.



Fig 17 – Affleurement de la Formation Yecua, rives du Rio Grande (Subandin sud): vue d'ensemble et détail d'une zone faillée.



Crustacés : *Balanus sp* [Branisa, 1970]

Vertébrés : Dents et épines de poissons, plaques de tortues, os de crocodiles, Gymnotiformes : *Ellisella kirschbaumi* [Gayet et Meunier, 1991].

Cet ensemble permet d'attribuer à cette série un âge Miocène moyen-supérieur.

**Environnement de sédimentation :** Les caractéristiques lithologiques et le contenu fossilifère de la Formation Yecua conduisent à l'interpréter comme un faciès lacustre soumis à de brèves incursions marines, correspondant à la "transgression Paranense" qui arrive par le Nord de l'Argentine. Cet épisode marin Paranense est bien daté en Argentine par des faunes de Foraminifères du Miocène moyen-supérieur et par des résultats géochronologiques [Ramos et Alonso, 1995 ; Pérez *et al.*, 1996]. Cette transgression a intéressé tout le domaine du Piedmont Andin depuis le Nord de la Colombie jusqu'en Argentine. Il est possible de la mettre en relation avec le haut-niveau marin du Miocène moyen à 12 Ma [Haq *et al.*, 1987 ; Webb, 1995]. Ceci permet donc d'attribuer à la Formation Yecua un âge proche de 12 Ma.

### 3.6. Formation Tariquia.

**Distribution et épaisseur :** La séquence type est exposée sur les rives de la rivière Bermejo dans le synclinal de Tariquia. Définie par Ayaviri [1964] cette séquence montre au niveau de la section type une épaisseur de 3600 m. Elle est bien développée dans la partie Sud du Subandin et dans la plaine du Chaco, ainsi que dans la zone de piedmont et la plaine centrale.

**Lithologie :** Cette formation (Fig. 14) est constituée par une succession de corps gréseux de couleur marron rosé à gris, à grain fin à moyen, séparés par des interlits argileux et limolitiques. Il s'agit de grès lithiques à stratifications massives ou entrecroisées. Les intercalations d'argilites et de limolites riches en micas sont laminées. Les niveaux de conglomérats sont minces; les clastes de 6 à 10 cm sont arrondis. Sur la route Tarija-Bermejo, à l'Ouest de Nogalitos, une coupe montre des intercalations de tufs gris de plomb, riches en micas. Dans la structure Agua Salada, localisée dans le piedmont sud proche de la frontière avec l'Argentine, Russo [1959] décrit aussi un unique niveau de tuf de 10 à 15 m de puissance, de couleur gris verdâtre; il est localisé à 800 mètres de la base de cette formation.

**Contacts inférieur et supérieur :** Le contact avec la Formation Yecua est transitionnel et difficile à positionner, cependant dans certaines zones et forages de la plaine cette limite est assez bien définie. Dans le Subandin Sud, elle repose sur les Areniscas Superiores. Le contact supérieur avec la formation Guandacay est une discordance angulaire.

**Paléontologie et âge :** Des fossiles, principalement de vertébrés, sont présents dans cette formation. Dans une couche de tuf proche de la Quebrada Palmar se trouvent des os, des dents et un fragment de colonne vertébrale long de 40 cm, il s'agit d'un Mammifère non déterminé avec précision. Aucune datation radiométrique n'a été effectuée sur les tufs. L'âge estimé se situe entre 8 et 6 Ma.

**Environnement de sédimentation :** Il s'agit de dépôts fluviaux d'énergie modérée.

### 3.7. Formation Guandacay.

**Distribution et épaisseur :** La section type est levée dans le synclinal de Tariquia, au niveau de la Quebrada Guandacay, affluent des Rios Bermejo et Tarija [Ayaviri, 1964]; son épaisseur dépasse 3000 m. Dans le Subandin Sud, les affleurements de la Formation Guandacay sont localisés principalement dans les synclinaux. Elle est aussi connue dans le piedmont et la plaine grâce à des données de subsurface, mais n'affleure pas.

**Lithologie :** Elle est composée de grès avec intercalations de conglomérats et d'argilites (Fig. 14). Les grès sont de couleur marron clair, à grain très variable de grossier à fin. Les intercalations conglomératiques forment des bancs friables de 2 à 4 m de puissance, qui deviennent plus fréquentes dans le haut de la série; les clastes sont formés de quartzites et grès; leur diamètre varie entre 2 et 7 cm. Les intercalations de lutites et limolites sont de couleur marron rosé à marron foncé. Dans la partie supérieure de la formation apparaissent des niveaux de tufs.

**Contacts inférieur et supérieur :** La formation Guandacay se présente en discordance angulaire sur la formation Tariquia. Elle enregistre le début d'une nouvelle période de déformation qui se traduit par l'apparition des premiers niveaux conglomératiques. Le contact supérieur avec les sédiments sus-jacents est également discordant.

**Paléontologie et âge :** Aucun fossile n'a jusqu'alors été rencontré dans cette formation, et aucune datation radiométrique n'a été effectuée sur les tufs. Elle est rapportée au Miocène terminal-Pliocène (6 à 5 Ma).

**Environnement de sédimentation :** Il s'agit de sédiments fluviaux de haute énergie.

### 3.8. Formation Emborozu.

**Distribution et épaisseur :** La coupe type de cette unité est située dans synclinal de Tariquia, au niveau de la Sierra de Emborozú, dans la région des Rios Condado et Bermejo [Ayaviri, 1964]. Cette séquence, qui constitue les niveaux les plus élevés du Tertiaire, n'est connue que dans le Sud des Sierras Subandines. Son épaisseur dépasse 800 m.

**Lithologie :** Elle est constituée par des bancs de conglomérats avec intercalations de grès argileux compacts bien stratifiés de couleur grise (Fig. 18). Les conglomérats sont également bien stratifiés en lits de 1 à 3 m de puissance. La matrice est gréseuse et argileuse [Ayaviri, 1964]. Les clastes sont constitués par des grès et grès quartzites; leur diamètre varie entre 20 et 40 cm, mais on rencontre souvent des blocs atteignant 1 m de diamètre. Ce matériel provient des roches du Paléozoïque (Ordovicien, Dévonien et Carbonifère) et en moindre proportion du Mésozoïque. Il existe quelques intercalations de tufs volcaniques.

**Contact inférieur :** Le contact de base sur la formation Guandacay est discordant.





FIG. 18 – Affleurement de la Formation Emborozu, route Bermejo-Tarija (Subandin Sud).

*Paléontologie et âge* : Un niveau de tuf de couleur gris clair situé près du sommet de la formation Emborozu, a été daté à 3,3 Ma (Pliocène moyen) [Baby, 1995].

*Environnement de sédimentation* : Il s'agit de dépôts fluviaux de haute énergie qui correspondent au comblement de chenaux proches de la zone d'activité tectonique.



## CHAPITRE 3 GEOMETRIE DU REMPLISSAGE

## 1.- INTRODUCTION

La géométrie du remplissage du bassin d'Avant-Pays actuel est principalement connue grâce aux profils sismiques et aux forages, car en surface, les formations superficielles de la plaine masquent les affleurements.

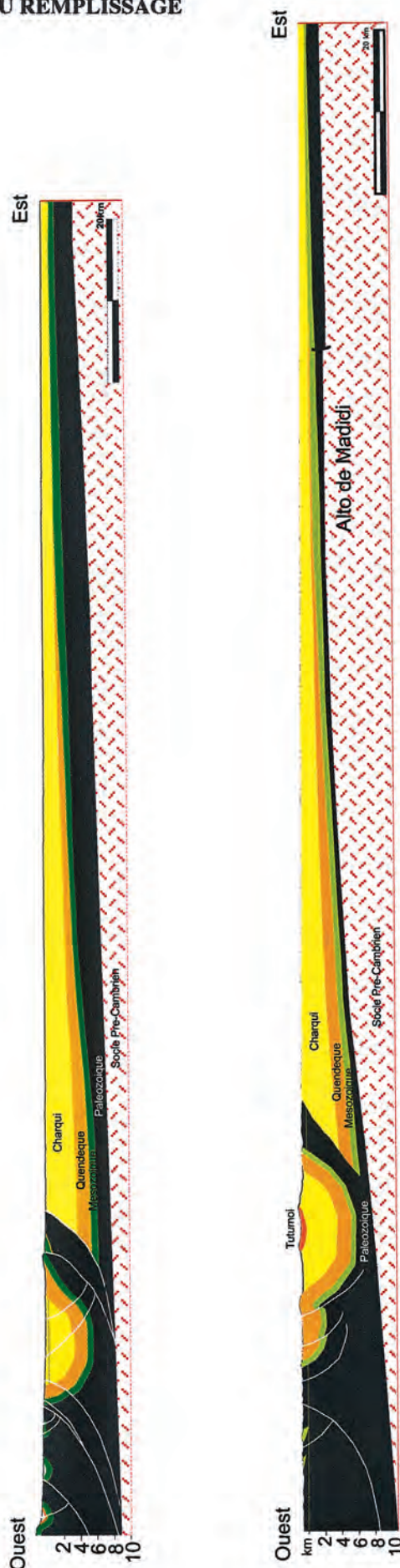
Nous présentons la géométrie de ce bassin à partir de coupes sismiques régionales disposées du Nord au Sud, et à partir d'une corrélation Nord-Sud des forages.

## 2.- COUPES RÉGIONALES ISSUES DE DONNÉES SISMQUES

Les coupes régionales à travers la plaine du Beni (Fig. 19) montrent un amincissement progressif des séries Quendeque et Charqui vers l'Est. Cet amincissement est également associé à des onlaps vers l'Est, au-dessus d'une discordance basale. La zone de piémont est très étroite au Nord, mais s'élargit au niveau du Boomerang. La coupe la plus au Nord, qui traverse la structure affectant le socle, a été décrite par Zubieta *et al.* [1993].

FIG. 19 – Coupes à travers le front Subandin Nord (synclinal de Yanamanu-Tuichi) et la plaine du Beni.

Les coupes Yanamayú (A) et Tuichi-Tequeje (B) sont élaborées à partir de données de terrains et de lignes sismiques régionales localisées dans la Plaine et le Bassin de Madre de Dios. Dans la coupe A, la plus à l'Ouest, le bassin transporté de Tuichi et le front du Subandin montrent la série ordovicienne. La faille, nommée Carahuaicho, constitue le front de déformation; le bassin d'avant-pays se développe progressivement vers l'Est. La série paléozoïque est constituée par des sédiments de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien et du Permo-Carbonifère; cette dernière séquence est bien développée dans le bassin de Madre de Dios et progressivement érodée sous la série mésozoïque (Formation Beu). Le contrôle tectonique de la subsidence du bassin tertiaire est manifeste avec le développement du forebulge dans la partie externe. L'érosion progressive des séries paléozoïques montre bien l'uplift régional associé au fonctionnement du bassin d'Avant-Pays Andin. Sur la coupe B, la géométrie de la déformation dans la zone subandine est similaire; le synclinal de Tuichi est un peu plus vaste et présente au cœur les conglomérats de la Formation Tutumo, dépôt associée à l'activation du bassin transporté de Tuichi. Vers l'Est, les séries paléozoïques sont réduites au seul Dévonien qui repose sur le substratum précambrien; la réduction d'épaisseur du Paléozoïque est liée à une érosion progressive conséquence de la dynamique du forebulge. Dans la partie externe de la coupe se localise la faille Madidi, de type extensif et où le déplacement vertical est proche de 400 m. Cette partie du bassin constitue l'Alto de Madidi. La faille de Madidi est scellée par les dépôts mésozoïques. L'Alto de Madidi résulte de deux phénomènes: la présence de cette faille et sa situation de forebulge.



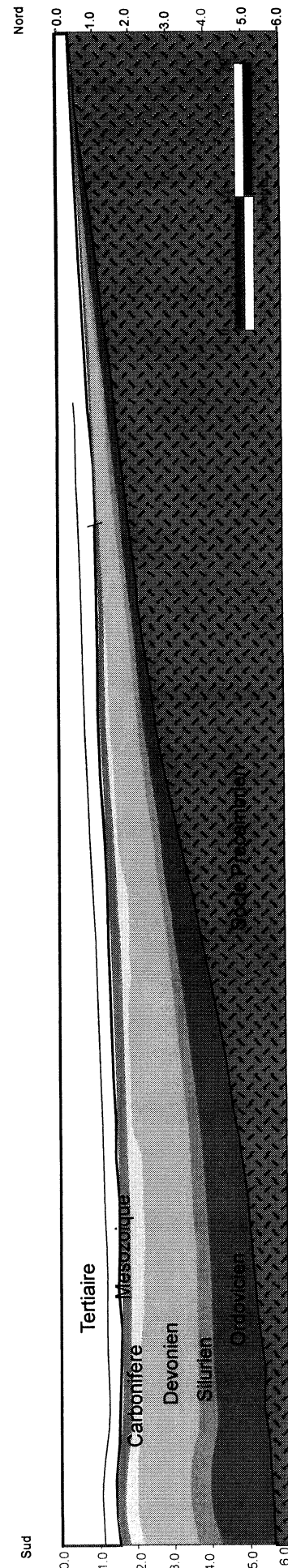


La coupe du Nord de Santa Cruz (Fig. 20), orientée N-S, obliquement à l'axe du bassin, montre la forte épaisseur de la série paléozoïque, qui s'amincit en direction du bouclier du Guaporé, en particulier dans sa partie profonde (Cambro-Ordovicien). Ceci résulte probablement des déformations dues à la phase ocloyique [Zubieta *et al.*, 1993]. Le Carbonifère vient en discordance d'érosion sur le Dévonien. L'érosion mésozoïque a affecté la série sous-jacente en décapant une assez forte épaisseur de Carbonifère, au moins la moitié, et les séries plus anciennes au Nord. Le Tertiaire montre une géométrie de bassin d'avant-chaine typique, avec une forte subsidence récente, marquée par une forte épaisseur de Formation Guandacay (voir plus loin la carte paléogéographique de la formation : Fig. 79). Une déformation très modérée est visible au Sud.

La coupe du Sud de Santa Cruz (Fig. 21), orientée SW-NE, parallèlement à la direction de transport montre la forte épaisseur de la série paléozoïque qui s'amincit en direction du Guaporé. L'érosion mésozoïque n'est sensible qu'au NE, à proximité du Guaporé. Le décollement se situe très profondément à la base de la série sédimentaire paléozoïque. Les plis sont des structures associées à des failles caractérisées par un déplacement réduit. Ces structures se sont mises en place après la sédimentation de la Formation Guandacay, donc après 6 Ma. Le repli situé à l'avant de la dernière structure émergente indique une possible propagation en cours. Ce profil montre aussi une nette progradation des formations tertiaires vers le bouclier.

FIG 20 – Pointé sismique d'un profil régional au Nord de Santa Cruz.

Profil orienté S-N montrant les variations d'épaisseur de la série paléozoïque qui s'amincit fortement vers le Nord, la discordance du Mésozoïque et le remplissage tertiaire dissymétrique du bassin flexural.



Les coupes au Sud du 19°S (Fig. 22) sont orientées W-E, c'est-à-dire perpendiculairement aux structures et parallèlement à la direction de transport tectonique dans cette région. Elles montrent un relatif amincissement de la série paléozoïque vers le Sud. On observe une évolution du système de décollement avec deux zones majeures situées, l'une très profondément à la base de la série sédimentaire (Ordovicien), et l'autre dans le Dévonien (Formation Los Monos). Ce dernier constitue une série de duplex au cœur des anticlinaux dans le Subandin. Il existe quelques structures dans le piedmont surtout dans le Sud. Ces structures induisent des reliefs peu marqués (de l'ordre de la centaine de mètres), et ne montrent pas à l'affleurement de formations ante-tertiaires. Vers l'Est, d'une part la série paléozoïque s'amincit en direction du Sud sous l'effet des érosions mésozoïques, d'autre part la séquence mésozoïque s'amincit vers le Nord sous l'effet de l'érosion tertiaire. Les formations du Tertiaire montrent une évolution dans l'épaisseur des différents termes. À l'Ouest les formations oligo-miocènes (Petaca, Tariquia), lorsqu'elles sont bien conservées au cœur des synclinaux du Subandin, sont plus épaisses qu'à l'Est traduisant le fonctionnement du bassin d'avant-chaîne à cette époque. Le Tertiaire supérieur (Guandacuay) montre son épaisseur maximale plus à l'Est dans les synclinaux les plus proches du front Subandin et du piedmont. Par ailleurs le fonctionnement hors séquence de certains chevauchements (Incahuasi sur la coupe 2 par exemple) a induit une érosion différentielle importante des séries tertiaires dans le Subandin. À l'Est ces séries, en particulier la Formation Guandacuay, viennent en discordance sur un bombement du substratum (Alto de Izozog).

Plus au Sud (Fig. 23), les formations tertiaires profondes viennent en on-lap sur l'Alto de Izozog qui est situé à moins de 150 km du front Subandin et qui constitue le bombement externe du bassin d'avant-chaîne.

FIG. 21 – Pointé sismique d'un profil régional au Sud de Santa Cruz.

Profil orienté SW-NE atteignant la bordure du massif du Guaporé. Il montre l'amincissement de la série vers le Nord-Est, et la progradation du Tertiaire du bassin flexural. Le décollement se situe très profondément, à la limite du socle du bouclier brésilien.

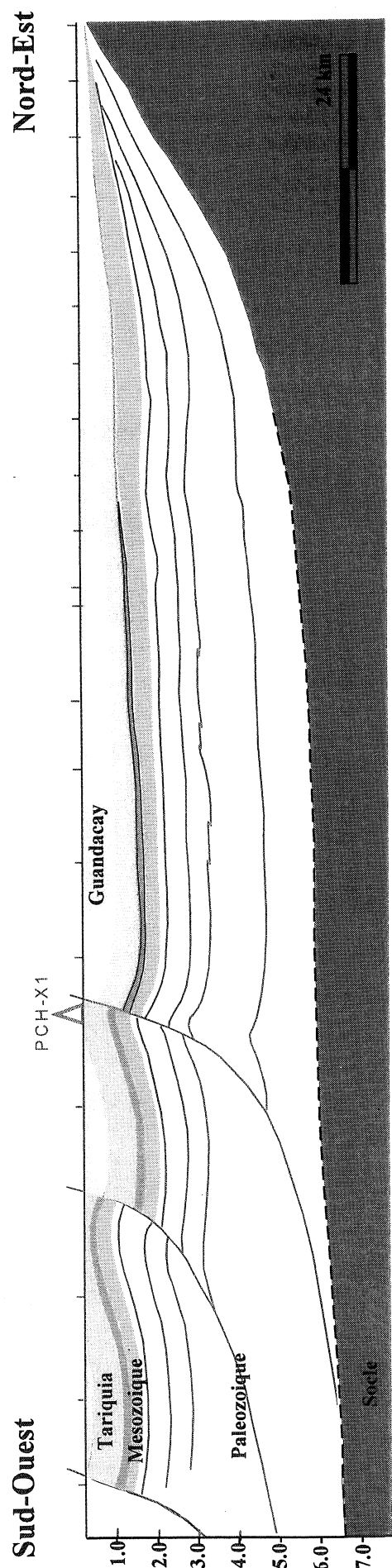




FIG. 22 – Coupes régionales dans le Subandin Sud.

Jaune : Formation Guandacay ; Orange : Formations Tariquia, Yecua et Petaca ; Vert : Mésozoïque ; Noir : Paléozoïque ; Rouge : socle précambrien (prolongement du Guaporé). Le bombement du socle visible sur les deux coupes septentrionales correspond à l'Alto de Izozog.



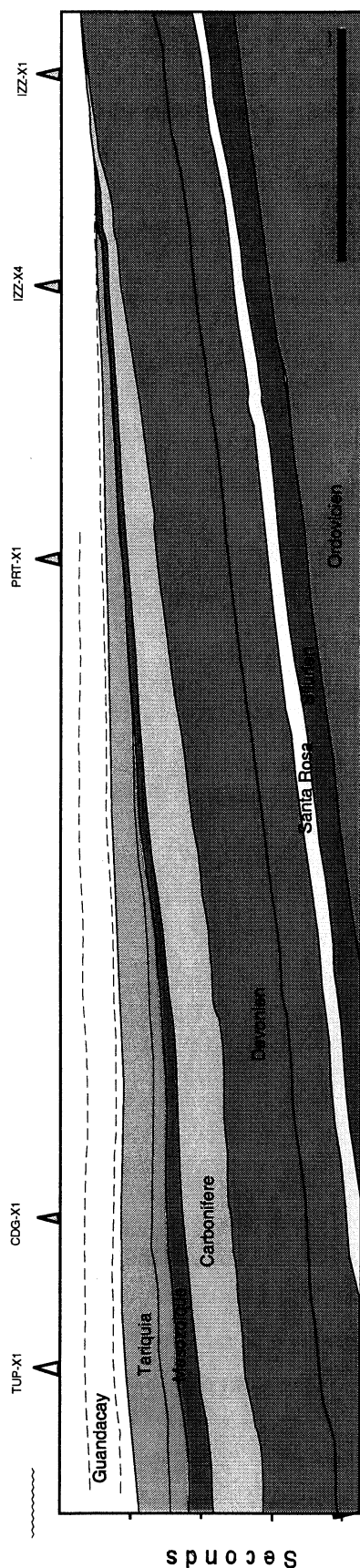


FIG. 23 – Pointé de profil sismique régional W-E de l'Alto de Izozog.

### 3.- CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES RÉGIONALES.

Elles ont été réalisées à partir de nombreux forages répartis tout au long du bassin, dont quelques-uns sont représentés sur la figure 24, et d'un grand nombre de lignes sismiques (Fig. 25).

La corrélation en direction nord-sud effectuée sur des puits et affleurements du Chaco et du Subandin sud (Fig. 24A) permet de mettre en évidence un contrôle tectonique de la sédimentation. Une érosion des séquences inférieures (Petaca, Yecua) caractérise la moitié nord du domaine. La proportion plus faible de grès dans la formation Tariquia au niveau des coupes Mandeyapecua et Villamontes est due à leur situation plus distale. La corrélation stratigraphique Nord (A-B) montre la distribution des unités tertiaires dans la partie Nord du bassin. Dans le forage Pando-X1, localisé à l'extrême Nord de la Bolivie (bassin Madre de Dios), l'épaisseur de la série atteint tout juste 300 m et la lithologie ne présente pas les séquences gréseuses et conglomératiques caractéristiques de la Formation Guandacay ; sa texture fine caractérise une faible énergie de dépôt et un certain éloignement des zones d'apport. En opposition le forage Tuichi-X1, localisé dans la partie interne du Subandin Nord, montre une épaisseur totale de la série de 2200 m, et les Formations Bala, Quendecue et Charqui sont identifiées de manière claire. Plus au Sud, dans la partie centrale du Piedmont, le forage Sinahota-X1 montre leurs équivalents latéraux Tariquia et Guandacay. Dans la partie basale se développe une série pélitique qui pourrait être corrélée avec la Formation Yecua bien connue dans le Centre et le Sud du bassin.

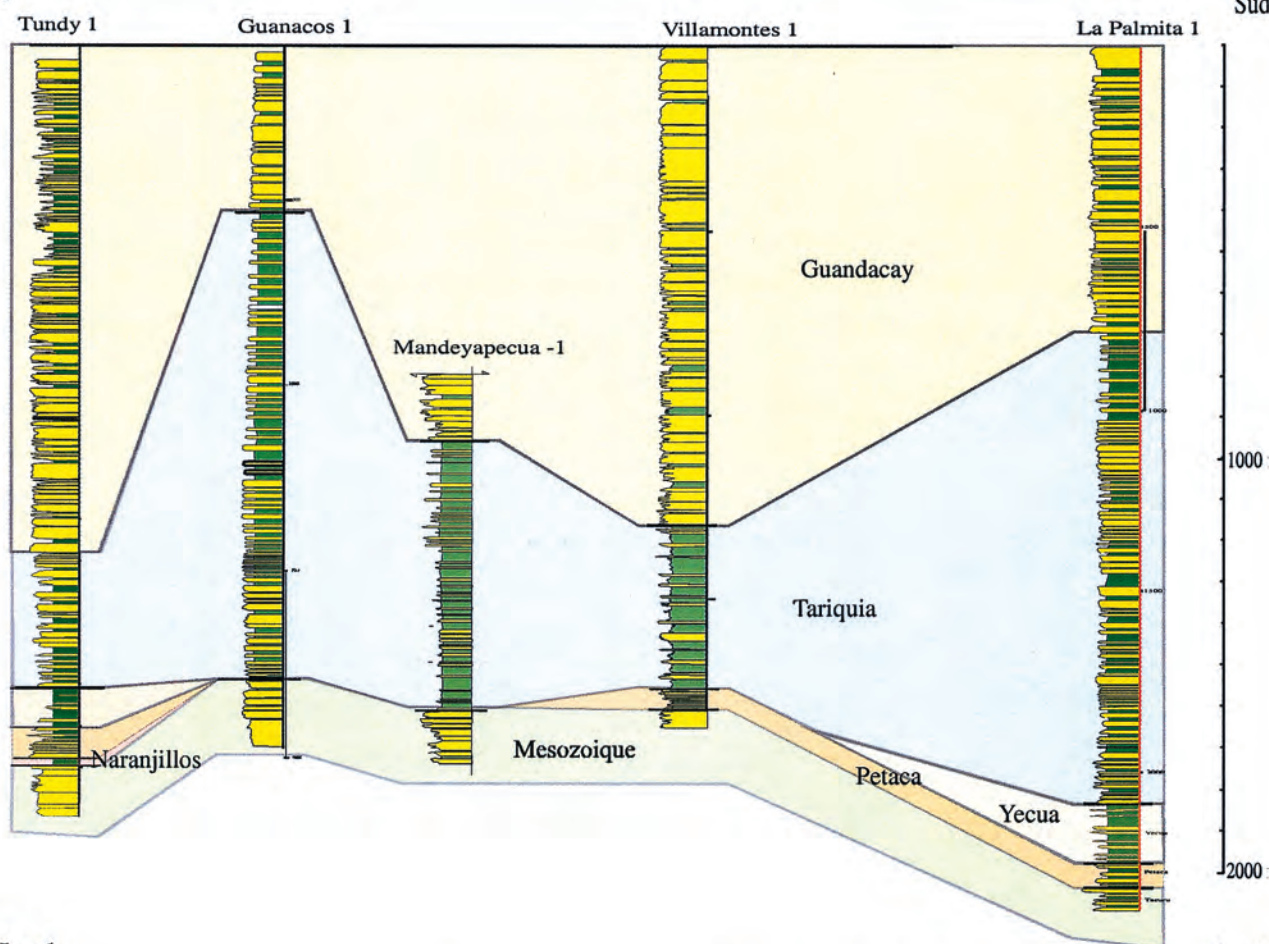
La section nord-sud, fondée sur les données de puits du bassin du Beni et du Piedmont nord (Fig. 24B), permet de mettre en évidence le caractère dissymétrique du bassin et de corréler les formations du Beni avec celles du Chaco. La corrélation stratigraphique Sud (B-C) nous permet de mettre en évidence les variations d'épaisseur et de texture des unités de la partie Sud du Piedmont. Les Formations Tariquia et Guandacay sont en général bien développées à la différence de la Formation Naranjillos décrite dans le puit Tundy-X1, mais qui est absente vers le Sud. Les Formations Petaca et Yecua, décrites dans la partie centrale du bassin, ne sont pas identifiées dans les forages intermédiaires, Guanacos-X1 et Mandeyapecua-X1. Dans ce dernier forage, l'épaisseur de la Formation Tariquia est de 650 m. Dans le forage Villamontes-X1, la base du Tertiaire est représentée par la Formation Petaca, la série pélitique Yecua est absente à cause d'une érosion et la série Tariquia repose directement sur le Petaca, la Formation Guandacay est très épaisse, représentée par plus de 1000 mètres de grès et grès conglomératiques qui sont associés à une tectonique syn-sédimentaire. Dans le forage La Palmita-X1, localisé dans l'extrême Sud du bassin, toutes les Formations (Petaca, Yecua, Tariquia et Guandacay) sont bien définies.

Ces figures montrent que la formation Guandacay, et son équivalent Charqui, constituent l'unité la plus continue. Cet ensemble est en effet présent dans tout le bassin.



Nord

Sud



Nord

Sud

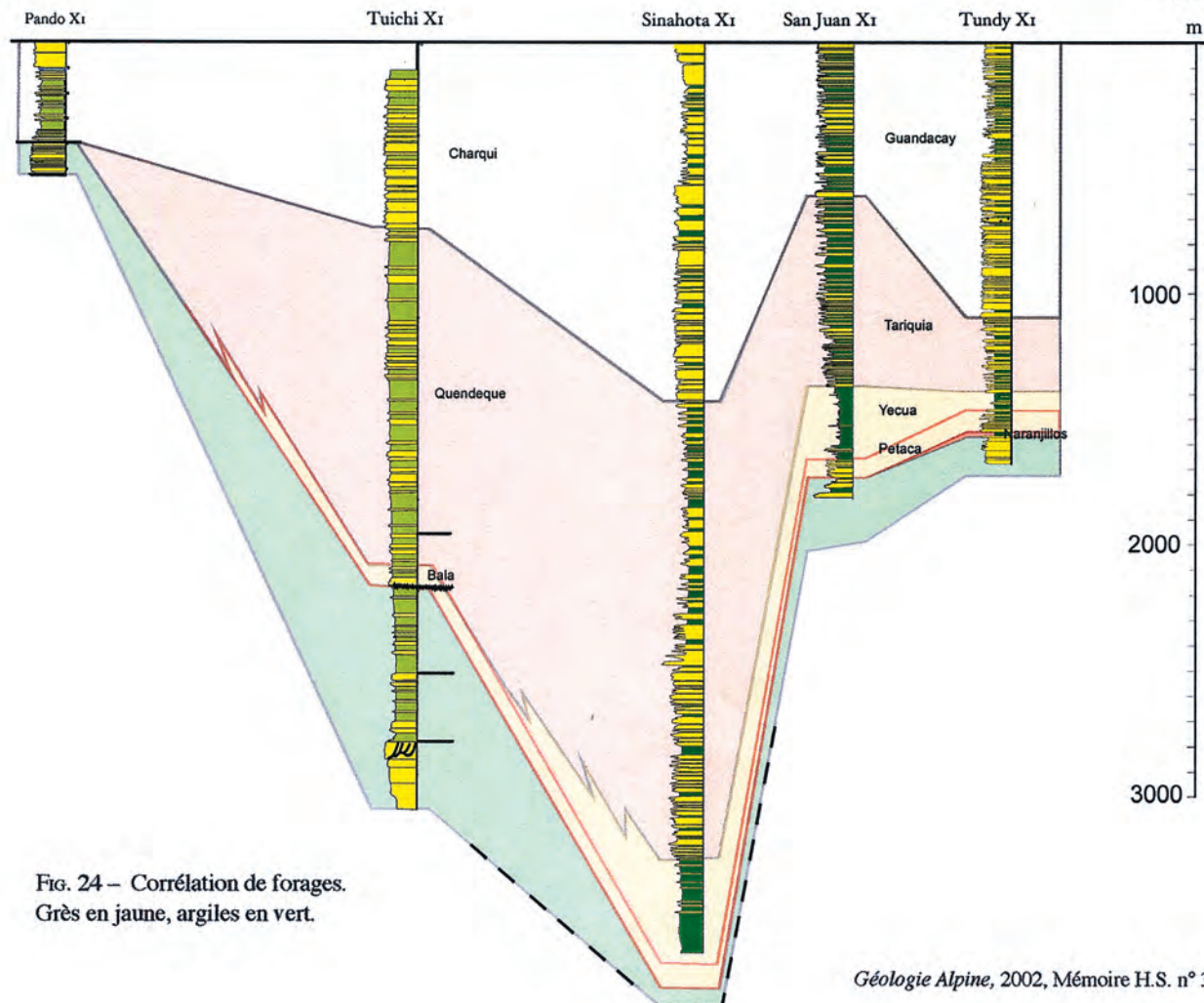


FIG. 24 – Corrélation de forages.  
Grès en jaune, argiles en vert.

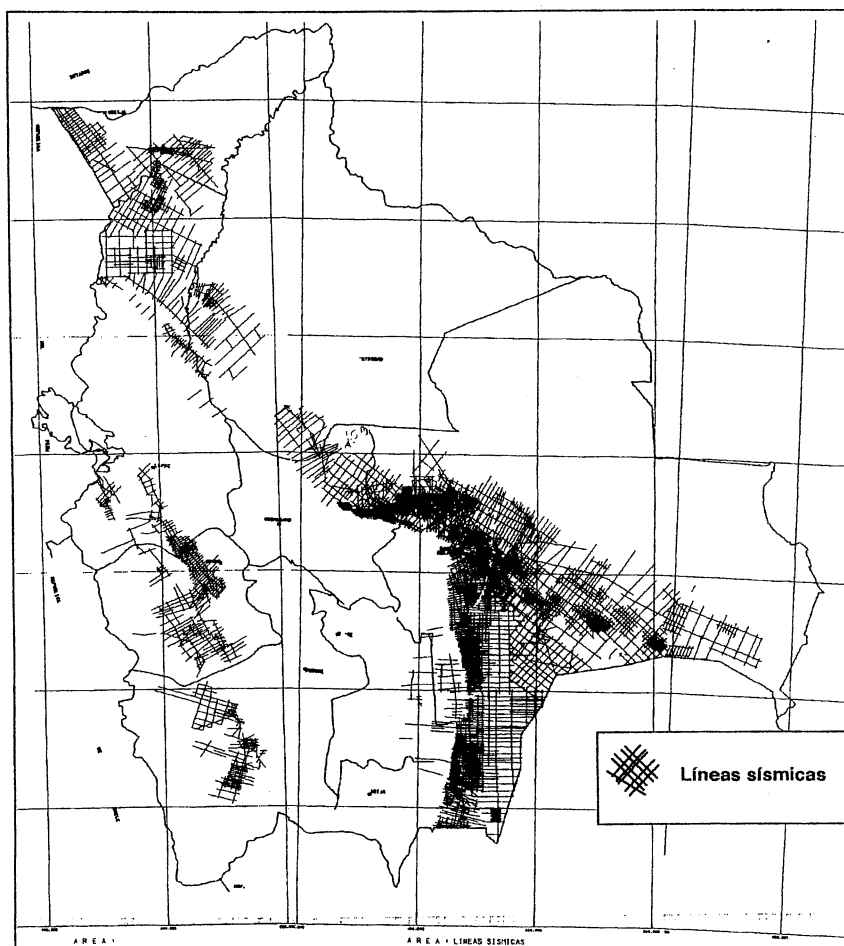
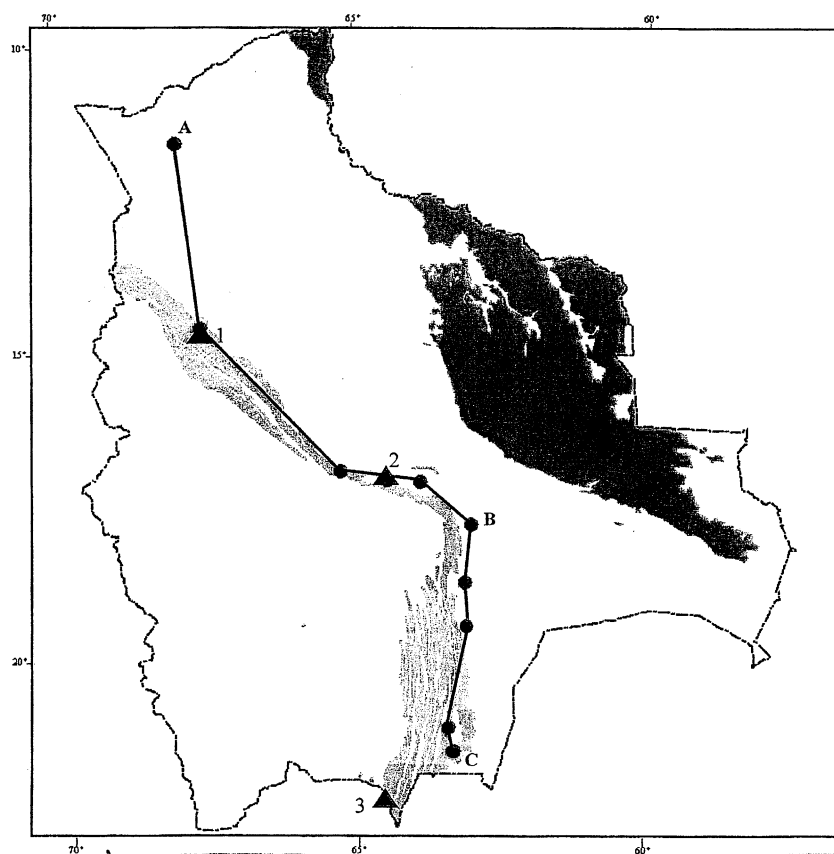


FIG. 25 – Corrélations régionales.

Cartes montrant la position des forages et la couverture sismique disponible utilisés pour établir les corrélations (fig. 24) et construire la carte de profondeur du substratum (fig. 26), ainsi que la position des forages Tuichi (1) et Puerto Ramos (2) (fig. 20 et 14) et de la colonne stratigraphique Balapuca (3) (fig. 16).



Les limites de la Formation Guandacay sont estimées pour sa base vers 6 Ma et pour son sommet vers 3,3 Ma, au moins dans les bassins transportés. Dans le bassin Beni-Chaco, où les formations Emborozu et Tutumo ne sont pas reconnues, cette limite supérieure atteint sans doute le Quaternaire.

#### 4.- EVOLUTION NORD-SUD DE LA GÉOMÉTRIE DU BASSIN D'AVANT-PAYS.

Au Nord le bassin d'Avant-Pays actuel est très large (Fig. 2) et montre des corps sédimentaires très continus. Au Sud par contre, le bassin est plus étroit et vient buter sur la structure de l'Alto de Izozog. En ce qui concerne la structure frontale du système chaîne-bassin d'avant-pays, il existe également une évolution marquée : les structures qui affectent le piedmont de la chaîne au Sud sont relayées au Nord par un front sub-andin bien individualisé. Il faut aussi noter que l'extension des bassins transportés situés à l'Est du front sub-andin est beaucoup plus importante au Nord (bassin du Beni, par exemple) qu'au Sud ; ces bassins transportés sont décrits dans la suite de cette thèse.

La carte (Fig. 26) de la profondeur du substratum du bassin Beni-Chaco (en temps) a été construite à partir d'un très grand nombre de profils sismiques, inégalement ré-

partis cependant en fonction des objectifs de la recherche pétrolière (Fig. 25) ; elle a été interpolée pour les zones où la couverture sismique est peu dense. Le bassin est nettement séparé en deux domaines. Au NE, le bassin est large de près de 300 km, orienté NW-SE, obliquement à la convergence actuelle constante depuis 12 Ma. Il est très profond au droit du front Subandin, dépassant 6000 m. On n'observe pas de bombement externe net, mais seulement une tendance à une décroissance de la pente, comme le traduit l'espacement plus grand des courbes isochrones. Au Sud le bassin est plus étroit, environ 150 km de largeur. Il est orienté N-S, perpendiculairement à la direction de transport locale, mais encore oblique par rapport à la direction de convergence Nazca/Amérique du Sud. Il est moins profond ; sa profondeur atteint 4000 m. Il existe un bombement externe, l'Alto de Izozog bien individualisé au Sud du 19°. Le basculement du substratum est important.

Entre les deux domaines, la zone du Coude de Santa Cruz représente une zone haute avec une morphologie de détail complexe ; on observe en effet un ombilic du substratum situé à une centaine de kilomètres du front Subandin à la latitude de Santa Cruz. Cet ombilic est orienté NW-SE comme le bassin nord et limité au SW par une zone haute qui prolonge l'Alto de Izozog.

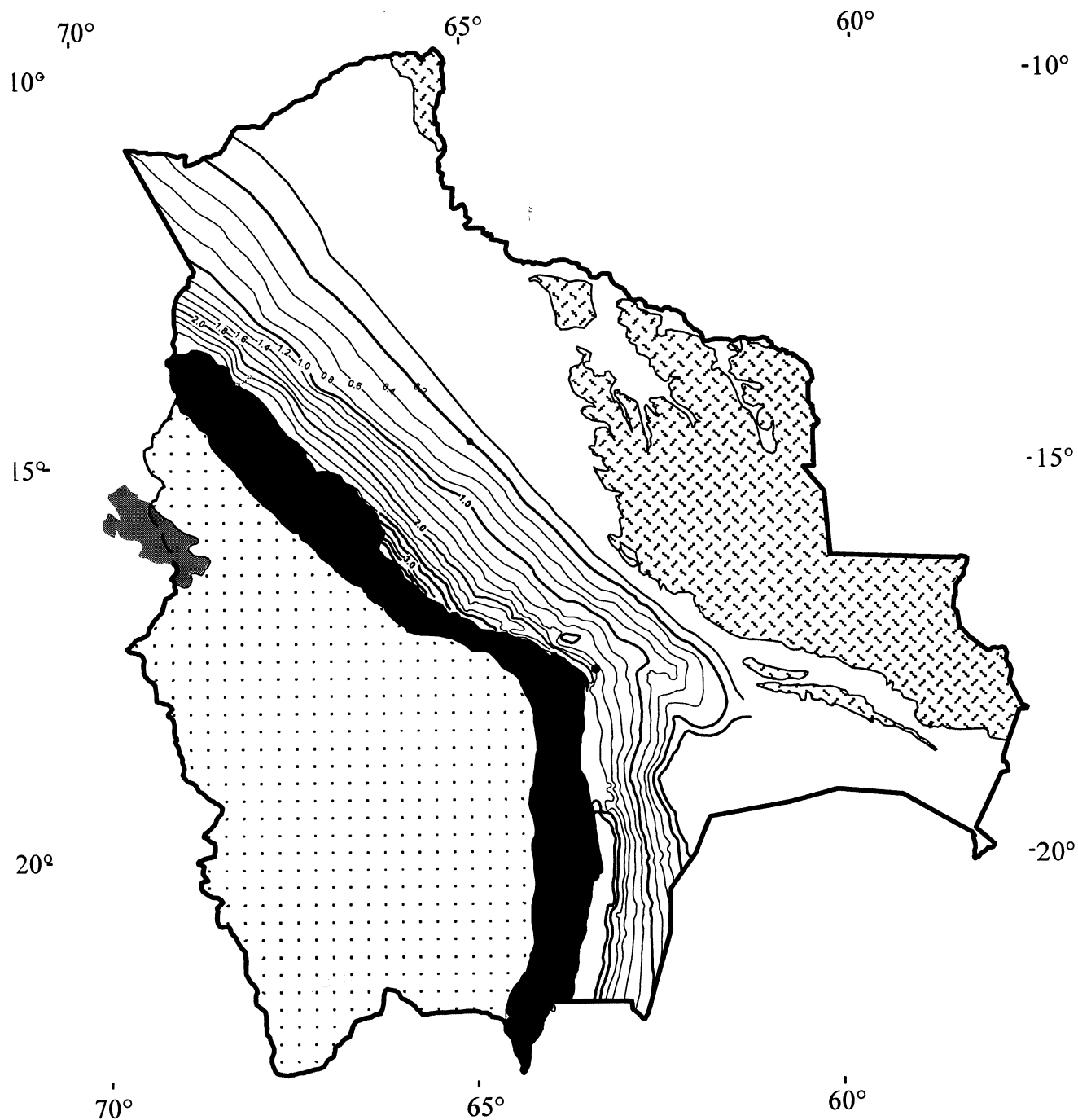


FIG. 26 – Carte isochrone du substratum tertiaire.  
 Carte en isochrones. Pointillé : Andes centrales ; Noir : Zone  
 Subandine ; Croisillons : Guaporé.



## CHAPITRE 4

## LE SYSTEME CHEVAUCHANT SUBANDIN

## 1.- INTRODUCTION.

Le Subandin bolivien est un système de plis lié à la propagation de failles [Oller, 1986 ; Roeder, 1988 ; Sheffels, 1990 ; Baby *et al.*, 1992, 1993, 1995] ou au déplacement le long de chevauchements à la trajectoire complexe (" plis passifs "). Il correspond à la bordure orientale des Andes Centrales. Les vitesses moyennes de raccourcissement se situent aux alentours de 7 mm/an [Leturmy *et al.*, 2000], ce qui est tout à fait comparable [Lamb, 2000] à la seule mesure de déplacement récent obtenue par GPS sur un point situé près du front (San Juan) et qui est de 7,3 mm/an [Kendrick *et al.*, 1999] (Fig. 1).

La partie centrale de cette zone de failles, plis et chevauchements forme le coude de Santa Cruz, et constitue une importante zone de transfert du raccourcissement. Du Nord au Sud on observe d'importantes variations de la géométrie, de la quantité et de la direction de raccourcissement.

La distribution actuelle des unités tertiaires dans le Subandin a été étudiée (cf. chap. 3 et également chapitre 6) à partir de colonnes stratigraphiques, coupes structurales et profils sismiques. L'ensemble de ces informations permet d'analyser le fonctionnement du système chevauchant Subandin. Dans le Subandin Nord, la cartographie géologique nous permet d'étudier la distribution des unités syn-orogéniques (Bala, Quendeque, Charqui et Tutumo). Dans le Subandin Sud, la distribution des unités du Cénozoïque est connue grâce à de nombreuses lignes sismiques enregistrées au cours des derniers 10 ans. Si la qualité des données ne permet pas d'analyser de manière claire les culminations des structures anticlinales très pentées, les informations fournies au niveau des synclinaux fournissent cependant de bonnes contraintes.

## 2.- STRUCTURE DU SUBANDIN.

Le Subandin Bolivien est limité à l'Ouest par le Chevauchement Frontal Principal (CFP), cependant qu'à l'Est le front orogénique s'amortit dans les plaines du Beni et du Chaco au niveau de chevauchements aveugles [Baby *et al.*, 1992, 1993 ; Baby, 1995 ; Mujica et Zorzin, 1996].

Le matériel impliqué dans les chevauchements du Subandin Bolivien correspond à une série anté-orogénique et à une série syn-orogénique d'avant-pays composée de sédiments continentaux d'âge Oligocène supérieur à Actuel. La série sédimentaire anté-orogénique présente des variations latérales de faciès et d'épaisseur qui exercent un rôle prédominant dans le contrôle de la déformation andine.

Du Nord au Sud, on distingue trois zones structurales de plis et chevauchements dans le Subandin : le Subandin Nord, avec une orientation structurale NW-SE, le Subandin Central dont l'orientation change de NW-SE à N-S, et le Subandin Sud avec une orientation N-S.

## 2.1. Subandin Nord (entre 13° et 16° S) (Fig. 27).

La série paléozoïque, impliquée dans les chevauchements, est composée de sédiments ordoviciens à permien. Vers le NE, l'épaisseur de l'Ordovicien diminue, la série silurienne disparaît, et les séquences permo-carbonifères et dévoniennes sont progressivement arasées et scellées par une série de grès mésozoïques (Fig. 27 et 28). Le bassin, de type «piggy back», qui se développe en un ample synclorium dans la partie interne du Subandin, se caractérise par un remplissage sédimentaire qui dépasse 6000 m d'épaisseur. Les décollements principaux sont localisés dans les argiles de l'Ordovicien, du Dévonien et du Permien. La structuration des anticlinaux comme ceux de Tacuaral et Lliquimuni est associée à un système de duplex développés dans les séquences pélitiques de la Formation Copacabana d'âge permien (Fig. 28).

Les éléments structuraux les plus importants identifiés sont les syncloriums de Madidi-Tuichi dans la partie Nord et le synclorium de l'Alto Beni dans le Sud (Fig. 27). La distribution actuelle des unités anté-orogéniques reflète de manière indirecte les effets de la déformation et des érosions qui se sont produites dans le bassin d'avant-pays andin.

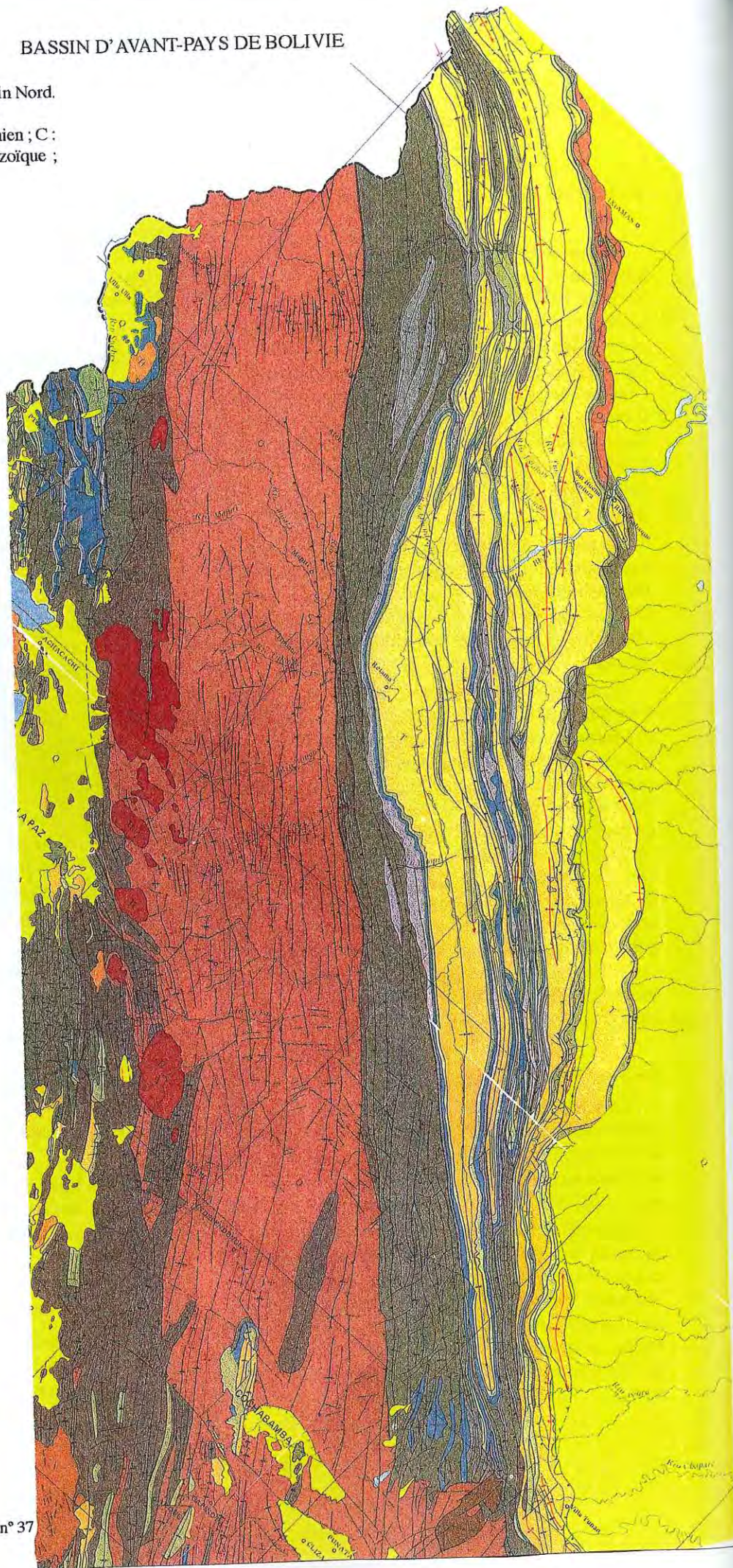
La formation Bala représente la séquence basale de la série anté-orogénique, elle est développée dans tout le Subandin, mais il existe quelques secteurs, comme la zone interne limitée par la rivière Heath et la latitude du synclinal de Irupama (extrémité NW du synclinal de Tuichi), où elle est réduite. Dans cette partie du bassin, les failles ont été très actives et le soulèvement a engendré l'érosion de la majeure partie des sédiments tertiaires, ce qui fait que les affleurements prédominants sont paléozoïques et mésozoïques.

Dans la partie externe, se développe le grand synclorium de Madidi-Tuichi, où la totalité de la pile sédimentaire cénozoïque, constituée par les formations Bala, Quendeque, Charqui et Tutumo, est préservée. Dans sa partie interne, le synclorium montre, en profondeur, le développement d'axes anticlinaux qui sont bien observables sur la sismique (Fig. 28).

Dans le synclorium de l'Alto Beni, localisé plus au Sud, les unités tertiaires sont également bien développées, à l'exception de la séquence Tutumo.



FIG. 27 – Carte géologique du Subandin Nord.  
 [D'après SERGEOMIN-YPFB, 1996].  
 O : Ordovicien ; S : Silurien ; D : Dévonien ; C :  
 Carbonifère ; P : Permien ; K : Mésozoïque ;  
 T : Tertiaire ; Q : Quaternaire.





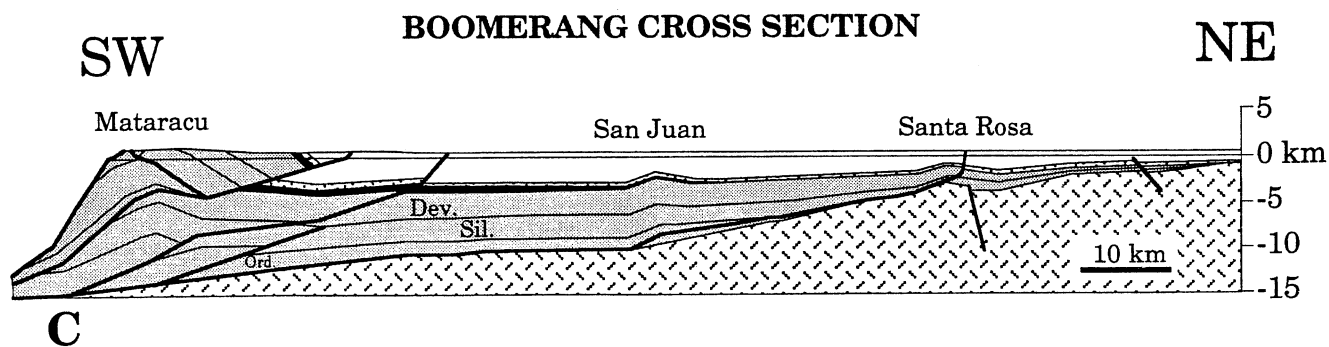
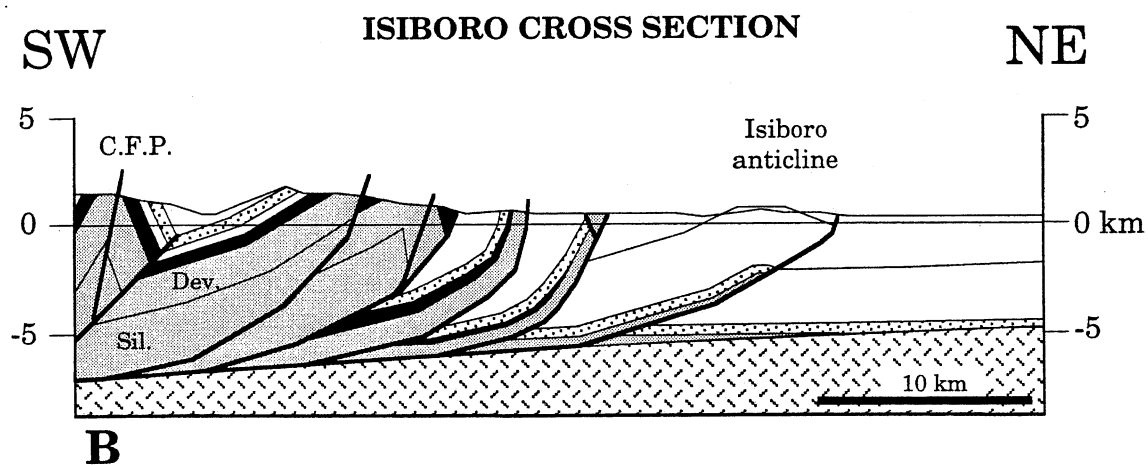
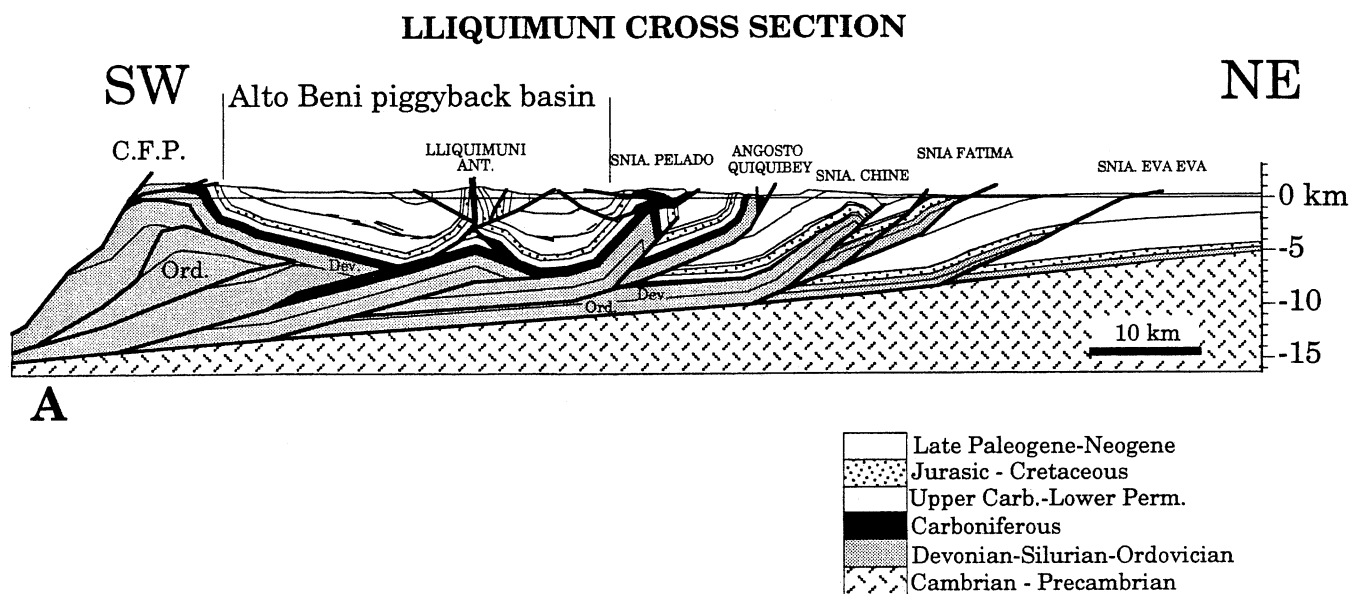
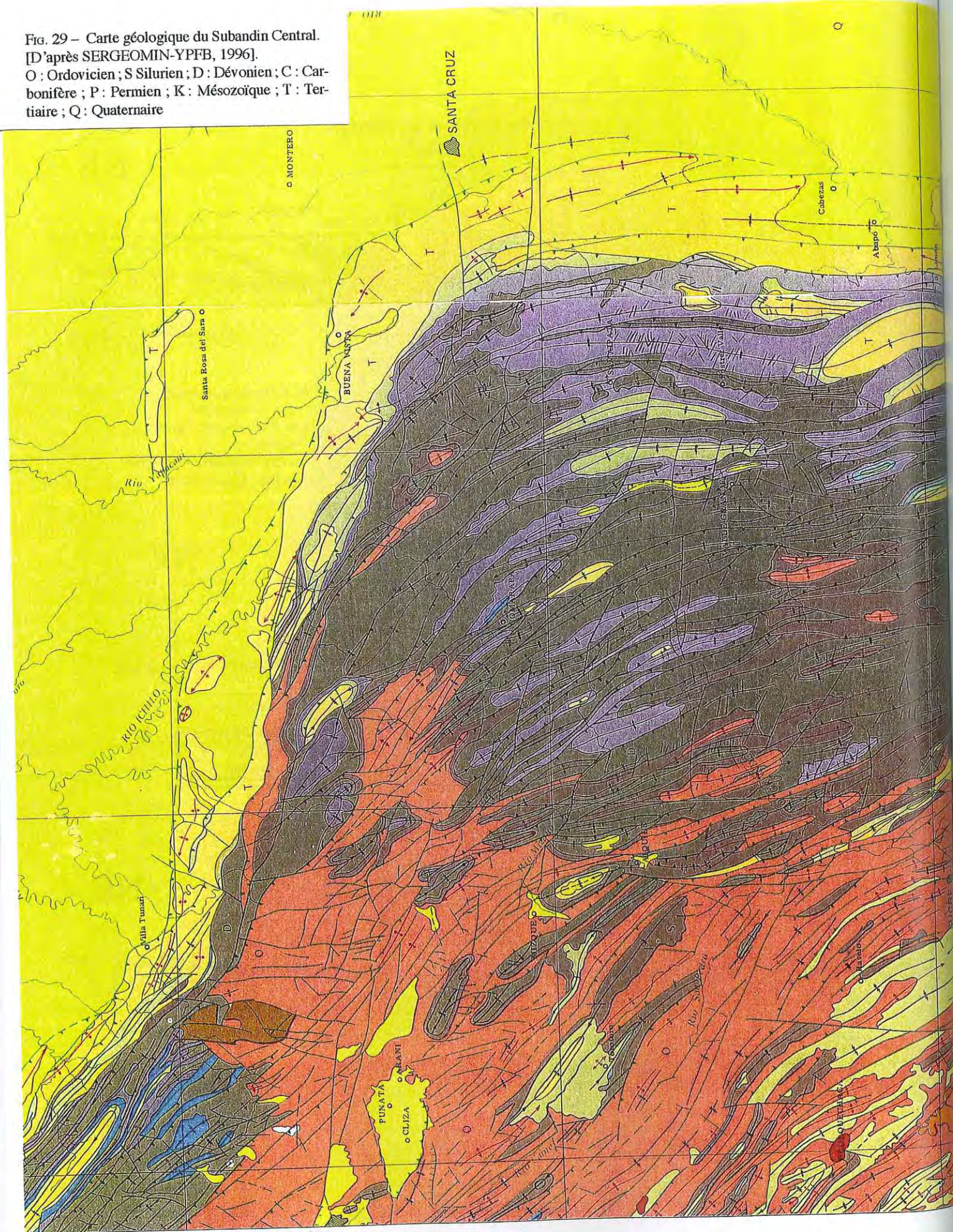


FIG. 28 – Coupes dans le Subandin Nord.  
[D'après Baby *et al.*, 1993]



FIG. 29 – Carte géologique du Subandin Central.  
[D'après SERGEOMIN-YPFB, 1996].  
O : Ordovicien ; S : Silurien ; D : Dévonien ; C : Carbonifère ; P : Permien ; K : Mésozoïque ; T : Tertiaire ; Q : Quaternaire





## 2.2. Subandin Central (entre 16° et 19° S) (Fig. 29).

La colonne sédimentaire ante-orogénique est pratiquement continue du Silurien au Jurassique, avec un développement très important des séquences siluriennes, dévoniennes et carbonifères (Fig. 20 et 21). Vers le Nord-Est, cette colonne sédimentaire est recoupée en biseau par la discordance érosive située sous la formation Ichoa (Mésozoïque).

Le Subandin Central représente la zone la plus complexe du Subandin. Le coude de Santa Cruz (Fig. 28) correspond à une zone d'importantes différences entre le Nord et le Sud. Le front orogénique est caractérisé par la zone de transfert du Boomerang-Chapare, interprétée comme une rampe oblique, dont la structuration a été contrôlée par le fait que la bordure septentrionale du bassin sédimentaire paléozoïque était oblique à la direction régionale de raccourcissement.

Le Subandin Central se caractérise par une variation de la trajectoire de raccourcissement du Nord au Sud. La carte palinspastique, obtenue à partir de techniques d'équilibre [Baby *et al.*, 1993], montre que la tra-

jectoire générale du déplacement est à N 75, coïncidant avec la direction de convergence de la plaque de Nazca vis-à-vis de la Plaque d'Amérique du Sud. Ce résultat est globalement cohérent avec celui obtenu par Lamb [2000] par une méthode de minimisation des vitesses. Le déplacement se décompose en deux mouvements : de transcurrence sénestre orienté NW-SE associé à un raccourcissement N 40 au Nord du Coude de Santa Cruz, et de transcurrence dextre N-S associée à un raccourcissement W-E au Sud du Coude (Fig. 30 et 31) [Baby *et al.*, 1993, 1994].

Le Subandin présente, à partir du 16° S, une variation notable de largeur; de plus de 60 km il passe à seulement 35 km; cette différence est liée à l'amincissement de la série paléozoïque où se trouvent les principaux niveaux de décollement.

Le Subandin Central se caractérise aussi par l'absence presque totale des séries tertiaires (Fig. 29) à la suite d'une importante érosion. Il ne reste en effet que quelques placages de séries tertiaires dans le synclinal de Sajta, très près du front Subandin.

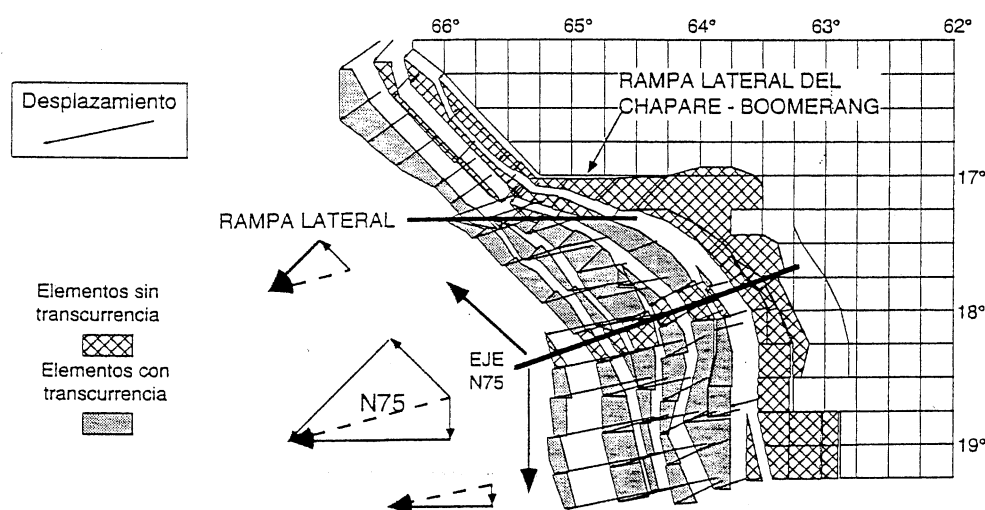


FIG. 30 – Cinématique de la zone Subandine.  
[D'après Baby *et al.*, 1993]

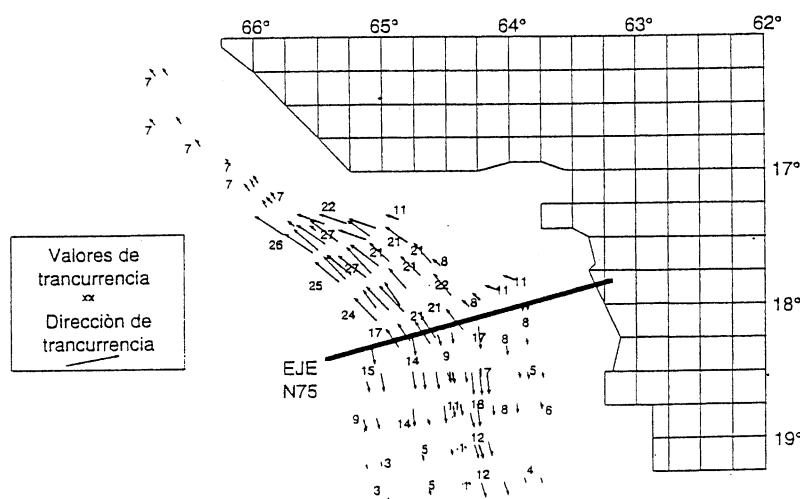


FIG. 31 – Directions de transcurrence dans la zone Subandine au niveau du Coude de Santa Cruz.  
[D'après Guillier *et al.*].



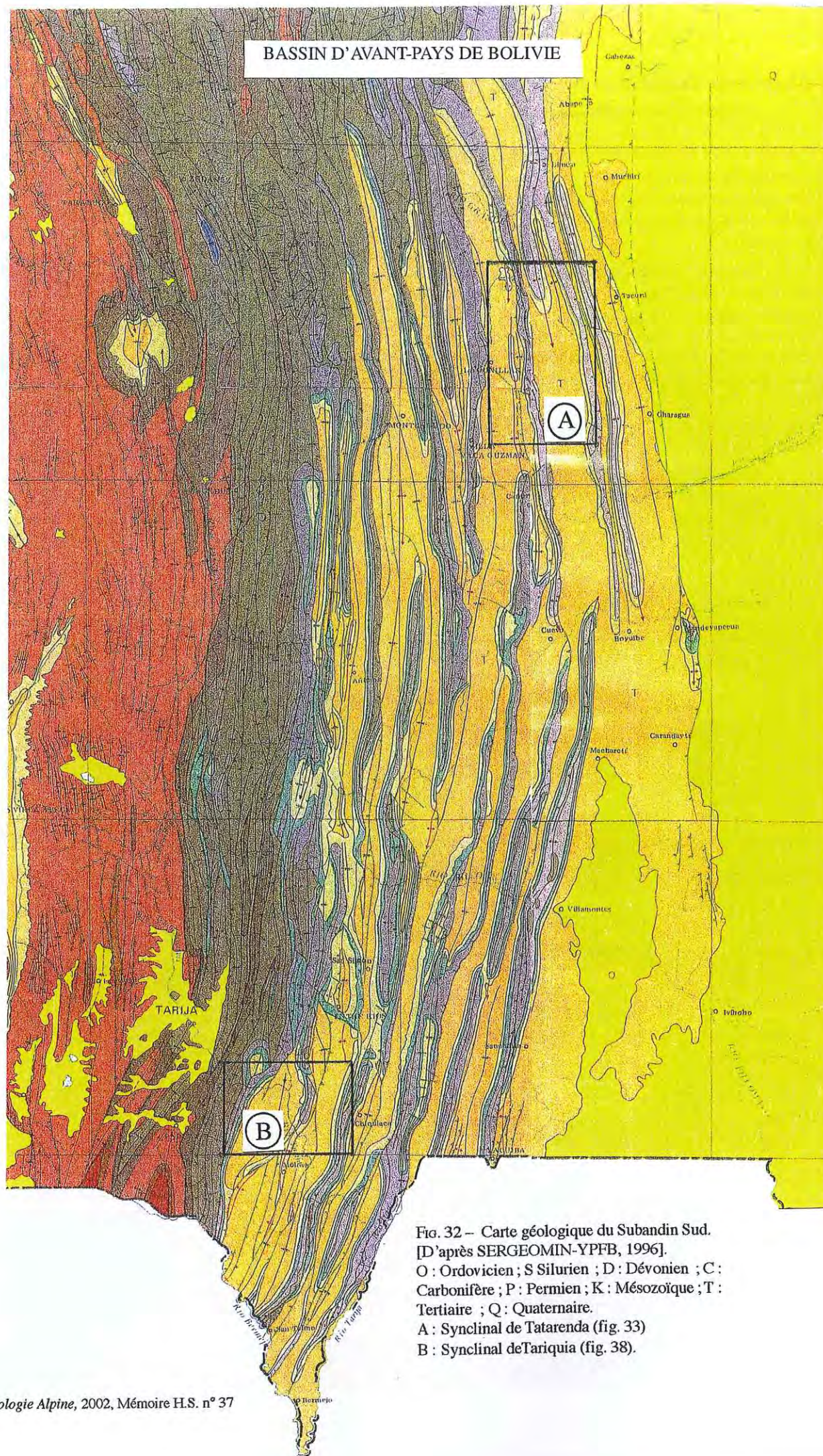


Fig. 32 – Carte géologique du Subandin Sud.  
[D'après SERGEOMIN-YPFB, 1996].

O : Ordovicien ; S : Silurien ; D : Dévonien ; C :  
Carbonifère ; P : Permien ; K : Mésozoïque ; T :  
Tertiaire ; Q : Quaternaire.

A : Synclinal de Tatarenda (fig. 33)

B : Synclinal de Tariquia (fig. 38).



### 2.3. Subandin Sud (entre 19° et 23° S) (Fig. 32).

On peut séparer ce domaine en deux zones qui présentent une différence de style structural (Fig. 32 et 22, coupe 4). La zone orientale est caractérisée par des plis par propagation de faille et par flexion de faille. Au contraire la zone occidentale montre des plis par propagation de faille et duplex [Baby *et al.*, 1992 ; Baby, 1995]. Les décollements principaux sont localisés dans les lutites du Silurien et du Dévonien.

Le Subandin Sud est caractérisé par l'existence de trois discontinuités érosives d'échelle régionale, situées respectivement à la base de la formation Emborozu (3,3 Ma), à la base de la formation Guandacay (6 Ma) et à la base de la Formation Petaca (25-27 Ma).

A la transition entre le Subandin central et le Subandin Sud (Fig. 29), existe une importante zone de relais qui montre, du Sud vers le Nord, un transfert du rac-

courcissement entre deux structures anticlinales correspondant à des "passive roof duplexes" constitués par du Dévonien moyen (Formation Los Monos), déformé par des plis par propagation de failles affectant le Silurien (Formation Kirusullas) et le Dévonien inférieur (Formation Huamampampa). Cette zone de transfert se marque, du Sud vers le Nord, par un changement au niveau des zones de décollement. Le niveau de décollement Los Monos (Dévonien inférieur) n'est plus fonctionnel et est relayé par un développement de duplex au toit du Silurien. Cette évolution S-N pourrait être liée à une variation latérale de faciès et d'épaisseur des formations dévoniennes.

Au Sud, une seconde zone de transfert correspond à l'amortissement sud du chevauchement frontal (faille Mandeyapecua), elle représente le front de la déformation andine et sa limite entre le piedmont et le bassin non déformé qui se développe vers l'Est.

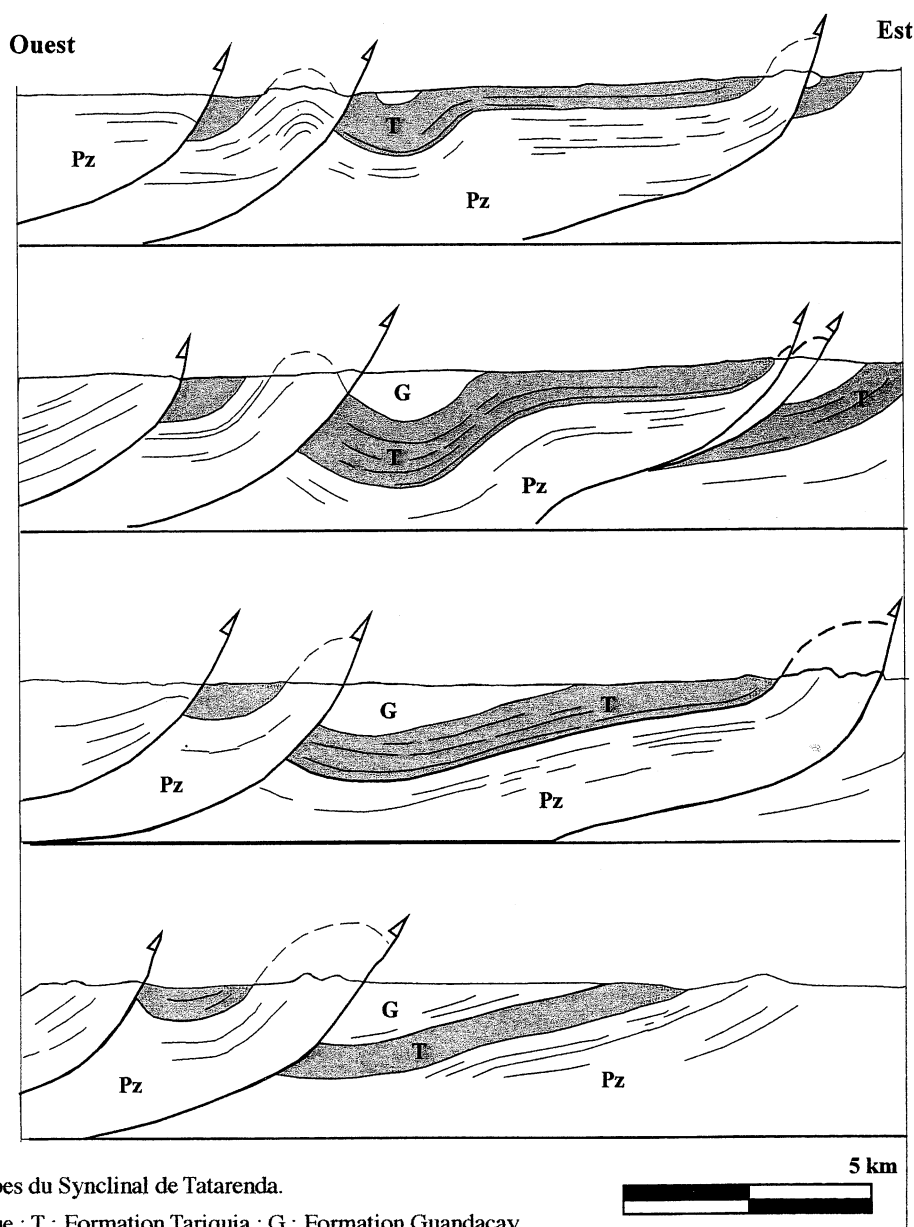


FIG. 33 – Coupes du Synclinal de Tatarenda.

Pz : Paléozoïque ; T : Formation Tariquia ; G : Formation Guandacay.  
Les variations d'épaisseur de la Formation Tariquia sont dues à l'érosion ante-Guandacay, importante au Sud.

#### 2.4. Conclusions sur le Subandin.

Le Subandin Bolivien se met en place pendant le Néogène durant une période de convergence WSW-ENE entre les plaques Nazca et Amérique du Sud [Isacks, 1988]. Dans le Subandin Nord des mouvements de trancurrence sénestre NW-SE permettent d'accommoder la convergence, alors que dans le Subandin Sud l'accommodation s'effectue par le moyen de mouvements de trancurrence dextre N-S [Fig. 32, Guillier *et al.*, inédit]. La valeur du raccourcissement maximum est de 130 km et celle du mouvement latéral est de 35 km [Baby *et al.*, 1993 ; Baby 1995].

Il existe une différence marquée de style structural entre le Subandin Nord et Sud, et le piedmont associé. Les mécanismes de la déformation sont contrôlés principalement par la géométrie du bassin pré-orogénique, c'est-à-dire par la paléogéographie du Paléozoïque. Dans le domaine septentrional, les structures anticlinales sont associées à des failles de propagation, alors que dans le Sud, elles résultent d'une combinaison de failles de flexion et de propagation.

La zone de transfert du Boomerang-Chapare illustre spectaculairement ce contrôle paléo-géographique,

dans la mesure où elle se situe précisément à la limite septentrionale du bassin sédimentaire paléozoïque.

Les coupes du synclinal de Tatarenda (Fig. 33) montrent des variations d'épaisseur importantes au niveau de la Formation Tariquia. Celles-ci sont dues, d'une part à la croissance d'une structure de pli de propagation et, d'autre part, à une érosion ante-Guandacay. Par ailleurs, à l'arrière de la structure, d'autres chevauchements sont activés après le dépôt de la Formation Guandacay. Enfin le relief actuel de la zone frontale trahit une activité encore actuelle de la structure. La carte de la sismicité ne montre toutefois pas d'activité sismique récente à ce niveau; la déformation est probablement de type asismique. Cette structure illustre la longue durée de la déformation au niveau du Subandin

La carte de la sismicité récente montre deux groupes de foyers localisés d'une part sur le front au Sud du Boomerang et d'autre part sur la zone de transfert située au Sud du Coude de Santa Cruz (Fig. 34). Ceci indique que le mode asismique de la déformation est une caractéristique générale du front Subandin en Bolivie montrant que les décollements sont en règle générale bien lubrifiés.

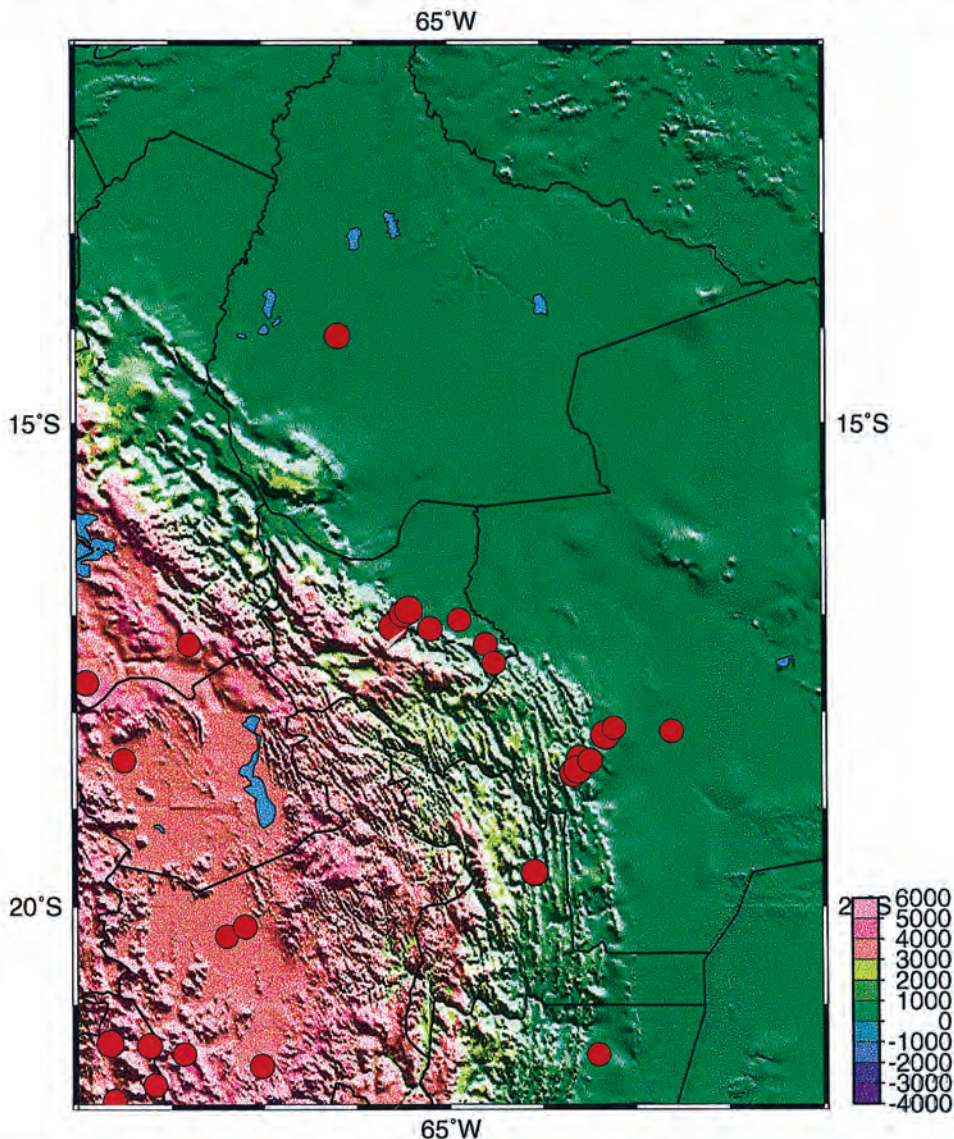


FIG. 34 – Carte de la sismicité du front Subandin: séismes de magnitude supérieure à 4,5 (1963-1990)



### 3. – LES BASSINS TRANSPORTÉS.

#### 3.1. Les bassins transportés de l'Alto Beni et de Tuichi-Madidi.

Dans le Subandin Nord, on identifie deux grands synclinoriums, le plus interne est défini comme le bassin transporté de l'Alto Beni (Fig. 7) ; l'autre, localisé dans une zone plus externe, est appelé synclinorium Tuichi-Madidi (Fig. 35 et 36).

Le synclinorium de l'Alto Beni est bien étudié et a servi de point de départ à un essai de modélisation analogique réalisé à l'IFP [Baby *et al.*, 1995], qui a permis de mieux comprendre les effets de la sédimentation sur la tectonique de chevauchement.

Dans la partie externe du Subandin, le principal niveau de décollement du système de chevauchement est localisé dans l'interface Ordovicien-Précambrien (Fig. 7). L'Ordovicien affleure au niveau de la faille Caquiahua, qui représente le front de la déformation andine. La série impliquée dans le dernier pli est constituée par des sédiments ante-orogéniques du Paléozoïque et du Mésozoïque et, sur le flanc arrière, par la série synorogénique complète. L'épaisseur de la séquence paléozoïque (Ordovicien-

+ Dévonien) est proche de 2300 m ; il s'agit surtout de lutites incompetentes où se localisent des niveaux de décollements. Dans la partie interne du système, les décollements sont situés dans la série dévonienne, alors que dans la partie externe ils sont dans l'Ordovicien. Ces décollements transportent la zone de l'Alto Beni.

Le synclinorium de l'Alto Beni (350 km de long sur 30 km de large) est rempli de sédiments tertiaires et déformé dans sa partie centrale par les Anticlinaux de Lliquimuni et Tacuaral. La géométrie a été définie à partir des informations géologiques (relevés de terrain) et la géophysique (Fig. 7). La disposition des séquences sédimentaires syn-orogéniques présentent certaines caractéristiques typiques d'un bassin transporté (piggy-back) [Ori et Friend, 1984].

Des analyses Rock-Eval montrent par ailleurs que la roche mère permienne de l'anticlinal El Pelado, qui constitue le flanc oriental du synclinorium de l'Alto Beni est immature. Ceci tend à montrer que ce pli par propagation de faille a été peu enfoui et que son soulèvement date probablement du début de la sédimentation tertiaire [Baby *et al.*, 1993].

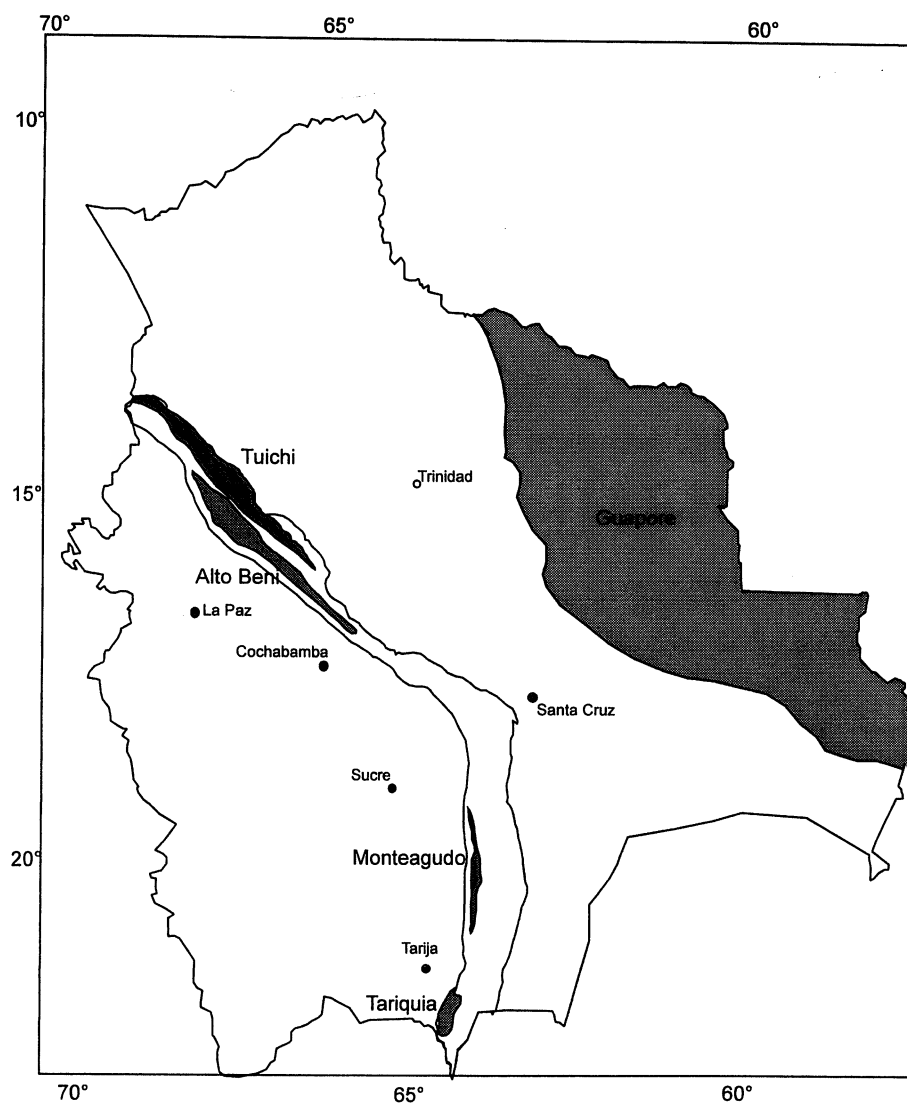


FIG. 35 – Carte de localisation des bassins transportés analysés dans ce travail.

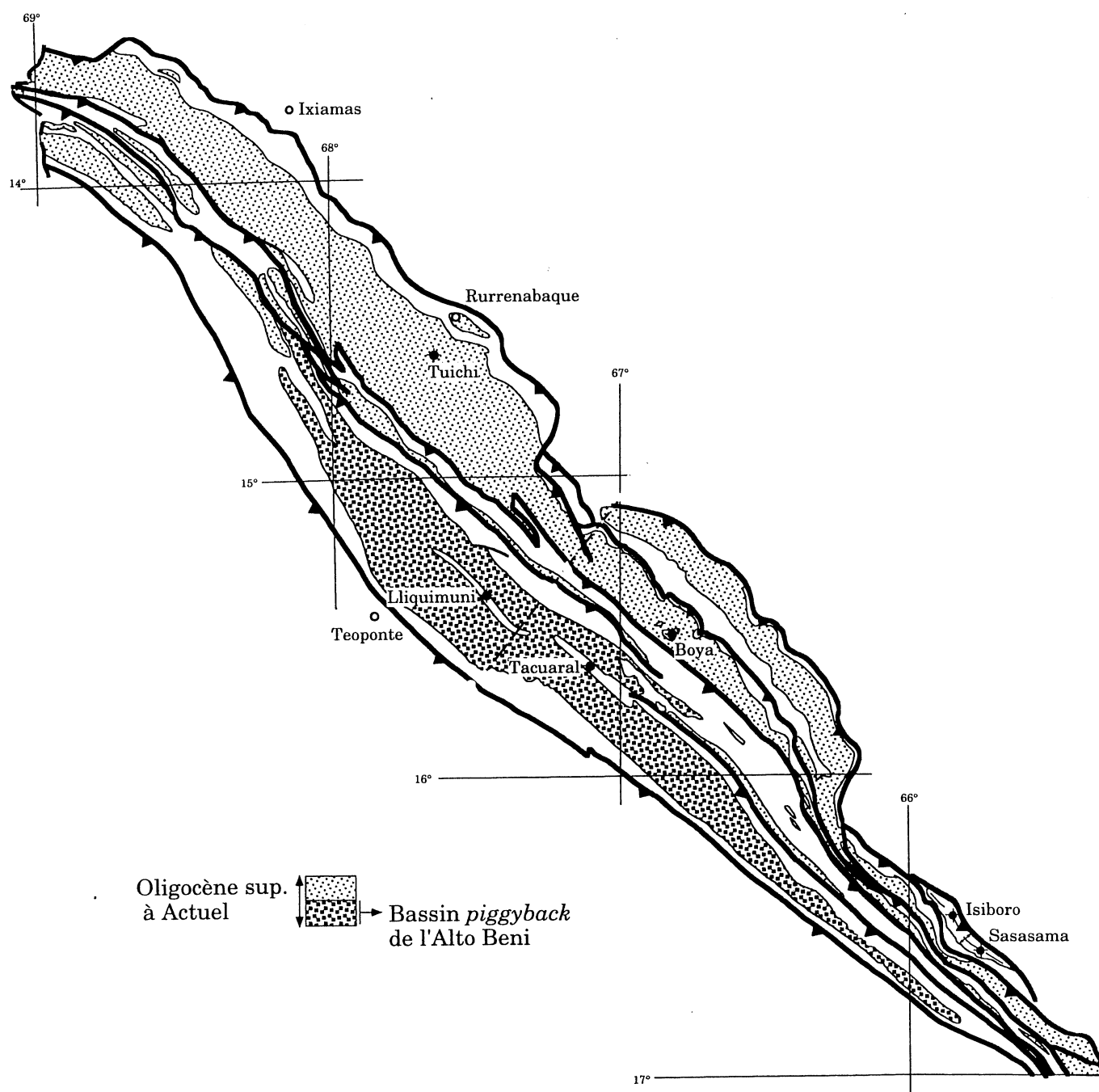


FIG. 36 – Carte tectonique du Subandin Nord.  
Localisation des synclinaux du Haut Beni et de Tuichi-Madidi.



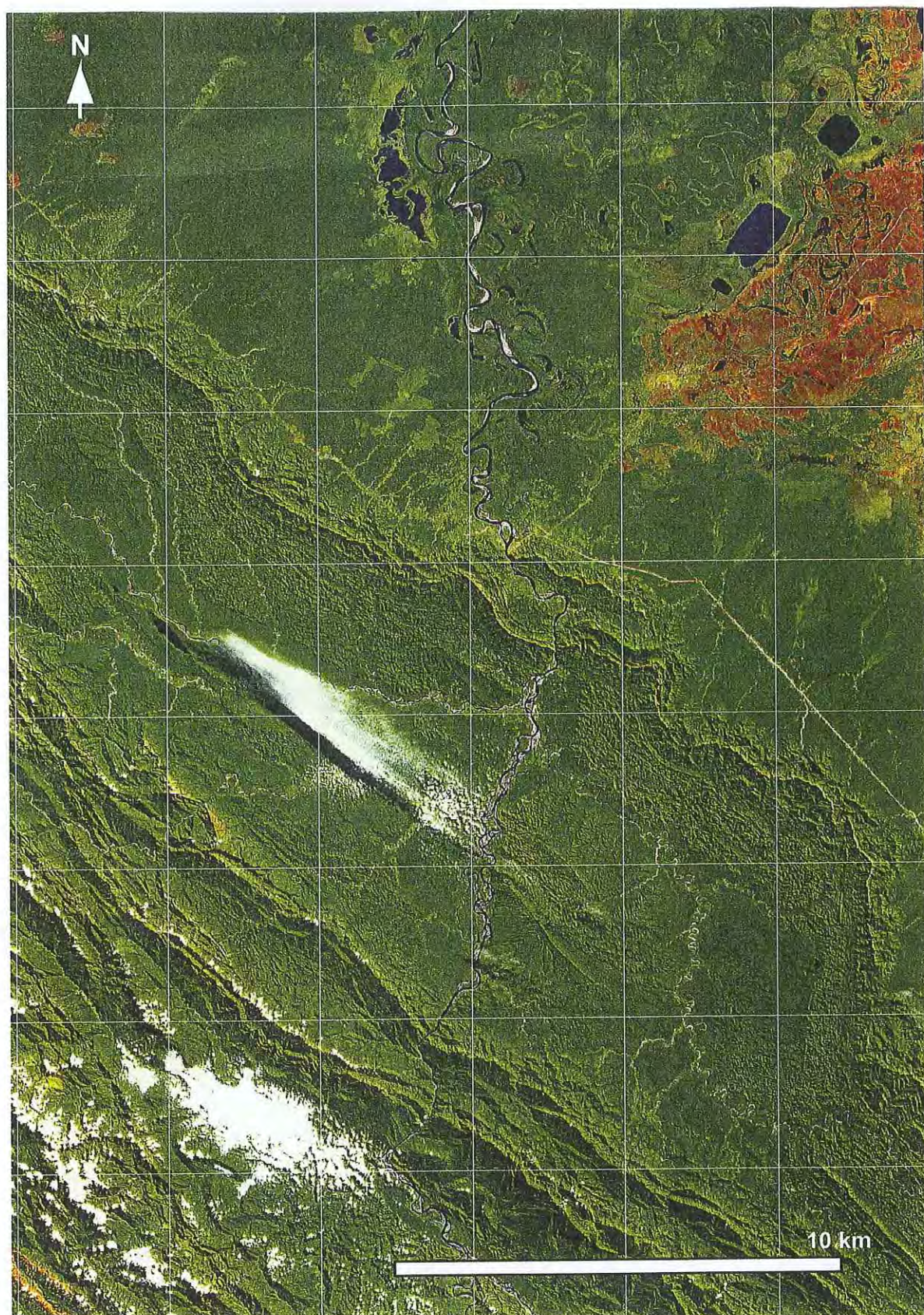


FIG. 37 – Image satellite du synclinal de Tuichi-Madidi (Région de Rurrenabaque).

Le synclinorium de Tuichi-Madidi est situé dans la partie orientale du Subandin Nord, sa longueur est supérieure à 350 km, et il atteint 40 km dans sa plus grande largeur (Fig. 35 et 36). L'épaisseur de la série syn-orogénique dé-

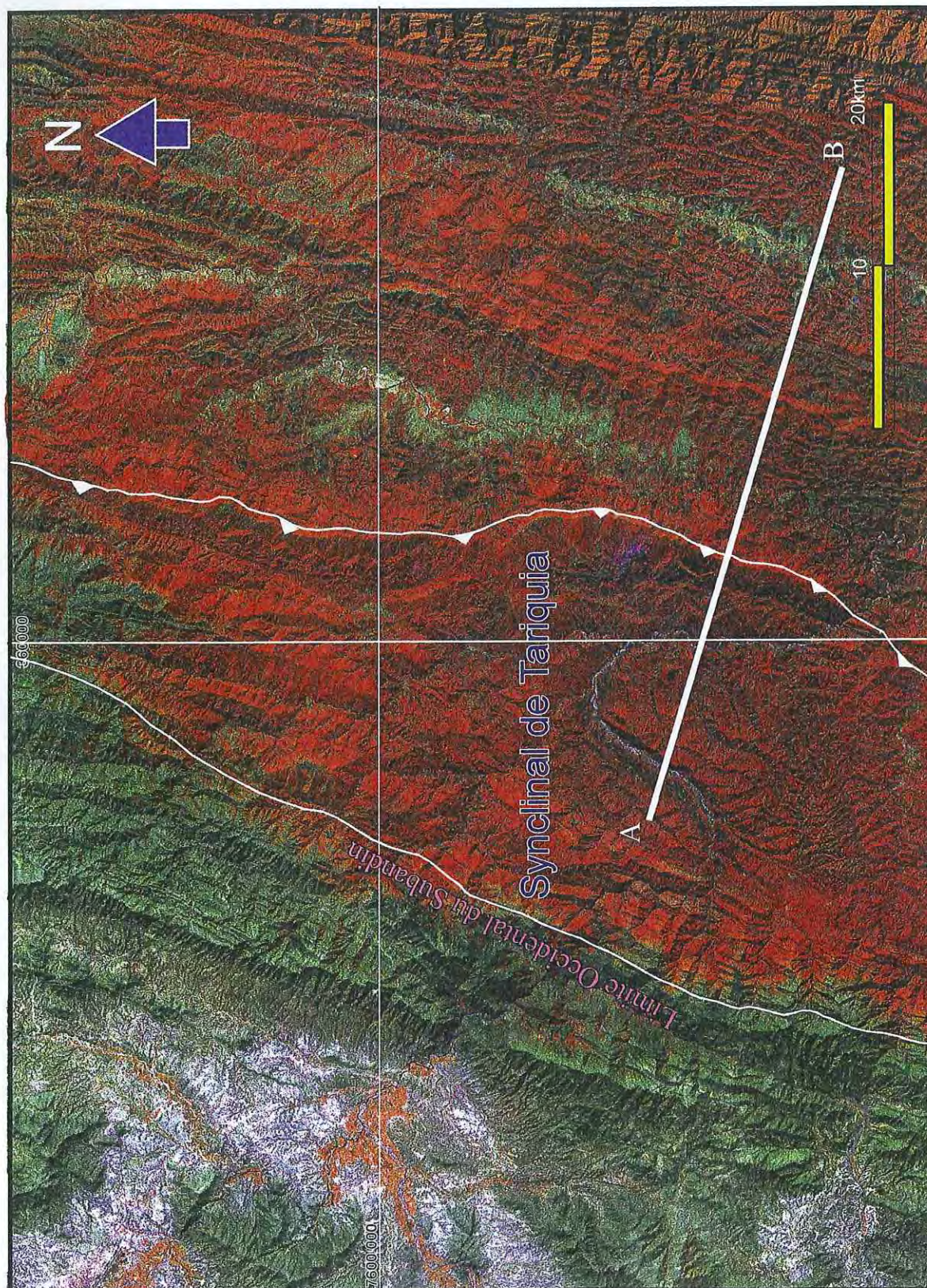
veloppée dans ce synclinorium est supérieure à 6500 m. La déformation à l'intérieur du synclinorium est bien visible sur le terrain, au niveau des anticlinaux de Enajegua, Madidi, Tuichi, Charqui et Yariapo.



L'information disponible sur le synclinorium de Tuichi-Madidi n'est cependant pas suffisante pour bien caractériser une évolution tectonique de type bassin transporté (c.a.d. sédimentation durant le transport) et il n'est pas totalement exclu qu'une grande partie de la sédimentation néogène ne se fasse à l'avant du front chevauchant-

actif, c.a.d. dans le contexte d'un bassin d'avant-pays [Leturmy *et al.*, 2000], ensuite incorporé dans le système chevauchant. On peut cependant préciser qu'il s'agit d'une structure tectonique complexe, comportant en particulier des structures mineures synsédimentaires.

FIG 38 – Image satellite du synclinal de Tariquia.





### 3.2. Le bassin piggy-back à la frontière avec l'Argentine.

Le synclinal de Tariquia représente un exemple particulièrement spectaculaire de bassin transporté du Subandin (50 km de longueur et 18 km de largeur). Il est localisé dans la partie australe du Subandin Sud, proche de la limite avec la zone interandine (Fig. 32 et 34). La topographie de ce plateau tectonique est un peu surélevée par rapport à la zone voisine, comme on le vérifie sur la carte topographique et l'image satellite de la zone (Fig. 37).

La série ante-orogénique, impliquée dans les chevauchements dans cette partie du Subandin Sud, correspond à une série paléozoïque constituée par des sédiments du Dévonien, du Carbonifère et du Permien, recouverts en discordance par la série de Groupe Cuevo (Basalte Entre Rios, Cangapi, Vitiacua et Ipaguezu) d'âge Permo-Triasique. Une deuxième discordance, d'extension régionale, érode de manière progressive ces unités, qui sont recouvertes par la formation Castellon (Mésozoïque).

Au dessus de cette série ante-orogénique, viennent en discordance les sédiments syn-orogéniques d'avant-pays, constitués de séquences sédimentaires continentales, déposées à l'intérieur du synclinal de Tariquia, et qui peuvent atteindre 6500 m d'épaisseur (Fig. 39).

On situe la surface principale de décollement dans les argiles du Dévonien, mais l'épaisseur affectée n'est pas encore connue, bien que ces formations soient quelquefois observées au niveau de zones faillées sur le terrain. Un autre niveau de décollement est localisé dans les gypses de la formation Ipaguezu (Jurassique).

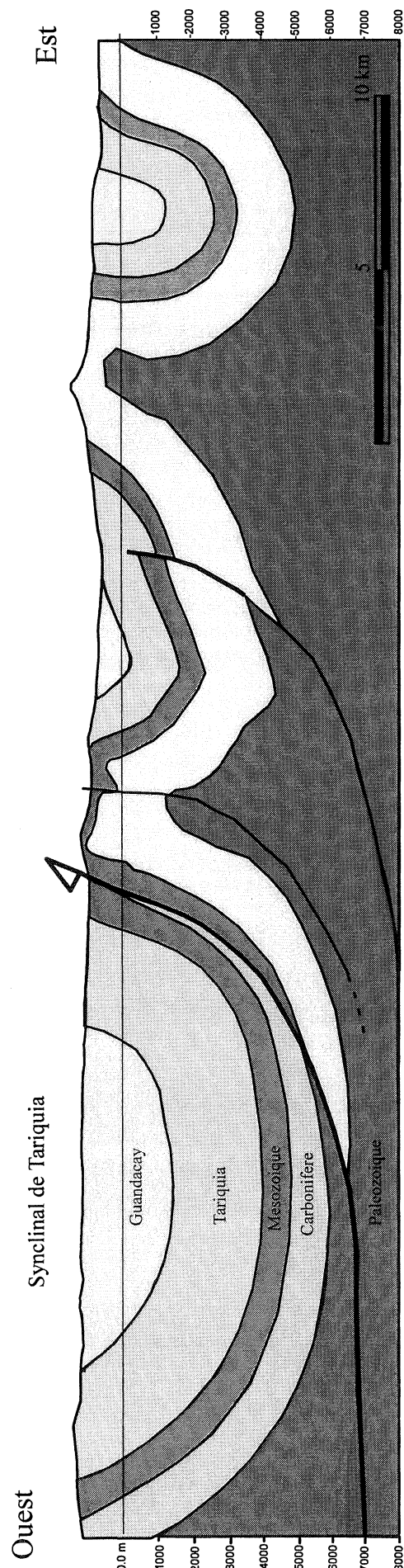
La carte géologique montre en détail le synclinorium et ses relations avec les principales structures. Le bassin transporté est limité par deux chevauchements, la faille de Castellon dans sa partie frontale et, à l'avant, une faille également chevauchante qui se développe au Nord du synclinal de Tariquia. La surrection, due au mouvement sur cette faille, a engendré l'érosion des séries paléozoïques constituant les plis, qui montrent au niveau de leurs culminations des affleurements de Dévonien. Les relations géométriques entre ces structures et la faille suggèrent que les plis pré-existaient au jeu de la faille, et avaient pris naissance au cours d'une phase de déformation antérieure. En ce qui concerne la faille frontale, les plis associés sont très vraisemblablement contemporains du transport tectonique du bassin Tariquia.

Consulter :

Baby P., Colletta B. & Zubieta D. [1995].- Etude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté : exemple du synclinorium de l'Alto Beni (Andes centrales). *Bull. Soc. Géol. France*, **166**, 797-811.

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. Geod. Andine*, Oxford, 159-162.

FIG. 39 – Coupe du synclinal de Tariquia.



## CHAPITRE 5

### LE DOMAINE STRUCTURAL DU PIEDMONT ET LA PLAINE.

#### 1.- INTRODUCTION

Le piedmont est constitué par une bande étroite et allongée située entre le Subandin et la plaine du Chaco-Central (Fig. 40). La géométrie de cette unité tectonique et ses variations structurales sont étudiées en détail au niveau de quelques zones particulièrement intéressantes.

Grâce aux données du sous-sol, il est possible de différencier dans le piedmont deux zones avec des caractéristiques structurales particulières : le piedmont nord moins déformé où les anticlinaux sont orientés E-W et NW-SE et le piedmont sud beaucoup plus large et où les structures sont plus complexes.

Cette zone, de plus 400 km de longueur, est associée au Subandin Centre-Sud. Elle se développe à proximité de la rivière Ichoa de Moxos, dans la zone Secure, et se prolonge jusqu'à la frontière avec l'Argentine (16° 20' à 22° S). Elle présente un relief ondulé avec des altitudes oscillant entre 500 et 700 m, ce qui la différencie de la zone Subandine, dont les reliefs varient entre 800 et 1500 m.

#### 2.- STRUCTURE DU PIEDMONT.

La déformation à la bordure externe du Subandin a produit des anticlinaux à partir d'un système de duplex par redoublement des pelites de la formation Los Monos (Dévonien supérieur), par exemple dans les Serranias de Charagua et Aguarague (Fig. 22). L'intensité de cette déformation et du raccourcissement diminue drastiquement vers l'Est, dans la zone du piedmont, où les plis sont produits par flexion et propagation de failles et la combinaison des deux processus.

La structure du piedmont est caractérisée par d'amples anticlinaux situés à l'aplomb de niveaux de décollement très profonds (probablement localisés dans l'Ordovicien). Les anticlinaux sont parfois faillés postérieurement à leur formation.

##### 2.1. Piedmont Nord.

Dans la partie septentrionale du piedmont Nord, une bande étroite de Subandin est associée à la structure. Les relations entre les deux domaines structuraux sont définies sur la carte géologique de la zone (Fig. 41). Dans ce secteur, le piedmont occupe une bande de près de 14 km de largeur peu déformée. Le front de déformation localisé au niveau de la faille Isiboro présente la même orientation que le Subandin. Cette faille forme une structure de propagation de grande dimension : 40 km de longueur et 5 km de largeur. Dans la zone de culmination, deux puits ont été forés pour l'exploration d'hydrocarbures, Isiboro -X1 et Sasasama -X1, tous deux sont secs.

Vers le Sud, le piedmont correspond à l'ensemble des zones de failles Villa Tunari-Chimore-Suribi, et montre une série d'anticlinaux orientés E-W, parallèlement à la direction des structures de la partie interne du Subandin.

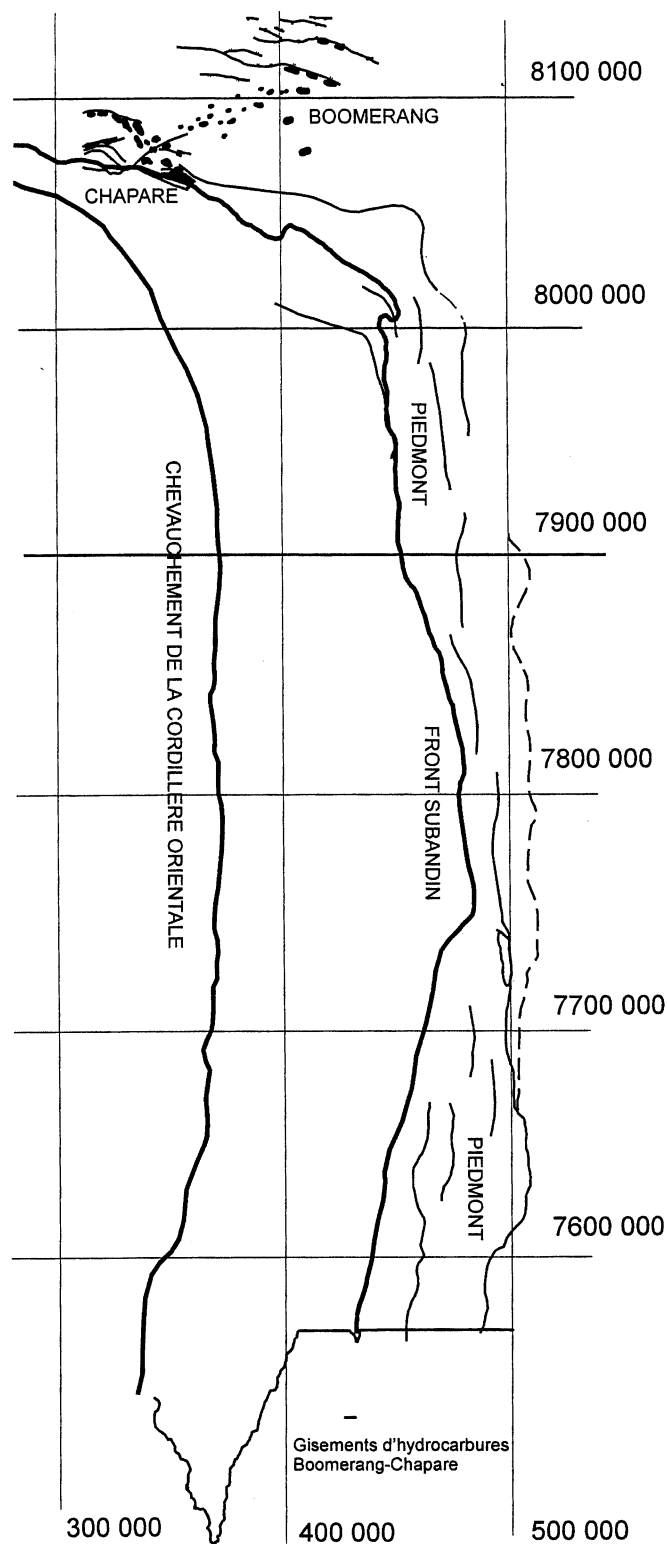


FIG 40 – Carte structurale schématique du Subandin Centre et Sud et du Piedmont.



Les coupes structurales (Fig. 42) montrent les relations stratigraphiques et la géométrie du piedmont et de la plaine. Sur le profil A, la Formation Ichoa repose directement sur le substratum protérozoïque, à la différence de ce qu'on observe sur les autres profils où le Mésozoïque repose lui-même sur la série cambro-ordovi-

cienne. L'épaisseur de la série paléozoïque augmente vers le Sud, (profils B, C et D). Sur le profil D, on constate que cet épaississement est en partie dû à la présence de duplex dans la série cambro-ordovicienne?, qui se branchent sur un niveau de décollement profond, situé à la base de la série sédimentaire.

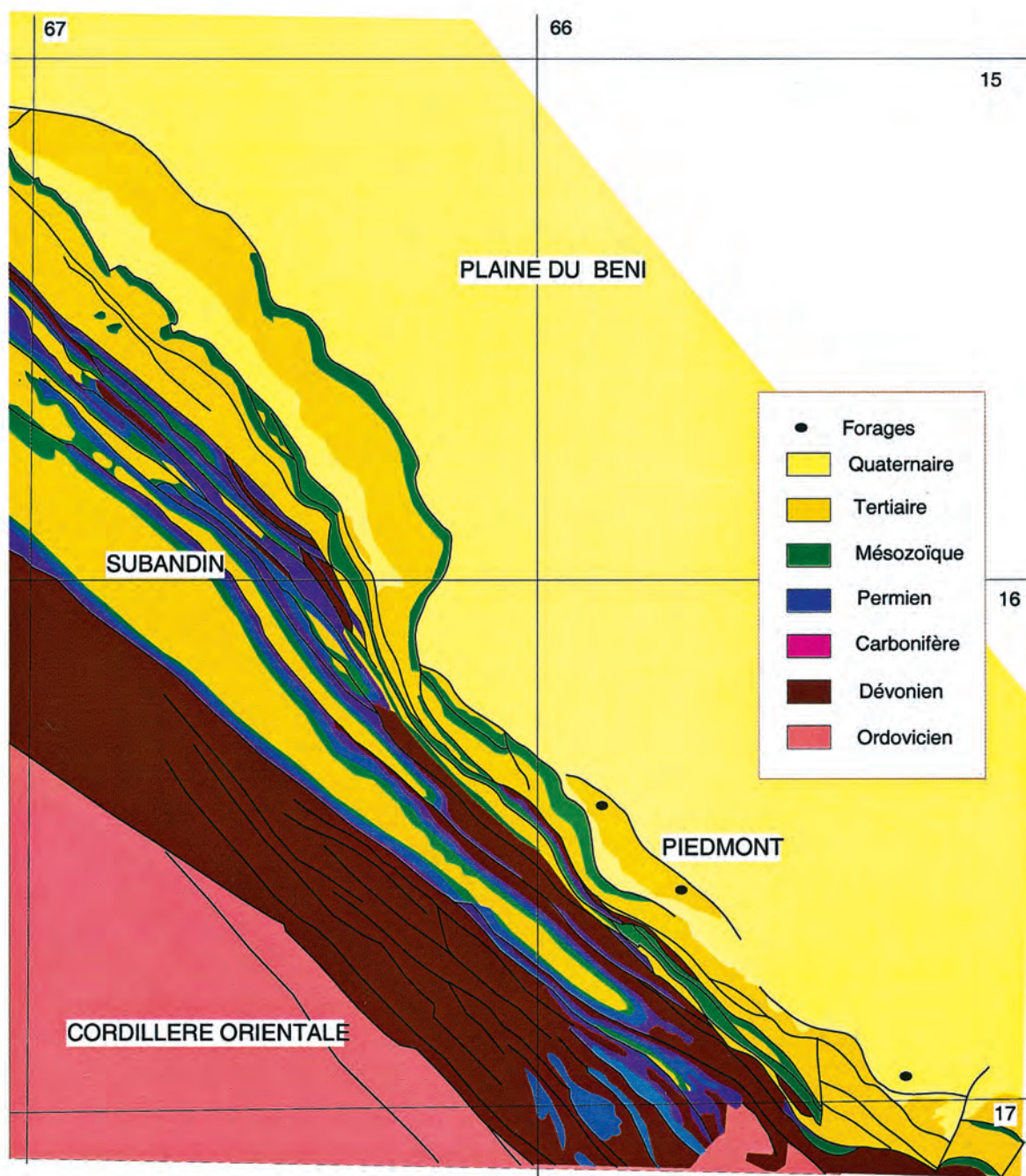


Fig. 41 – Carte structurale schématique du Piedmont Nord.

Plus au Sud-Est, au Sud du Boomerang, le piedmont nord montre des structures de pli de propagation liés à un décollement situé très profondément. La série paléozoïque est épaisse, le Mésozoïque repose sur le Carbonifère qui a été profondément érodé au point de disparaître tota-

lement un peu au Nord (Fig. 43).

Au total, le substratum du piedmont est fortement structuré antérieurement à l'orogénèse Andine. Ces structures sont restées passives ou ont été très faiblement réactivées (extrémité Ouest profil D, Fig. 42)

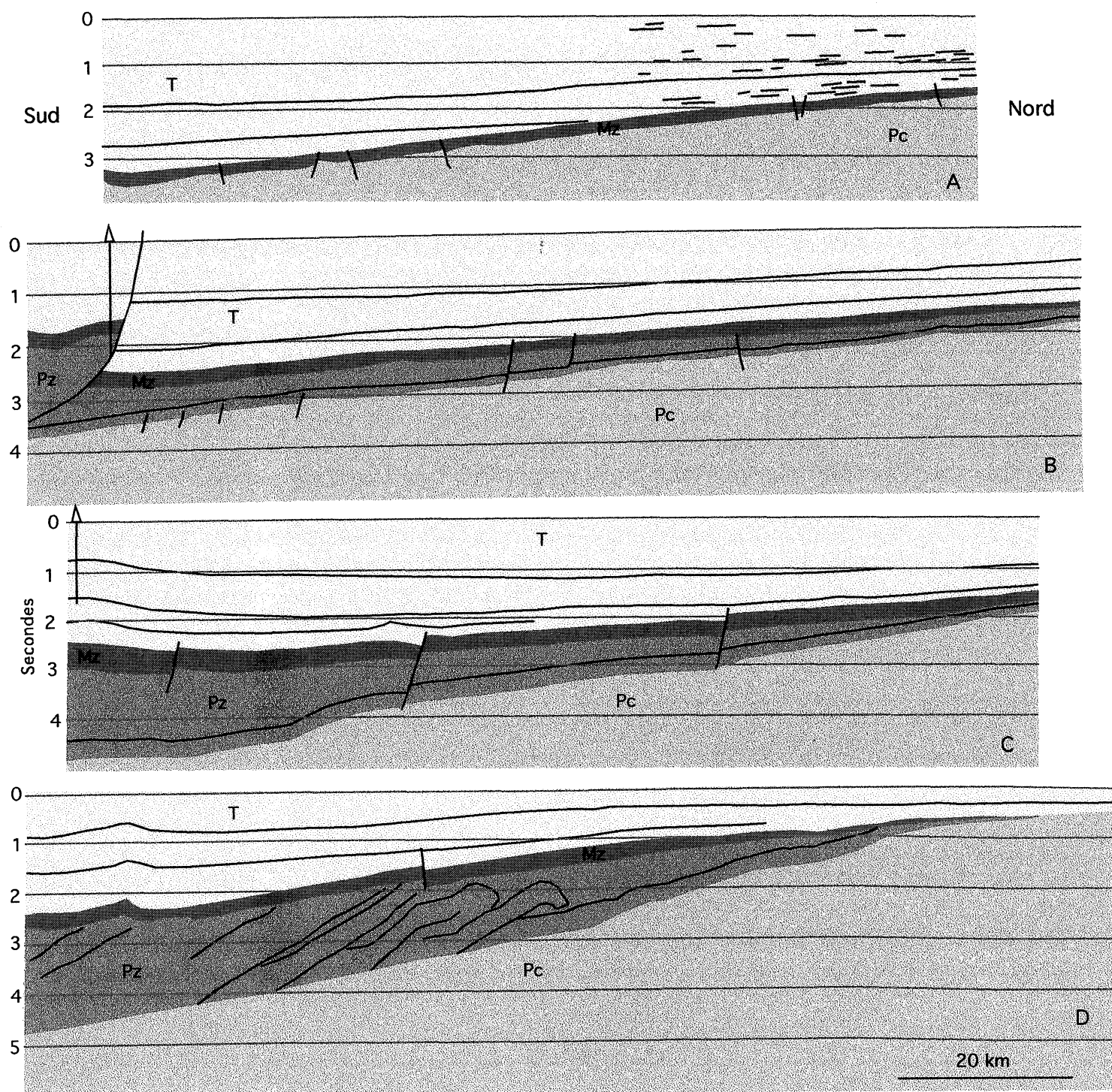


FIG. 42 – Pointés de profils sismiques dans le Piedmont Nord.

Profils orientés N-S, échelonnés d'Ouest en Est, montrant la disparition du Paléozoïque (Ordovicien et Cambrien) en direction du NE et la progradation des séries tertiaires. Un système des failles transtensives syn-sédimentaires a affecté les séries mésozoïque et paléozoïque. Dans le dernier profil un système de duplex se développe dans la série calcaire cambrien au Sud-Est du Piedmont.



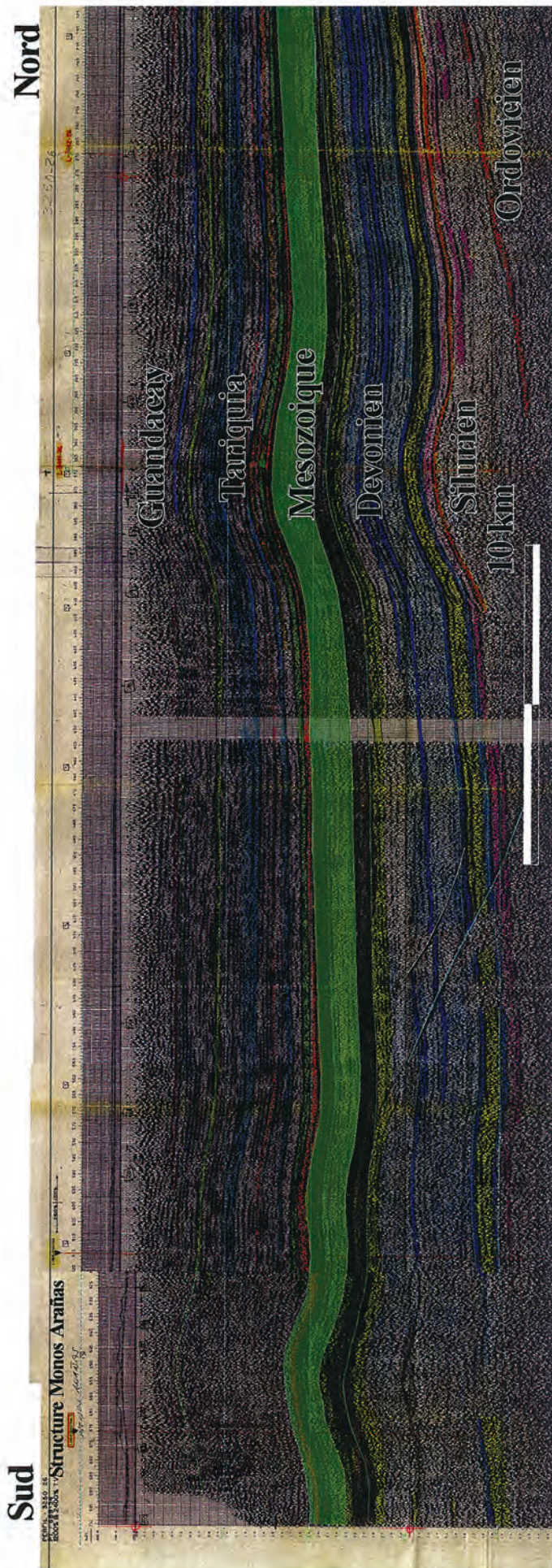


FIG. 43 – Exemple de profil sismique S-N dans le Piedmont Nord, au Sud de la zone du Boomerang.  
Le décollement est ici très profond, situé sous l'Ordovicien

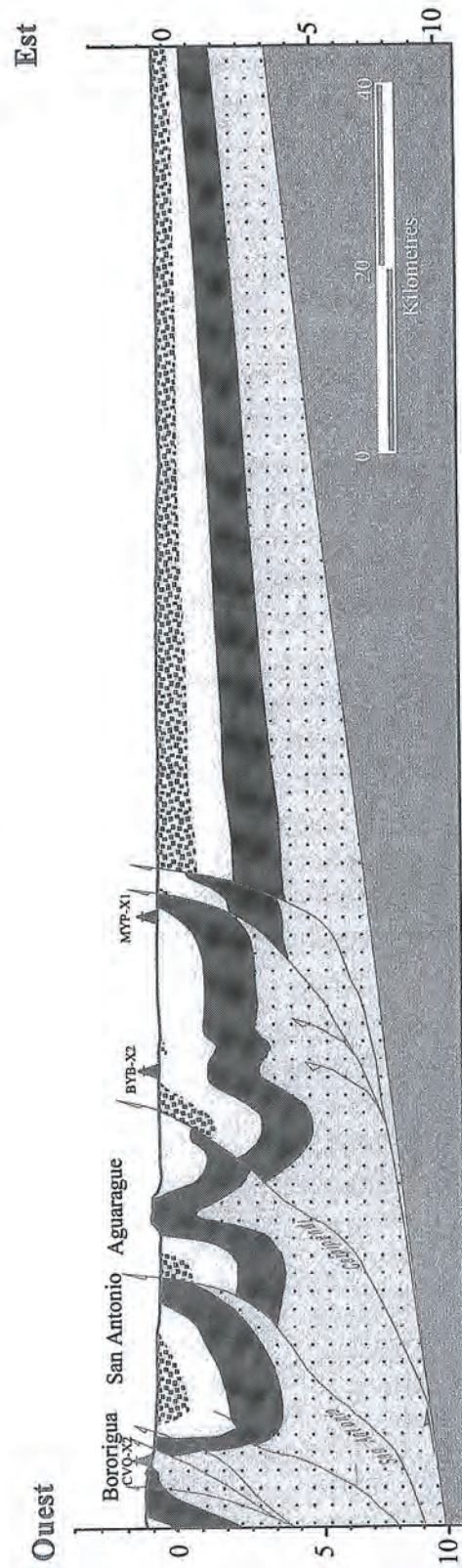


FIG. 44 – Profil sismique dans le Subandin Centre.



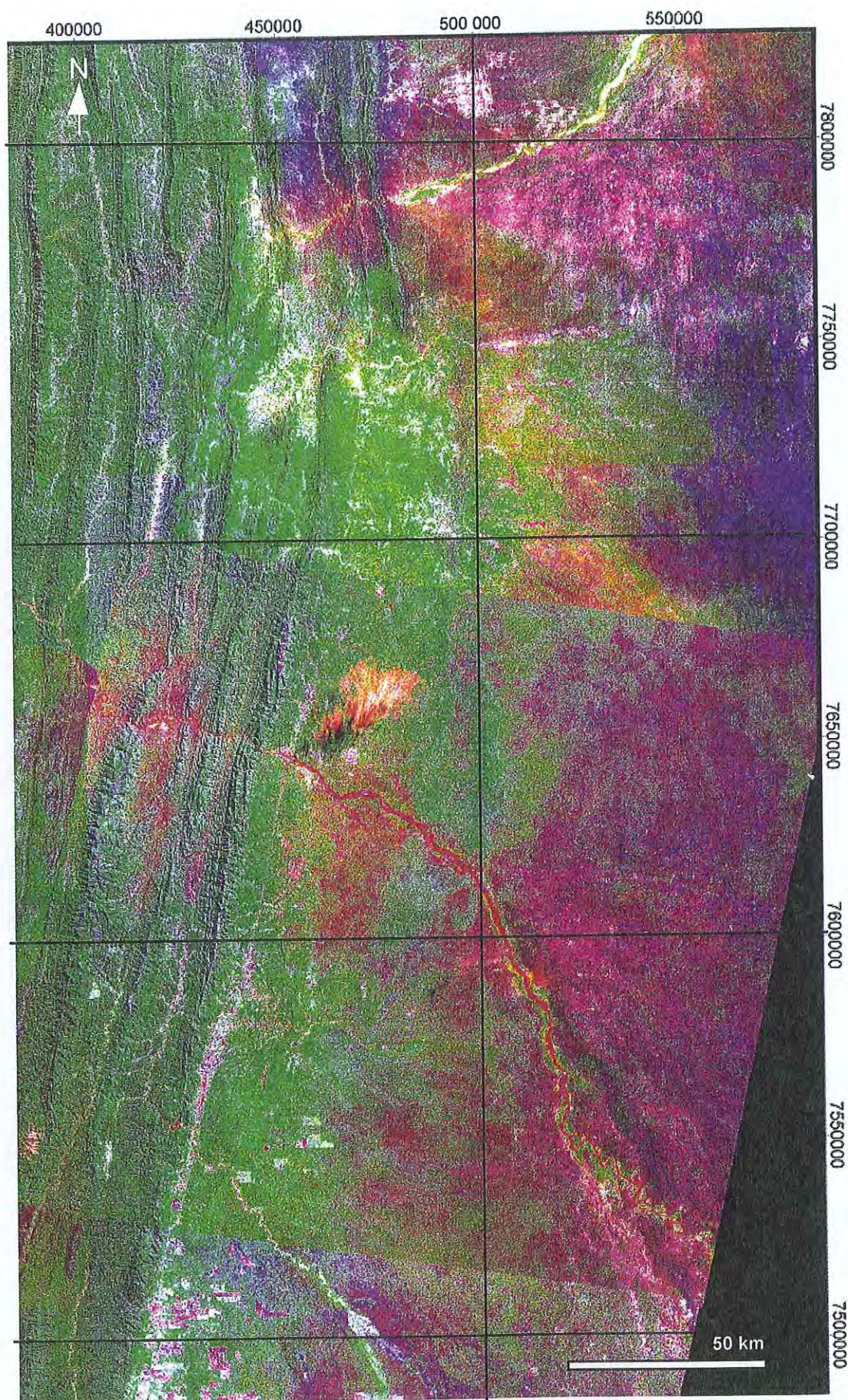


FIG. 45 – Image satellite du Subandin Sud et du Piedmont, au Sud du Coude de Santa Cruz.



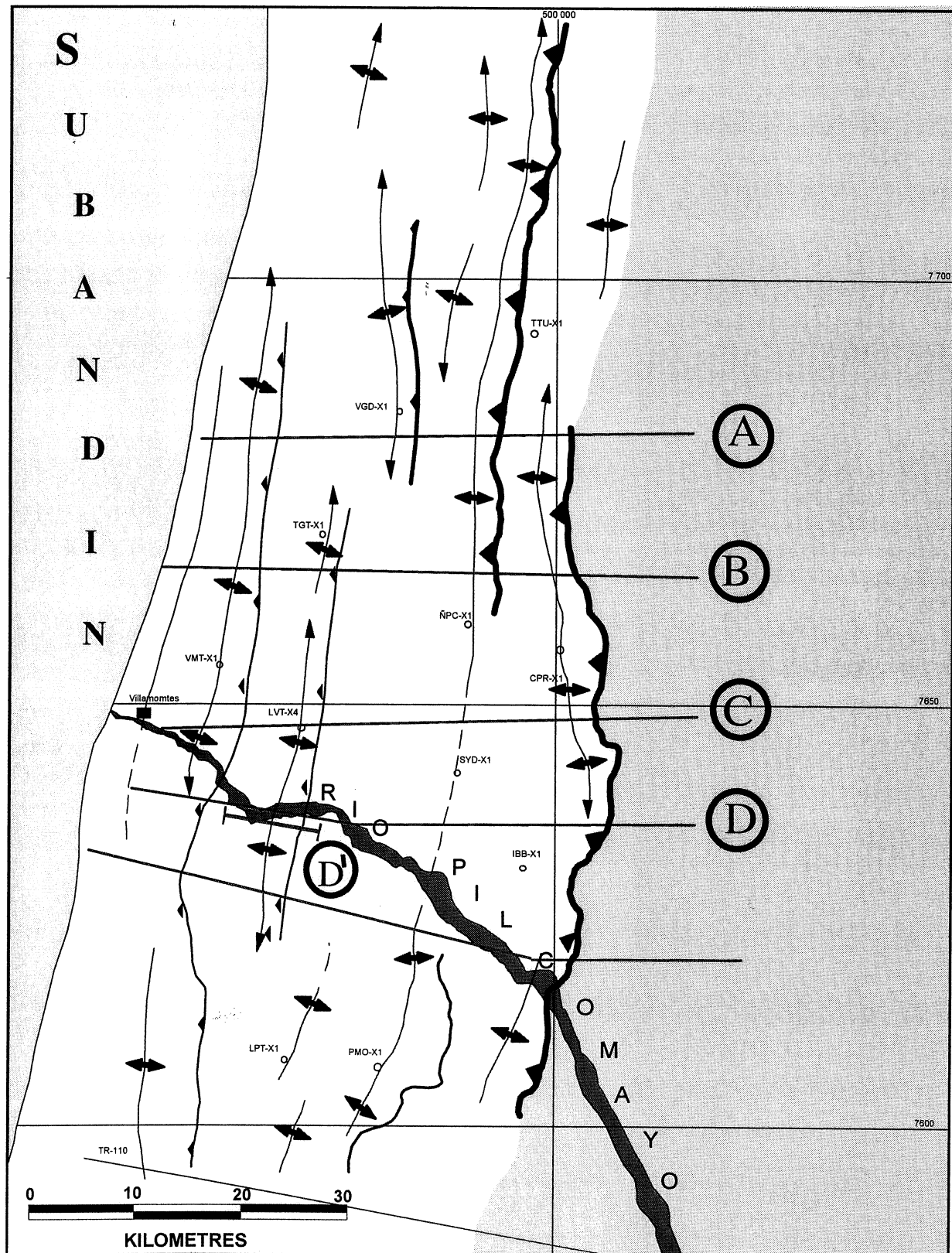


FIG. 46 – Carte structurale schématique du Piedmont Sud.

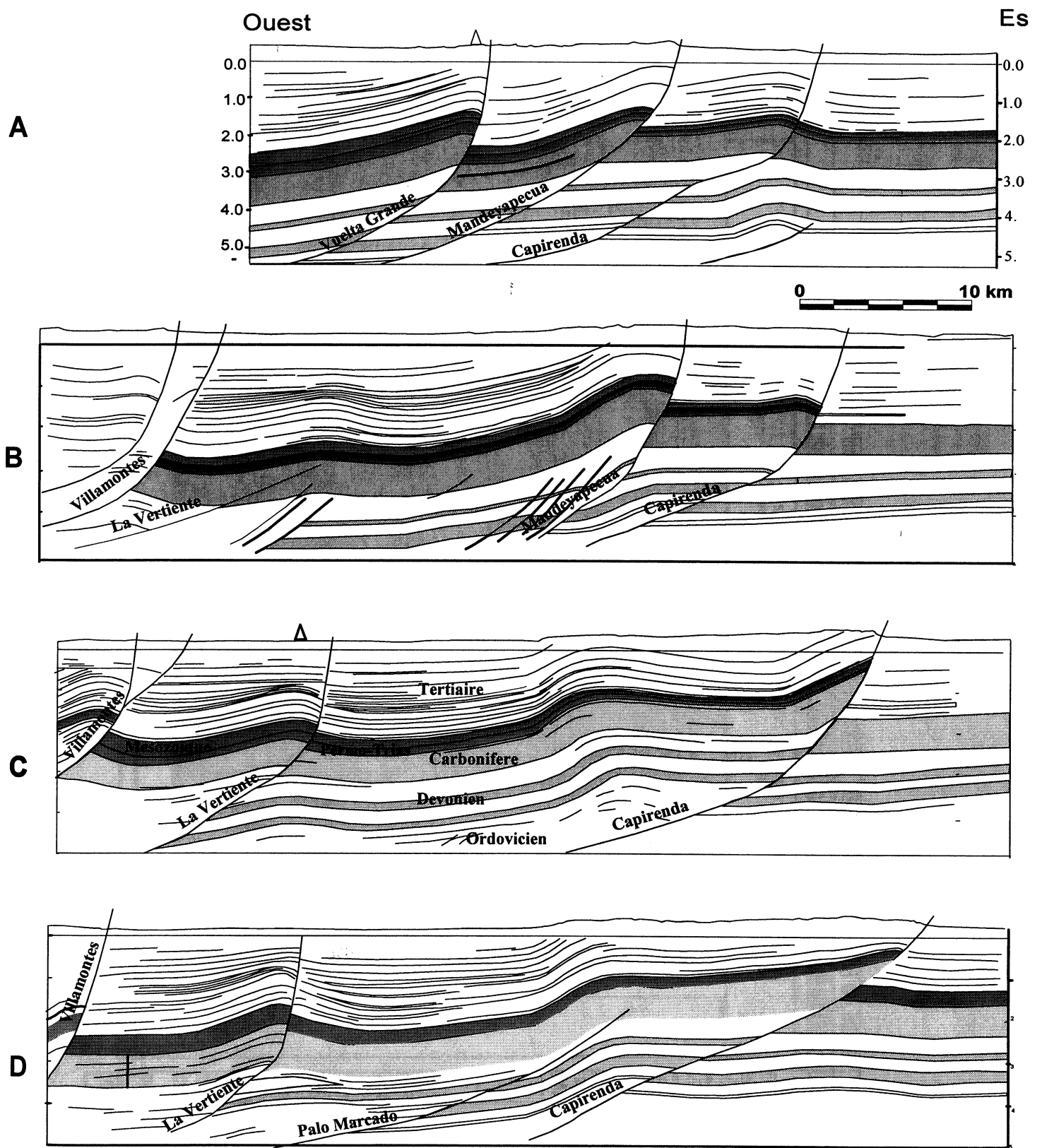


FIG. 47 – Pointés de profils sismiques dans le Piedmont Sud.  
 Profils repérés sur la figure 46. Ils montrent l'augmentation progressive du déplacement sur la structure la plus externe (Capirenda).



## 2.2. Piedmont Sud.

Le piedmont Sud se développe au Sud de la ville de Santa Cruz de la Sierra, au Sud du parallèle 17° 50' S, jusqu'à la frontière Argentine. C'est une région où le relief est limité, mais s'exprime déjà à l'échelle d'une image satellite (Fig. 44).

La déformation est postérieure à la sédimentation des séries tertiaires qui sont partiellement érodées. Les coupes (Fig. 47) montrent que la déformation est importante et encore en cours de propagation. La carte structurale schématique (Fig. 46) montre comment se relaient les structures et en particulier comment la structure frontale (Capirenda) s'ennoe au Nord et au Sud pour passer à un simple bombement. Cette structure, actuellement active comme en témoigne la topographie, ne semble cependant pas sismogène; le déplacement est asismique.

Les profils sismiques (Fig. 48) permettent une analyse détaillée du processus de mise en place des unités chevauchantes au niveau du piedmont. On observe en effet la croissance d'une structure de pli de propagation comme en témoigne un éventail sédimentaire dans la Formation Tariquia. Ensuite se produit l'érosion au niveau de la tête anticlinale. Le soulèvement responsable de cette érosion est nécessairement lié à l'activation d'une structure située plus en avant. Celle-ci ne peut être que la faille frontale du piedmont. Ensuite se dépose la Formation Guandacay qui enregistre un nouvel éventail au niveau de la structure médiane, alors que le remplissage à l'arrière de la structure frontale est parallèle. Une réactivation postérieure de la structure frontale se produit et entraîne l'érosion de la Formation Guandacay. En même temps une autre structure est activée à l'arrière.

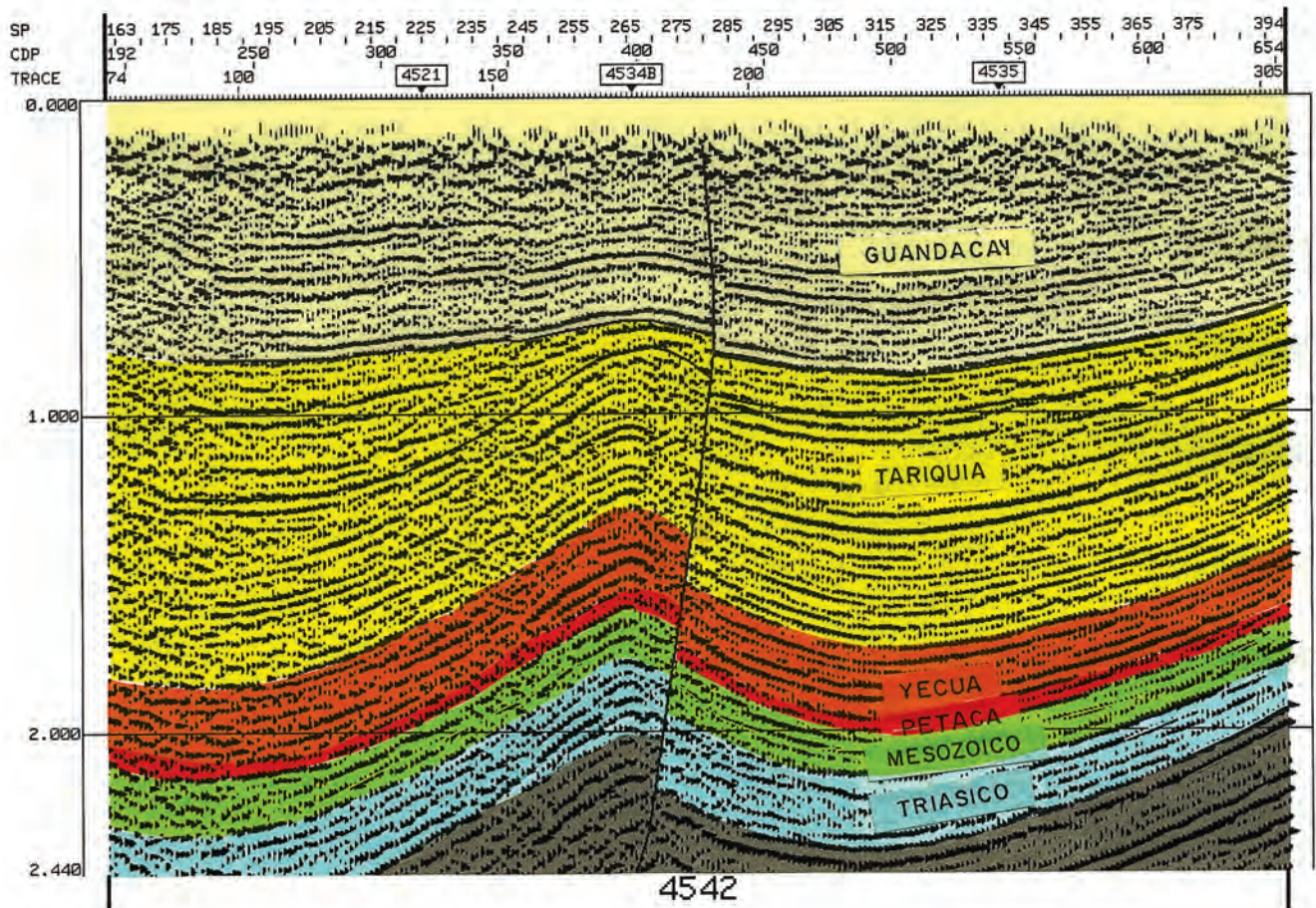


FIG. 48 – Détail de profil sismique dans le Piedmont Sud : structure synsédimentaire à croissance progressive. Le profil orienté W-E montre la croissance progressive d'un pli sur une structure hors séquence induisant une érosion de la Formation Tariquia, puis son enfouissement dans la Formation Guandacay au cours de la déformation.



### 3.— LA ZONE DU BOOMERANG.

Cette structure, orientée ENE-WSW, et dont l'expression superficielle est très discrète, a déjà été décrite à plusieurs reprises [Baby *et al.*, 1992 ; Zubieta *et al.*, 1993 ; Welsink *et al.*, 1995]. Elle apparaît d'une manière limitée sur les profils régionaux, compte tenu de l'obliquité entre structures et lignes sismiques. Elle apparaît en revanche très nettement sur la carte de la profondeur du substratum (Fig. 26).

#### 3.1. La structure du Boomerang.

Dans cette zone, qui s'étend à l'Est du Subandin entre 17° et 18° S, la déformation montre quelques particularités, avec une variation des directions structurales, ce qui est à l'origine de la terminologie pétrolière, qui a fait nommer cette région le Boomerang. Située au NW de Santa Cruz de la Sierra (Fig. 29), cette région présente un

certain nombre de champs producteurs de gaz et de pétrole (Fig. 49).

La paléogéographie des séries paléozoïques, et les directions structurales héritées d'événements antérieurs au cycle andin, contrôlent les mécanismes de la déformation ainsi que les chevauchements qui se sont développés sur un niveau de décollement situé à l'interface Silurien-Ordovicien. Les données de subsurface (Fig. 49 et 50) montrent qu'il existe une importante relation entre la géométrie du biseau paléozoïque et la déformation [Zubieta *et al.*, 1993].

Les profils sismiques (Fig. 51 et 52) montrent la géométrie des plis dans la zone du Boomerang. Dans la structure de Sirari, une ligne sismique orientée E-W, montre la totalité de la pile sédimentaire et, dans la partie inférieure, le substratum Précambrien du bouclier Brésilien (Fig. 53). L'anticlinal de Sirari est produit par une faille chevauchante très profonde localisée dans la base de la pile sédimentaire.

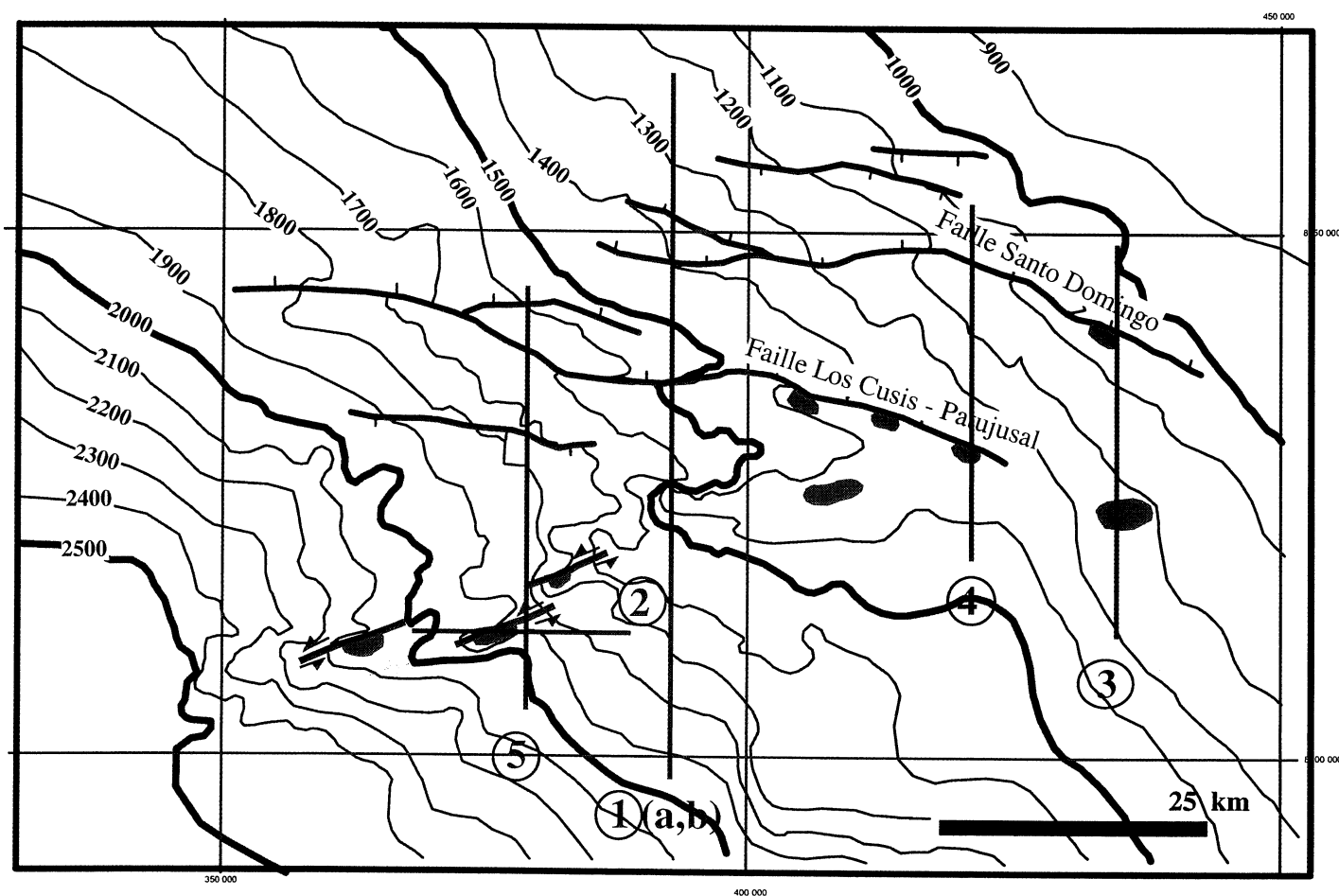


FIG. 49 — Carte en isochrones de la base du Tertiaire dans la zone du Boomerang. Localisation des coupes fig. 51 et 52 (1a,b), 53 (2), 54 (3), 55 (4) et 57 (5).



Dans la partie centrale du Boomerang, le processus est similaire. L'interprétation d'un profil sismique (Fig. 54) orienté N-S dans la structure Yapacani (partie centrale du Boomerang) montre que celle-ci résulte du même mécanisme de déformation; la différence à Yapacani, tient à l'intensité de la déformation; la faille recoupe les séries mésozoïques et cénozoïques et atteint la surface. Il est possible sur ces deux lignes d'identifier de manière claire la pile sédimentaire (Silurien à Tertiaire) et la partie inférieure (Cambrien ou Précambrien). Sur les profils, le substratum du bassin paléozoïque montre un changement d'inclinaison, et continue une rampe naturelle sur laquelle se localise la faille qui s'amortit au niveau du coin paléozoïque et recoupe les séries supérieures.

La série Cambrien-Précambrien est composée de deux séquences bien identifiées sur la sismique, une inférieure composée par des calcaires (lithologie contrôlée dans le forage Puerto Villaroel-X1) et une supérieure moins bien connue. La série supérieure présente des variations notables d'épaisseur. Dans la zone nord, elle est relativement mince et son épaisseur augmente vers le Sud en relation avec l'approfondissement du bassin paléozoïque.

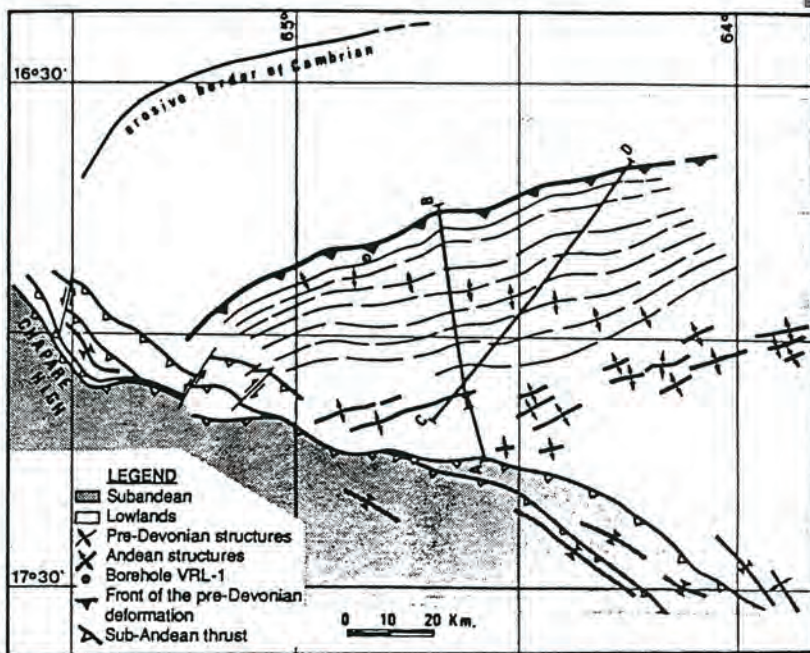
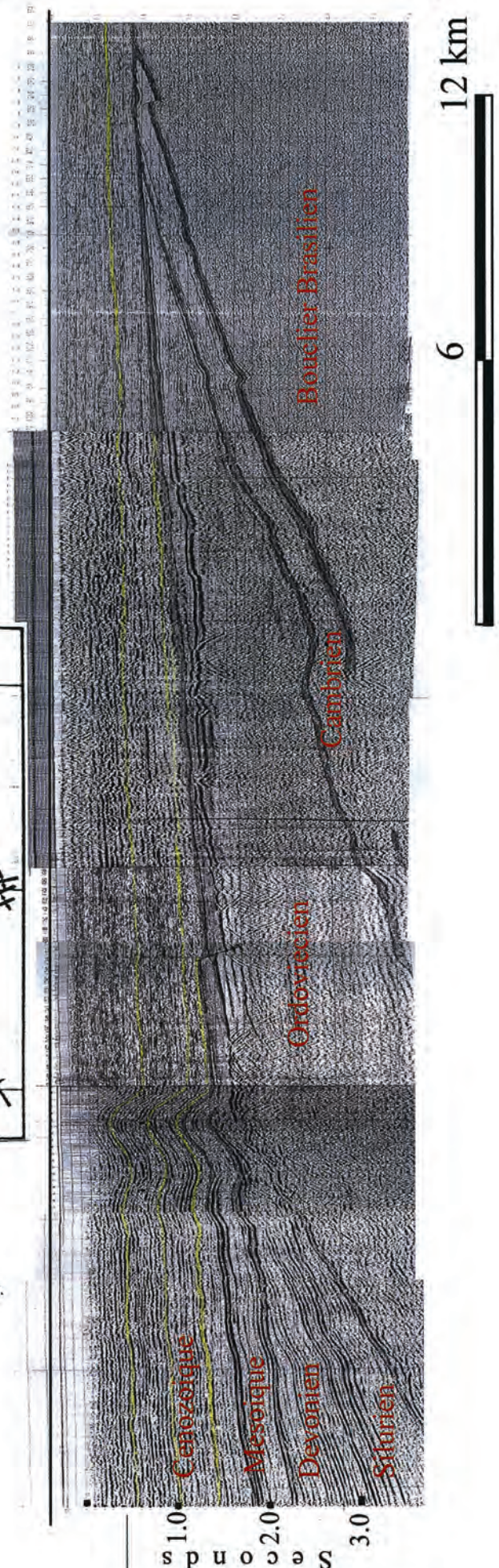


FIG. 50 - Schéma structural simplifié de la zone du Boomerang. [D'après Zubieta *et al.*, 1993].

FIG. 51 - Exemple de profil sismique S-N dans la zone du Boomerang. Le décollement est ici très profond, situé sous l'Ordovicien.

Consulter : Zubieta-Rossetti D., Huyghe P., Mascle G., Mugnier J.L. et Baby P. (1993). - Influence de l'héritage ante-dévonien au front de la chaîne andine (partie centrale de la Bolivie). *C. R. Ac. Sc. Paris*, **316**, 951-957.





### 3.2. Considérations sur la déformation dans la zone du Boomerang.

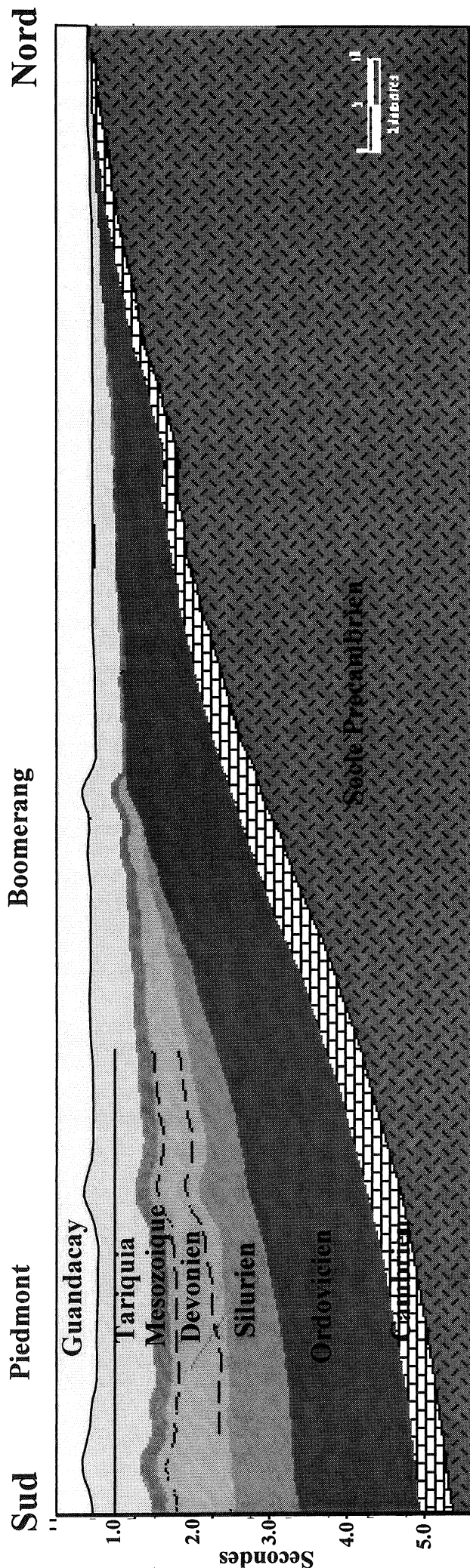
L'origine du Boomerang a constitué ces dernières années un thème d'intérêt pour la recherche et les compagnies pétrolières.

Le parallélisme entre l'orientation structurale du Boomerang et le front de déformation Cambrien ou Ordovicien, mis en évidence par Zubieta *et al.* [1993], indique l'importance de l'héritage tectonique dans la formation du Boomerang. Par ailleurs, lors de cette réactivation, des mouvements décrochants non négligeables se sont produits. En particulier l'accident d'apparence normale sur le profil régional (Fig. 53), qui affecte très clairement l'Ordovicien-Cambrien, et le Mésozoïque et qui se prolonge d'une manière plus diffuse dans le Tertiaire (Fig. 54 et 55), pourrait correspondre à un accident décrochant sénestre : la zone transcurrente de Arroyo Negro-Patujusal.

L'analyse cinématique, effectuée par Baby *et al.* [1995] à l'aide d'une modélisation expérimentale (Fig. 56), a conclu à définir le Boomerang comme une zone de transfert du raccourcissement, où la propagation des chevauchements est contrôlée par la bordure du biseau sédimentaire de la série paléozoïque, confirmant ainsi le schéma de Zubieta *et al.* [1993].

Pour expliquer le changement de pente du substratum pre-silurien observé sur les lignes sismiques, il est important de procéder à l'analyse des bassins dans le cadre de l'évolution géodynamique paléozoïque. La série antéorogénique paléozoïque est biseautée à la suite de deux événements érosifs, le premier pendant le Carbonifère et le deuxième dans le Mésozoïque, avec pour conséquence qu'une partie de la série paléozoïque est érodée à la bordure du bassin. Les lignes sismiques analysées montrent les relations entre la série siluro-dévonienne et le Cambrien-Précambrien. Sur la figure 57, on observe de manière très claire la disposition progressive en onlap que présentent les réflecteurs siluriens sur le substratum et le changement de pendage que dessine la série pre-silurienne. D'autre part, alors que les séries mésozoïques et cénozoïques sont pratiquement horizontales, les couches paléozoïques sont pentées; ce dispositif suggère un soulèvement régional de la série pre-silurienne (Fig. 57) ; les onlaps observés sont interprétables en termes de résultat du fonctionnement d'un bombement externe d'âge paléozoïque inférieur. La trace constituée par les points où se termine le coin paléozoïque correspond à l'intersection du niveau d'érosion mésozoïque de la série paléozoïque avec la courbure du bombement externe.

FIG. 52 – Pointé de profils sismiques S-N dans la zone du Boomerang Echelle verticale x 20.





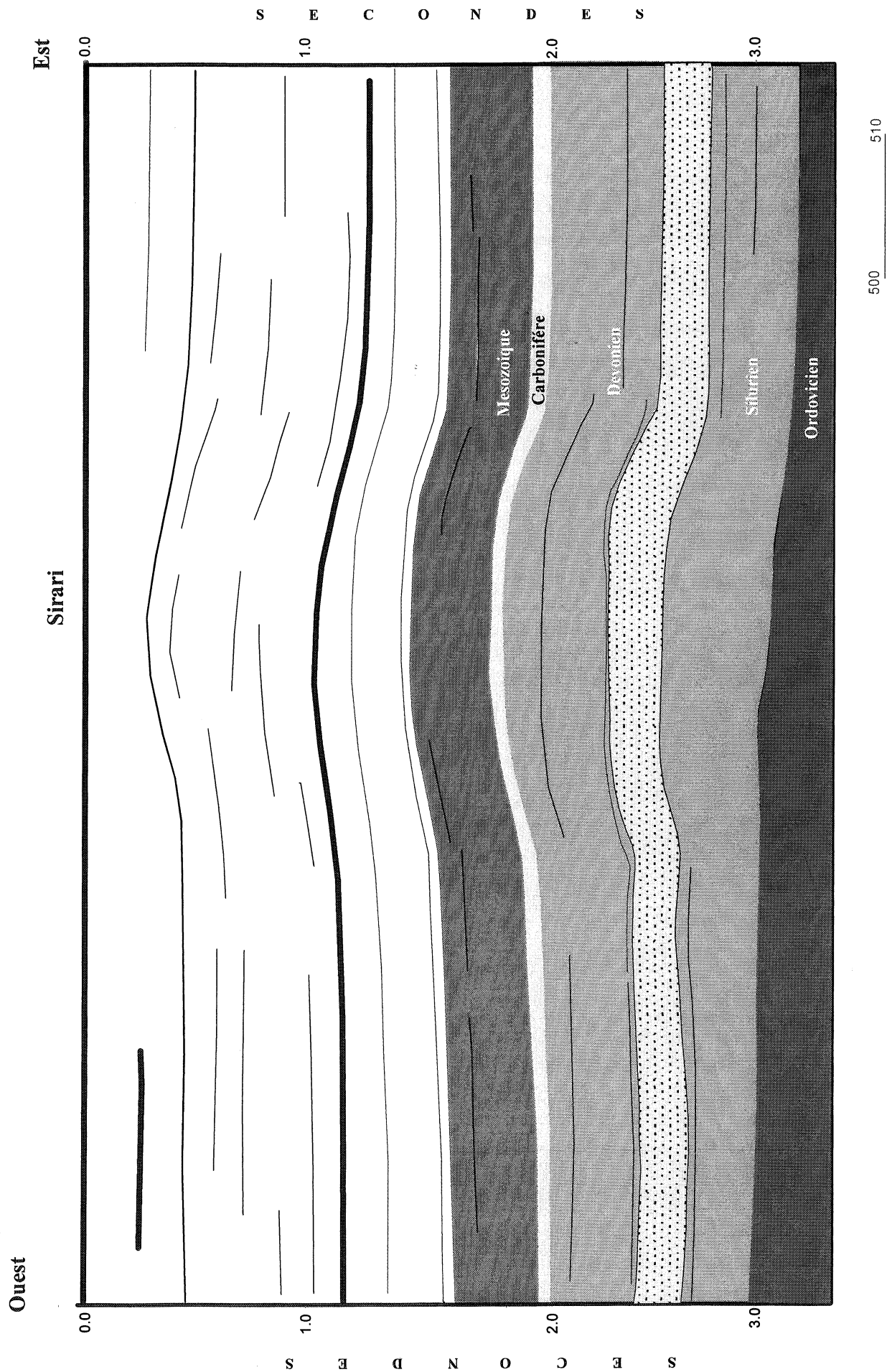


FIG. 53 – Pointé de profil sismique W-E dans la zone du Boomerang.

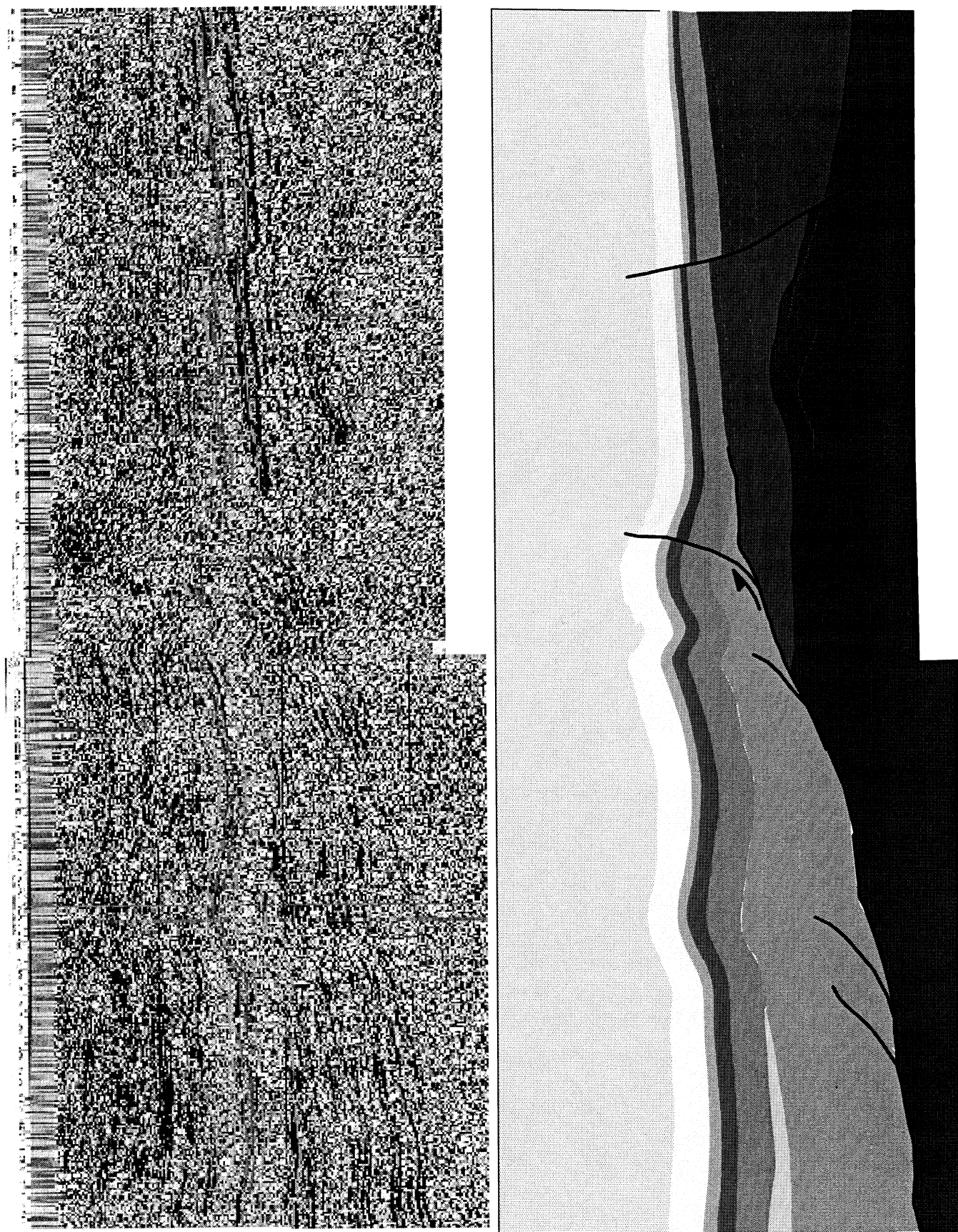


FIG. 54 – Exemple de détail de profil sismique N-S dans la zone du Boomerang.

Le profil recoupe obliquement les structures; au Sud le décollement situé à la base du Silurien engendre des plis de propagation intéressant la base du Tertiaire d'axes WSW-ENE; au Nord la faille Los Cusis-Patujusal appartient à un système transtensif orienté WNW-ESE.



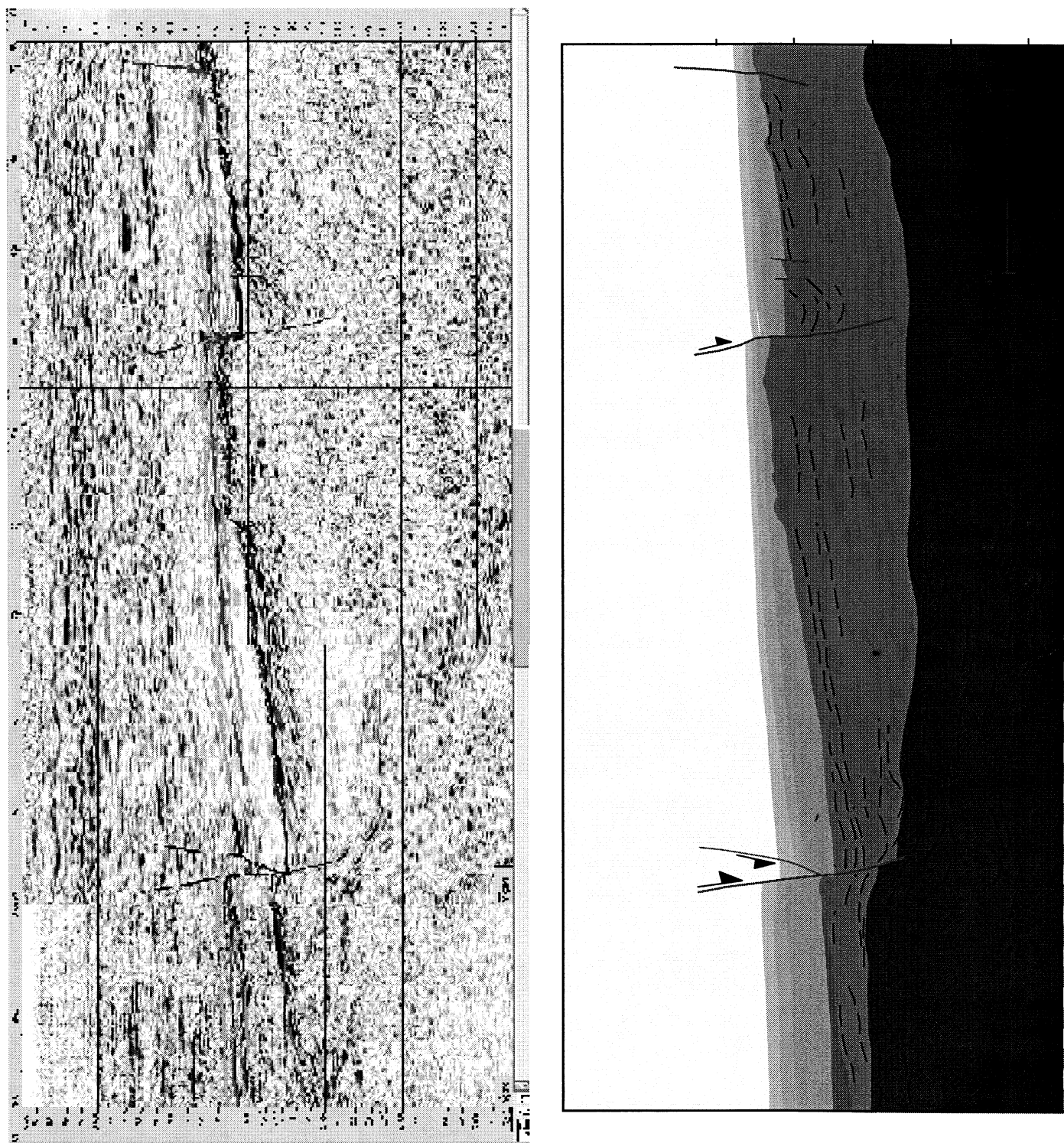


FIG. 55 – Exemple de détail de profil sismique N-S dans la zone du Boomerang.  
Le profil recoupe obliquement les structures; les failles intéressant la base du Tertiaire les failles (Los Cusis-Patujusal et Santo Domingo) appartiennent à un système transtensif orienté WNW-ESE.

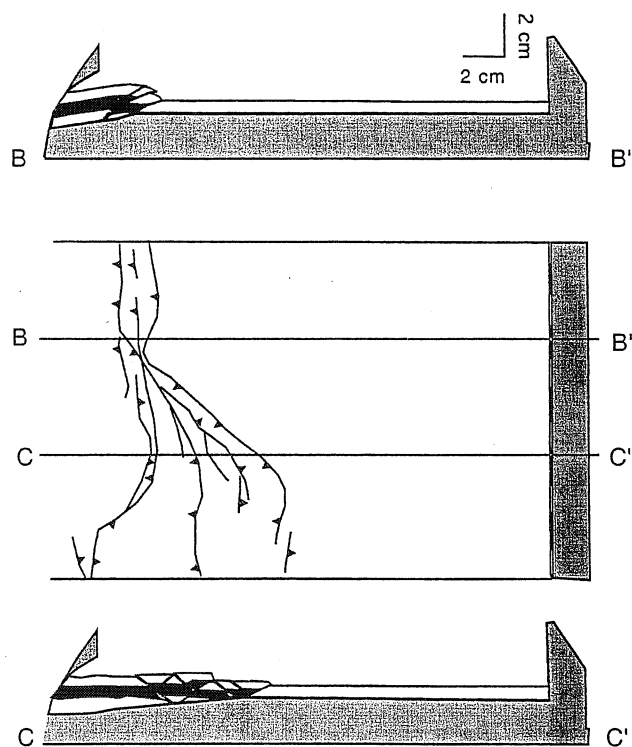


FIG. 56 – Modélisation analogique du Boomerang.  
Schéma structural et coupes d'un modèle analogique après 7% de raccourcissement.  
Boîte Structurateur IFP [D'après Baby *et al.*, 1995].

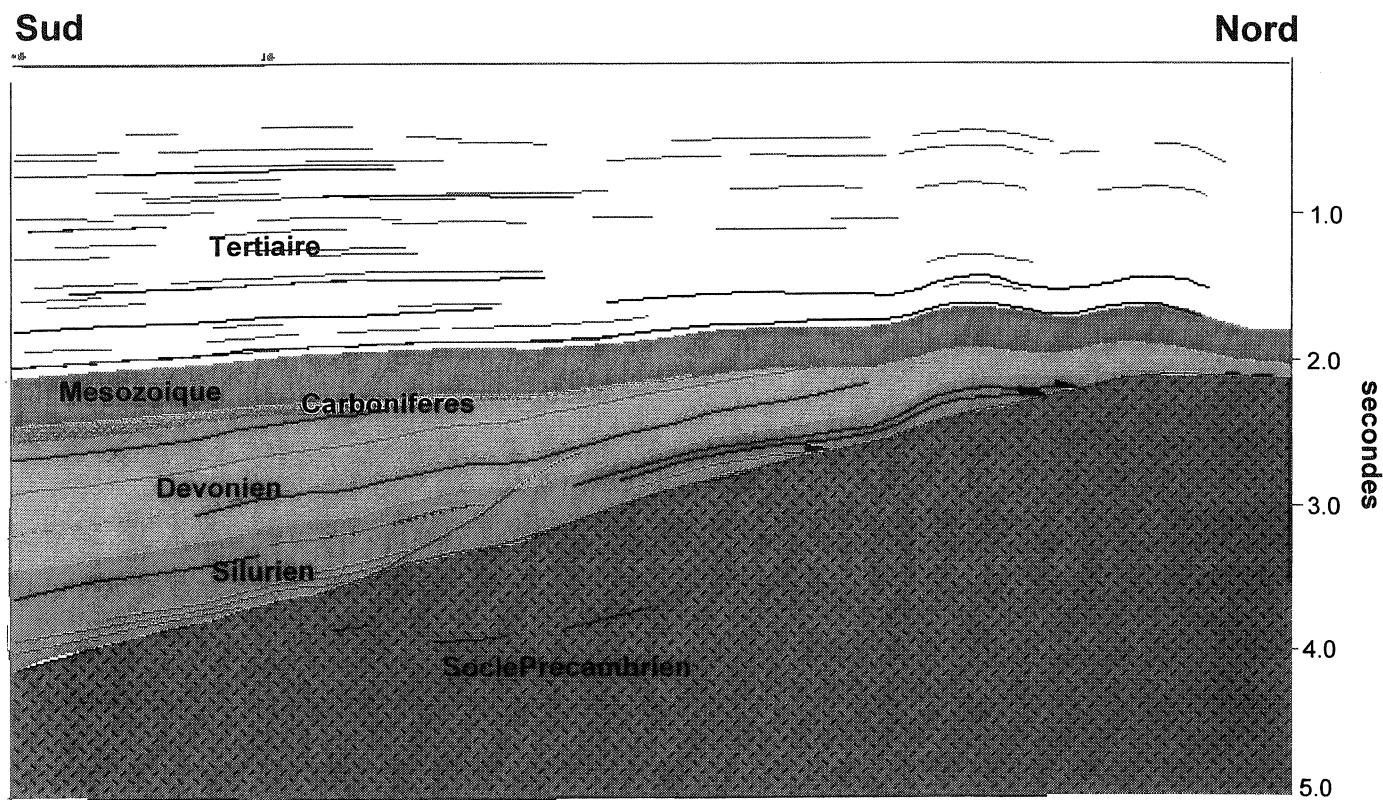


FIG. 57 – Pointé de profil sismique S-N dans la zone du Boomerang.  
Ce profil montre de manière très claire le dispositif en on-lap du Silurien.



#### 4.- LES STRUCTURES DE LA ZONE DU CHAPARE.

Au front du Subandin Central, la zone qui s'étend à l'Est au niveau du Rio Chapare (Fig. 21) est caractérisée par le développement d'une façade étroite de piedmont et d'une large plaine adjacente extrêmement peu, voire pas du tout, déformées.

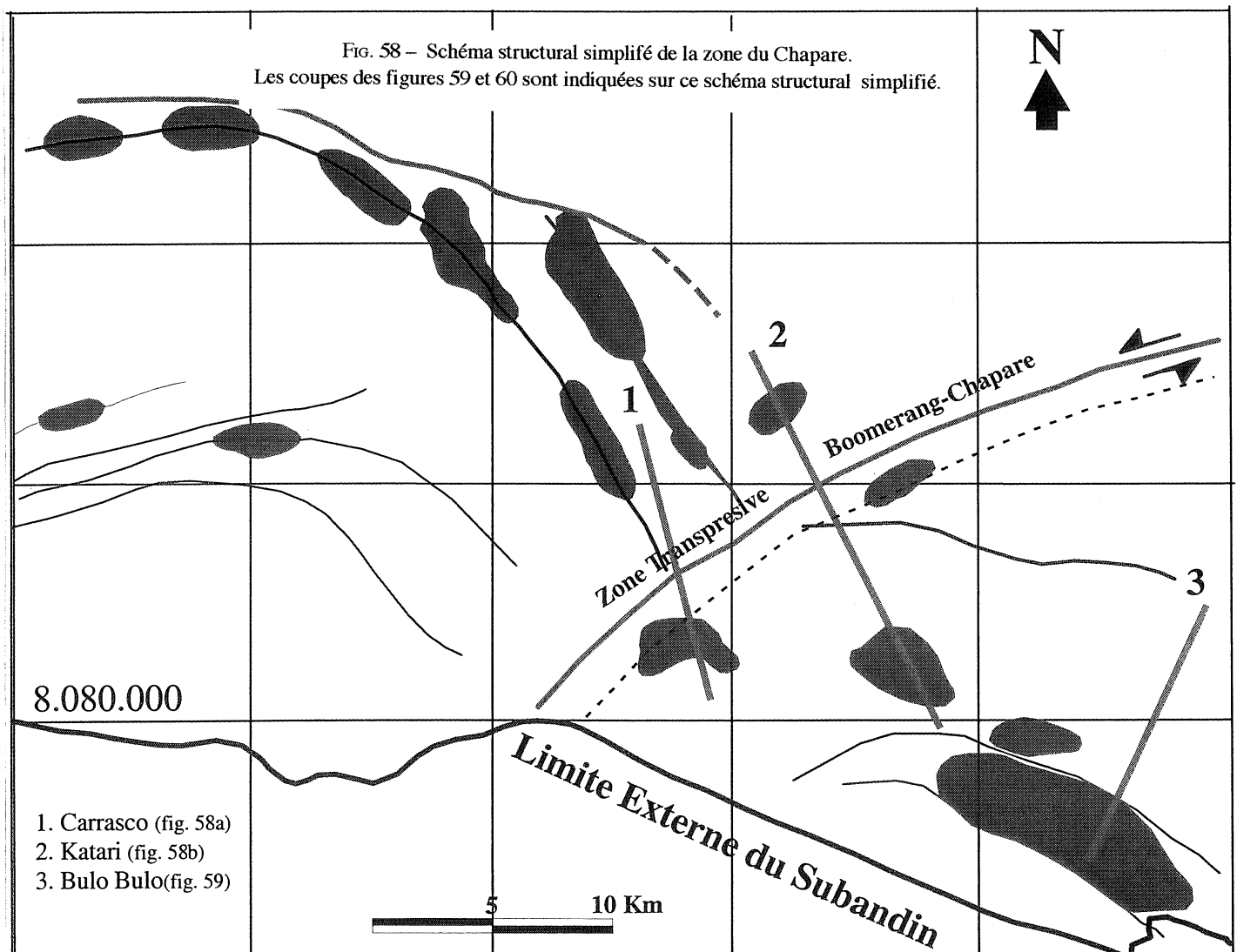
Les données sismiques sur la zone, qui ont été obtenues en 1974 et 1975, ne sont pas d'assez bonne qualité pour permettre une analyse de détail, et de préciser les caractéristiques sismo-stratigraphiques des séries syn-orogéniques. Toutefois la géométrie du bassin d'avant-pays qui est très simple dans cette zone permet de caractériser les unités Quendeque et Charqui qui sont les équivalents latéraux des formations Tariquia et Guandacay développées dans la partie centrale et sud du bassin. En revanche, l'unité basale, Formation Bala, n'est pas identifiée sur les profils sismiques.

La distribution des séries cénozoïques a été précisée au moyen des profils sismiques. Ceux qui sont illustrés sur la figure 58 montrent une légère angularité des réflecteurs entre les deux unités ; l'unité inférieure (Fm. Quendeque) montre ainsi des réflecteurs très plans alors que dans l'unité supérieure (Fm. Charqui) ils sont faiblement pentés, de moins de deux degrés cependant. Cette

différence marque la réactivation tectonique qui a intéressé la zone Subandine pendant la sédimentation de la séquence Charqui-Guandacay.

Ces profils, et celui qui est illustré sur la figure 59, montrent les relations avec les unités mésozoïques et paléozoïques. Le substratum du bassin néogène est presque partout constitué par le Mésozoïque, soit par la Formation Ichoa rapportée au Jurassique, soit par la Formation Cajones d'âge maastrichtien. L'épaisseur de la série tertiaire est importante, plus de 4000 m sont mesurés dans le puits Sinahota-X1. Le profil de Bulu Bulu (Fig. 59) montre une structure pluriphasée. Une première étape est caractérisée par le fonctionnement d'un décollement dans la série argileuse du Dévonien qui se traduit par la mise en place probable d'un «passive roof duplex» déterminant un anticlinal de «stack». Ensuite l'activation d'un niveau de décollement plus profond dans le Silurien entraîne la formation d'un pli de propagation qui recoupe l'anticlinal de «stack» précédent. Cette chronologie est valable pour toutes les structures du Chapare.

Comme le montre la carte structurale schématisée du Chapare (Fig. 60), celui-ci apparaît comme une zone de transfert. De même qu'au niveau du Boomerang, c'est dans la présence de structures anciennes dans le substratum qu'il faut rechercher l'origine du contrôle structural.





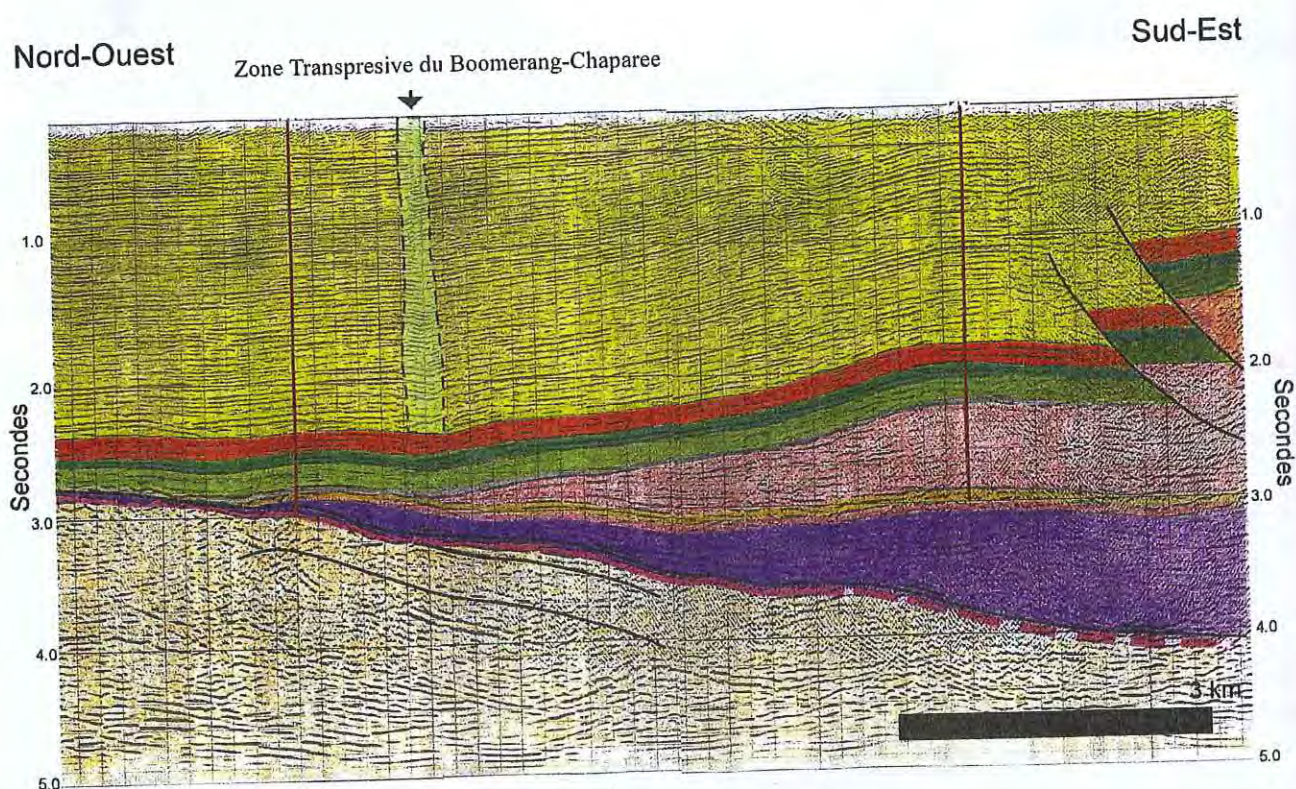
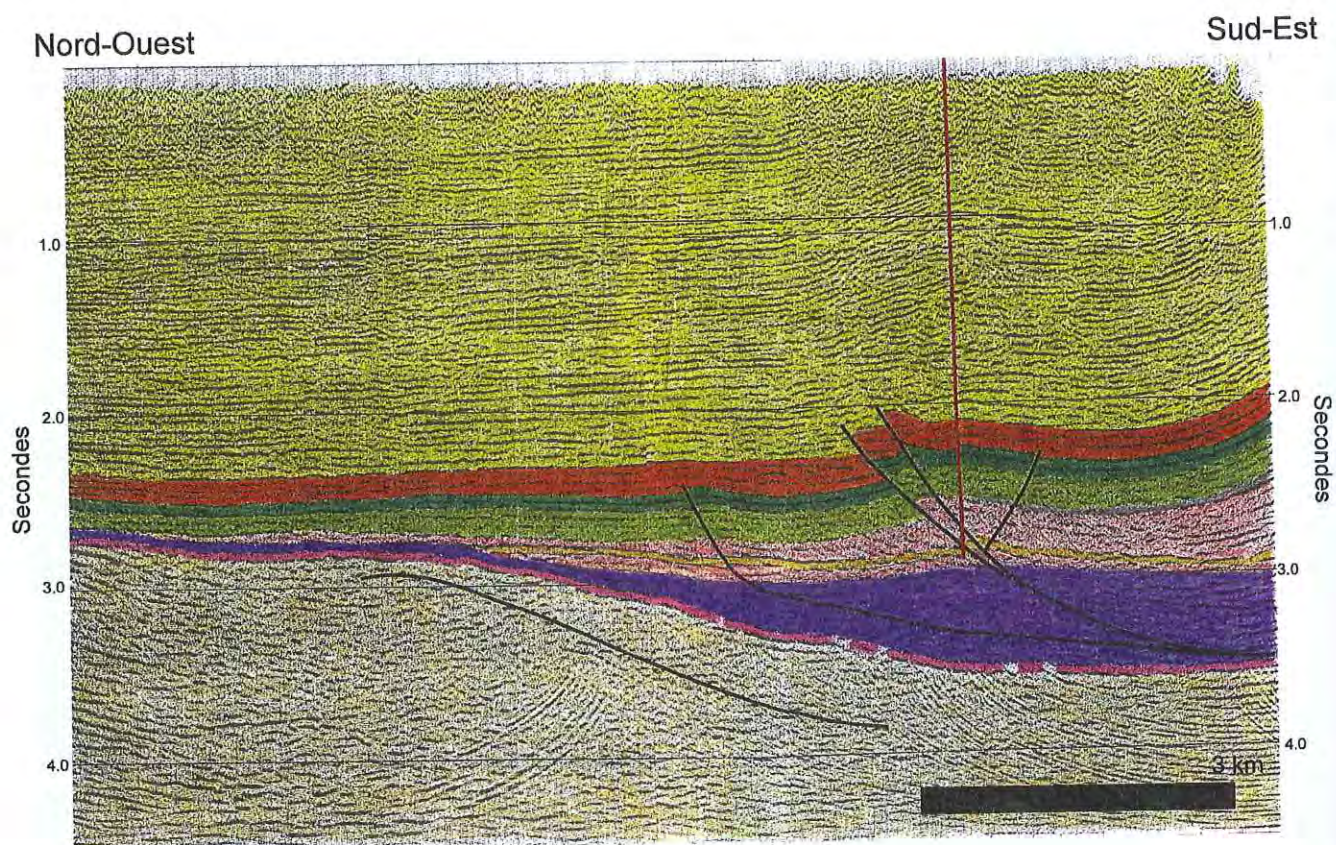


FIG. 59 – Profils sismiques dans la zone du Chapare.

Jaune : Mio-Pliocène (Fm Quendeque et Charqui) ; Orange : Oligo-Miocène (Fm Bala) ;  
 Vert : Mésozoïque ; Gris : Carbonifère ; Rose : Dévonien ; Bleu : Silurien ; Beige : Ordovicien.  
 Le décollement se situe à la base du Silurien.



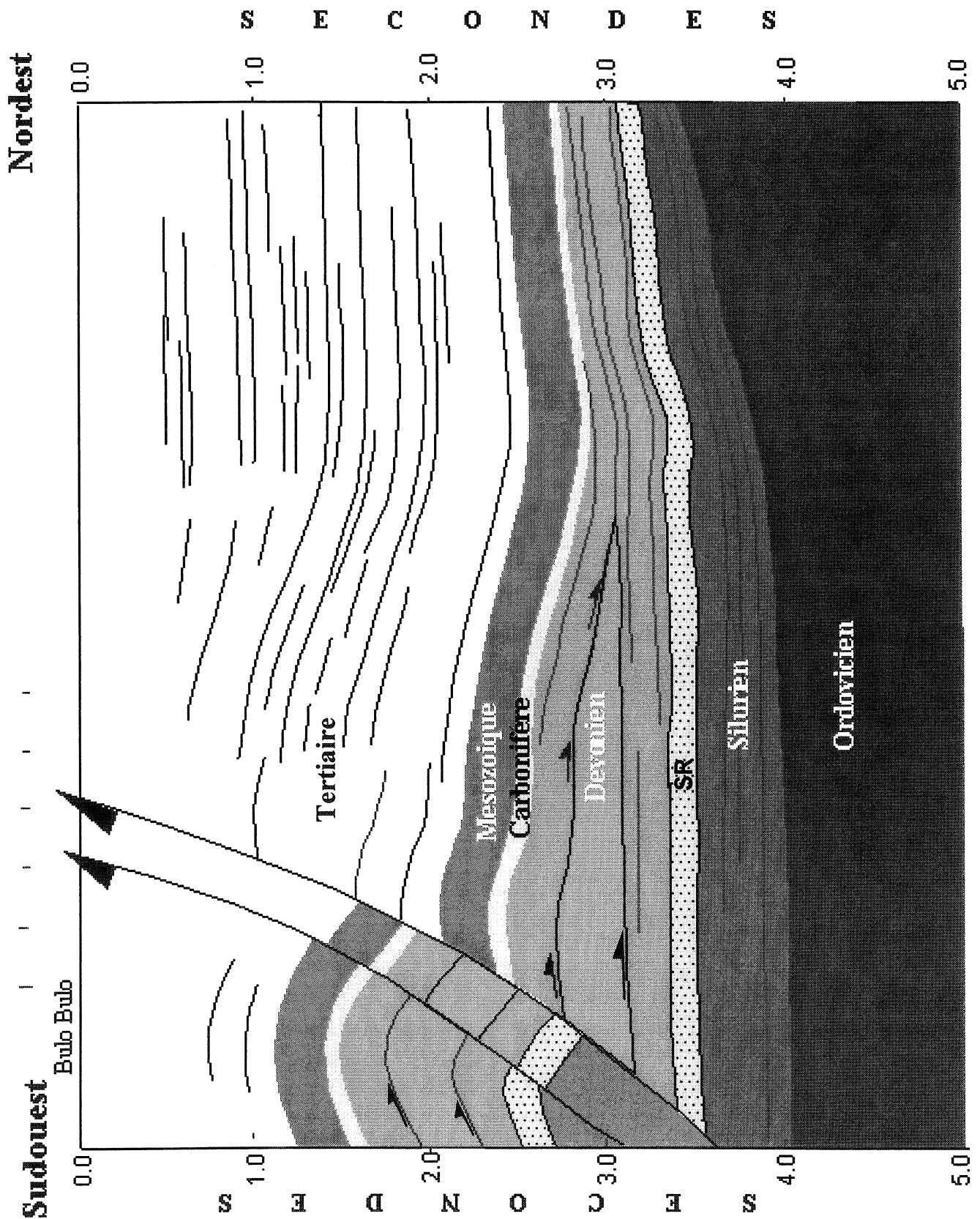


FIG. 60 – Pointé de profil sismique dans la zone du Chapare.

Le Dévonien est répété par un système de duplex et l'ensemble est recoupé hors séquence par les chevauchements qui déterminent la structure de Bulo Bulo.

### 5.- L'ALTO DE IZOZOG.

L'Alto de Izozog est situé à la frontière entre Paraguay et Bolivie, (Fig. 61). C'est une mega-structure qui se développe à l'Est du Subandin Sud, en sub-surface de la plaine du Chaco. Ni la topographie de la zone, avec une altitude variable entre 350 et 400 m, ni son relief actuel, ne révèlent la structuration profonde, au contraire même, puisque la région est une dépression marécageuse (Bañados del Izozog).

#### 1. Structure de l'Alto de Izozog.

La structure et les caractéristiques sédimentaires de l'Alto de Izozog sont reconnues grâce aux forages et aux lignes sismiques résultant de l'exploration pétrolière. Les dimensions de cette mega-structure sont également précisées grâce aux informations sismiques couvrant vers le Sud jusqu'à la frontière avec l'Argentine.

La carte isochrone (Fig. 61) préparée au niveau du top de la formation Huamampampa (Dévonien inférieur) montre que cette structure atteint plus de 400 km de longueur, et présente son développement majeur à la latitude de 19° 30' S. La culmination principale et le flanc oriental sont situés sur le territoire du Paraguay. Vers le Sud, la structure présente une forme allongée de direction nord-sud, parallèle aux structures et au front du Subandin, qui est cependant distant de 150 km.

Les séries du Paléozoïque ont été partiellement traversées par des forages exploratoires de recherche d'hydrocarbures. Les puits ont été forés dans les années 60, avec des profondeurs n'excédant pas 2000 m ; ils sont disséminés en différents points de la structure assurant une assez bonne couverture. En général l'information sismique est de bonne qualité et les séquences bien différenciées du Paléozoïque sont contrôlées par corrélation avec

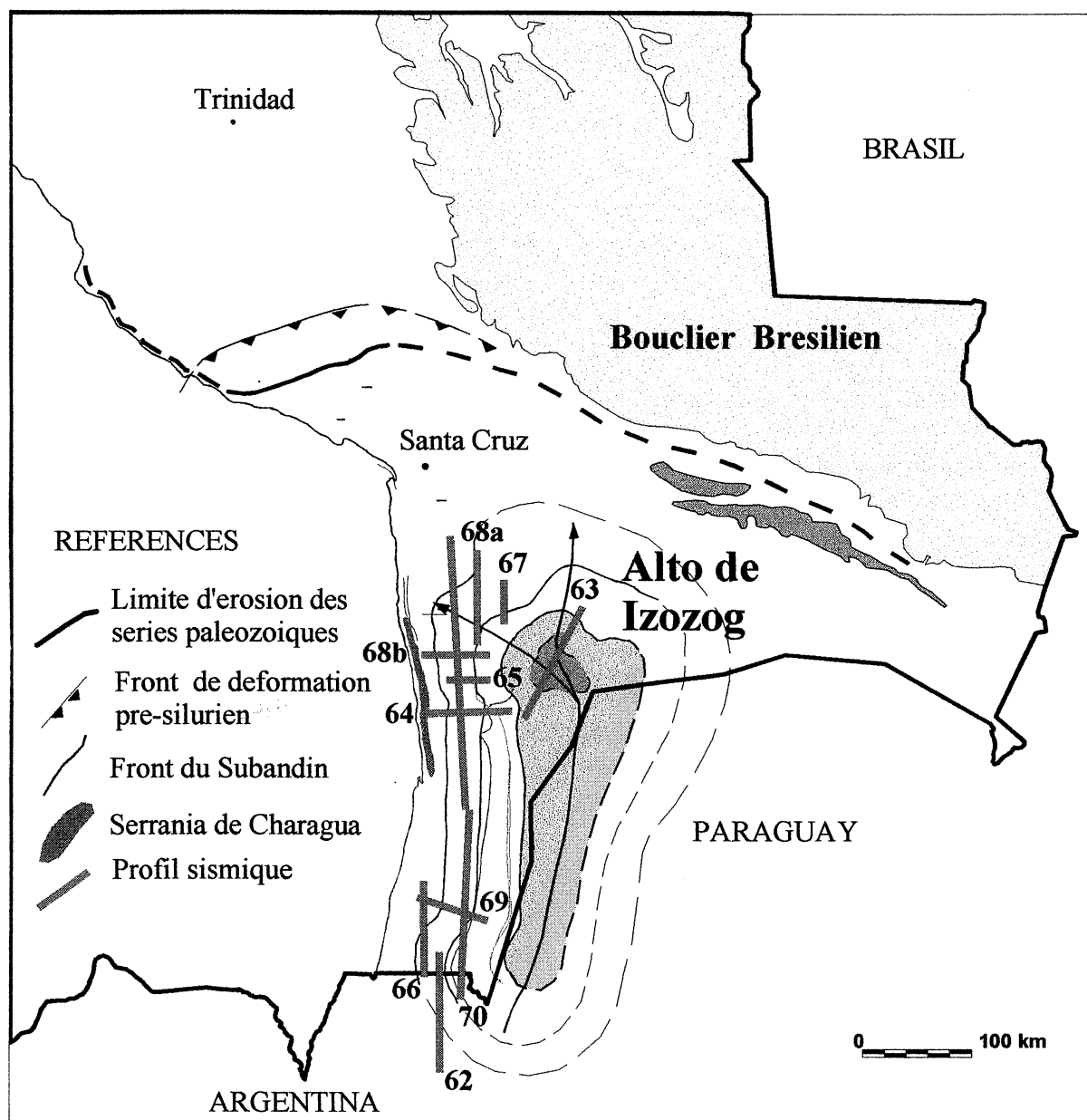


FIG. 61 – Carte en isochrone de la base du Tertiaire de l'Alto de Izozog.

Isochrones : 0, 4 ; 0, 6 ; 0, 8 ; 1 sec.



les données obtenues par forage dans les autres régions et appuyées par la sismique.

A son extrême Sud, au Sud du 22° S, l'Alto de Izozog présente une deuxième culmination développée principalement sur les territoires du Paraguay et de l'Argentine. La sismique qui couvre cette zone montre un plongement axial vers le Sud ce qui suggère que sa terminaison est très proche (Fig. 62).

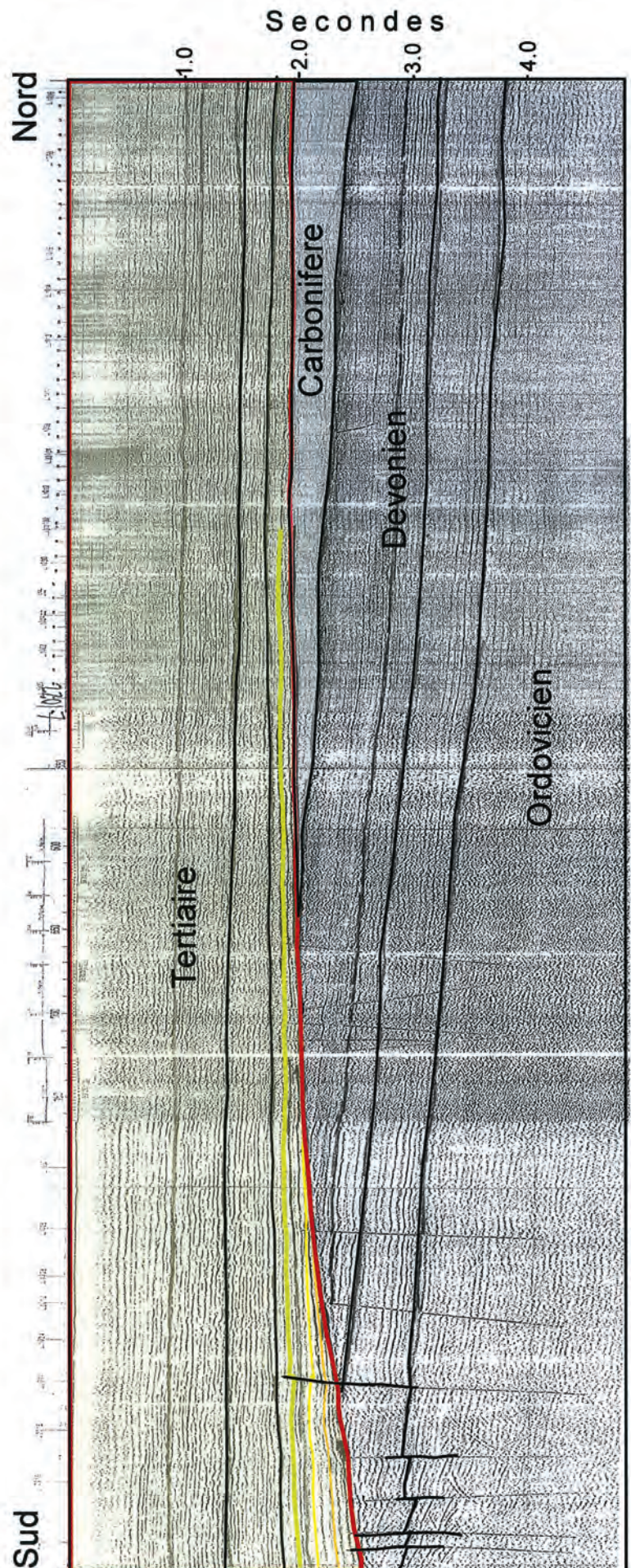
Les données sismiques et de diagraphie de forages permettent de préciser la stratigraphie et la tectonique de l'Alto de Izozog. Dans la partie interne sont reconnues les séries paléozoïques. L'Ordovicien, le Silurien et le Carbonifère sont présents au cœur (Fig. 63) et les séquences mésozoïques et cénozoïques sur les flancs de cette structure (Fig. 64 et 65).

Les profils sismiques illustrés montrent de manière très claire la distribution des séquences paléozoïques ; entre l'Ordovicien et le Dévonien il y a normalement une discordance, cependant ici les réflecteurs montrent des séquences pseudo-concordantes. La série carbonifère repose en discordance sur la formation Iquiri, ou quelquefois sur la formation Los Monos (Dévonien Supérieur). La série mésozoïque montre des couches parallèles au Paléozoïque, mais est affectée par l'érosion tertiaire.

L'interprétation des profils sismiques de l'Alto de Izozog (Fig. 66) montre cependant une faible discordance érosive entre le Mésozoïque et le Carbonifère. Même si la stratification des formations mésozoïques n'apparaît pas clairement sur la sismique, on peut en effet observer que les séries mésozoïques et carbonifères ne présentent pas de différence de structuration.

Dans le Nord du domaine, le profil illustré sur la figure 67 montre que la série mésozoïque elle-même est affectée par des discordances; la Formation Cajones (Maastrichtien) vient en effet en on-lap sur la Formation Yantata. La relation entre les séquences sismiques du Tertiaire et les unités sous-jacentes est marquée par une discordance angulaire. Des onlaps se développent en direction de l'Alto de Izozog et reposent sur des unités de plus en plus vieilles du Mésozoïque et du Paléozoïque (Fig. 64, 65 et 68). Les deux principales séquences identifiées sur les profils sismiques montrent une différence claire, bien que faible, d'angle entre les couches des deux unités tertiaires.

FIG. 62 – Détail de profil sismique S-N de l'Alto de Izozog (région Sud).





Sud-Ouest

Nord-Est

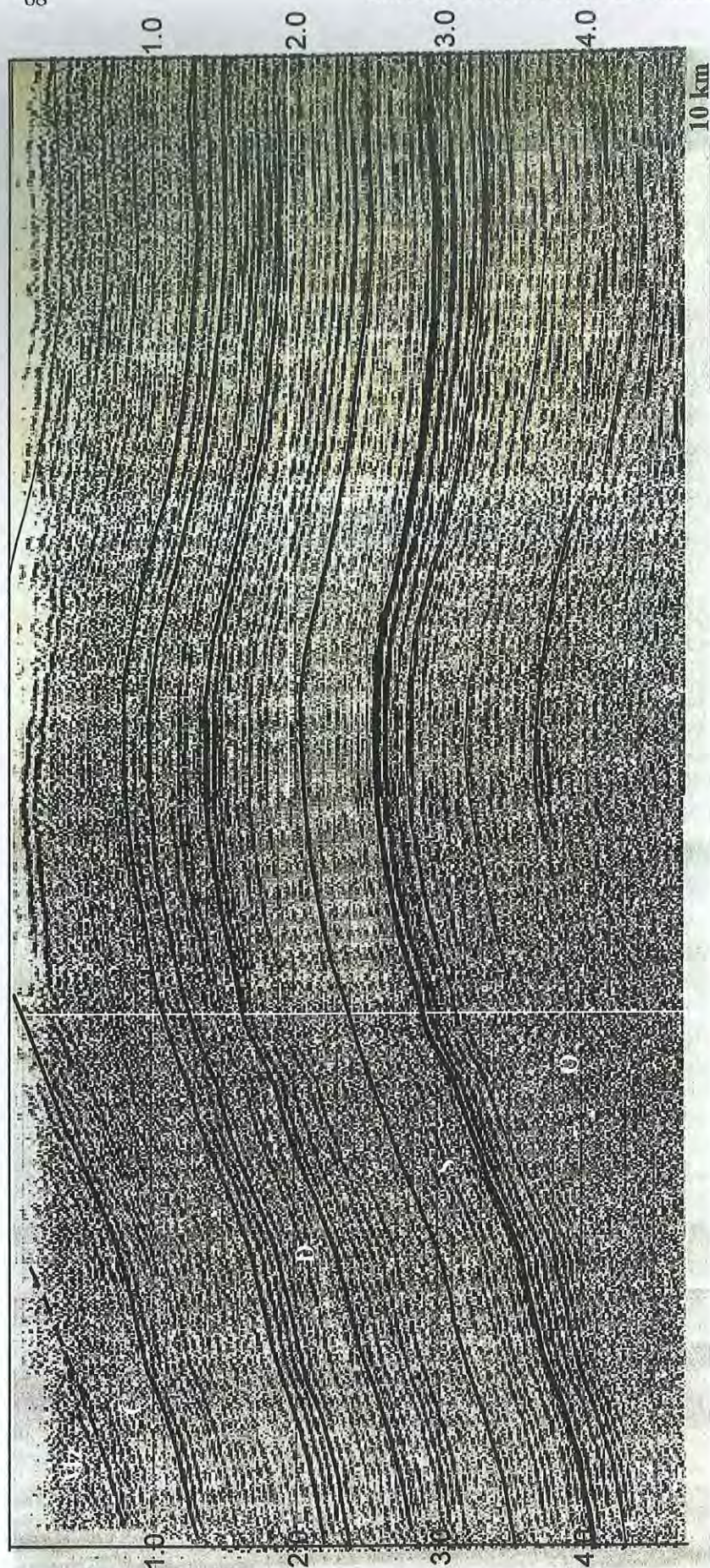
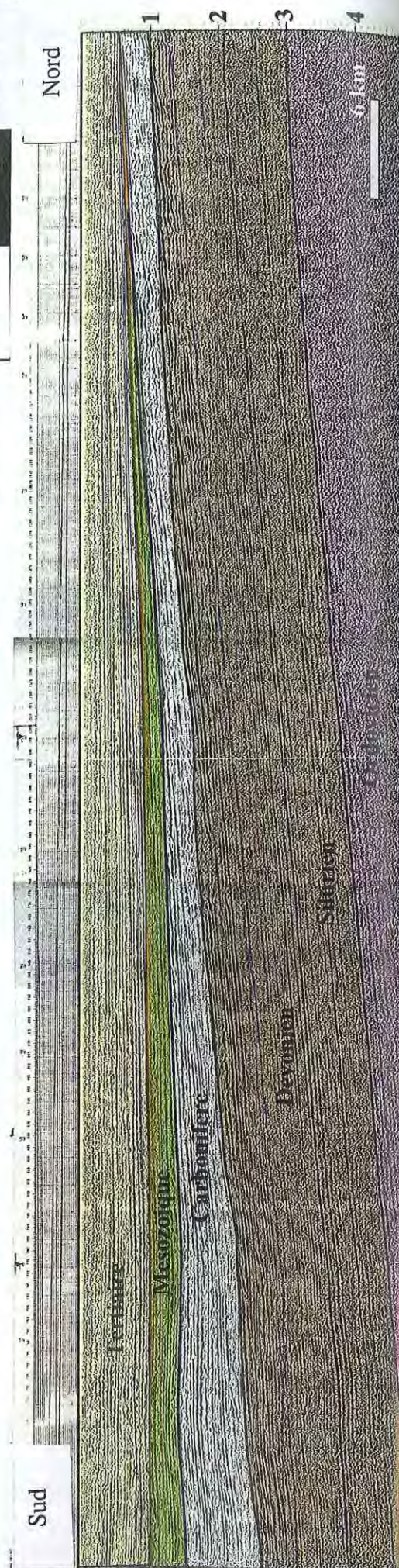


FIG. 63 – Détail de profil sismique SW-NE de l'Alto de Izozog (région Sud).  
Mz : Mésozoïque ; C : Carbonifère ; D : Dévonien ; S : Silurien ; O : Ordovicien.

FIG. 64 – Profil sismique régional W-E de l'Alto de Izozog.





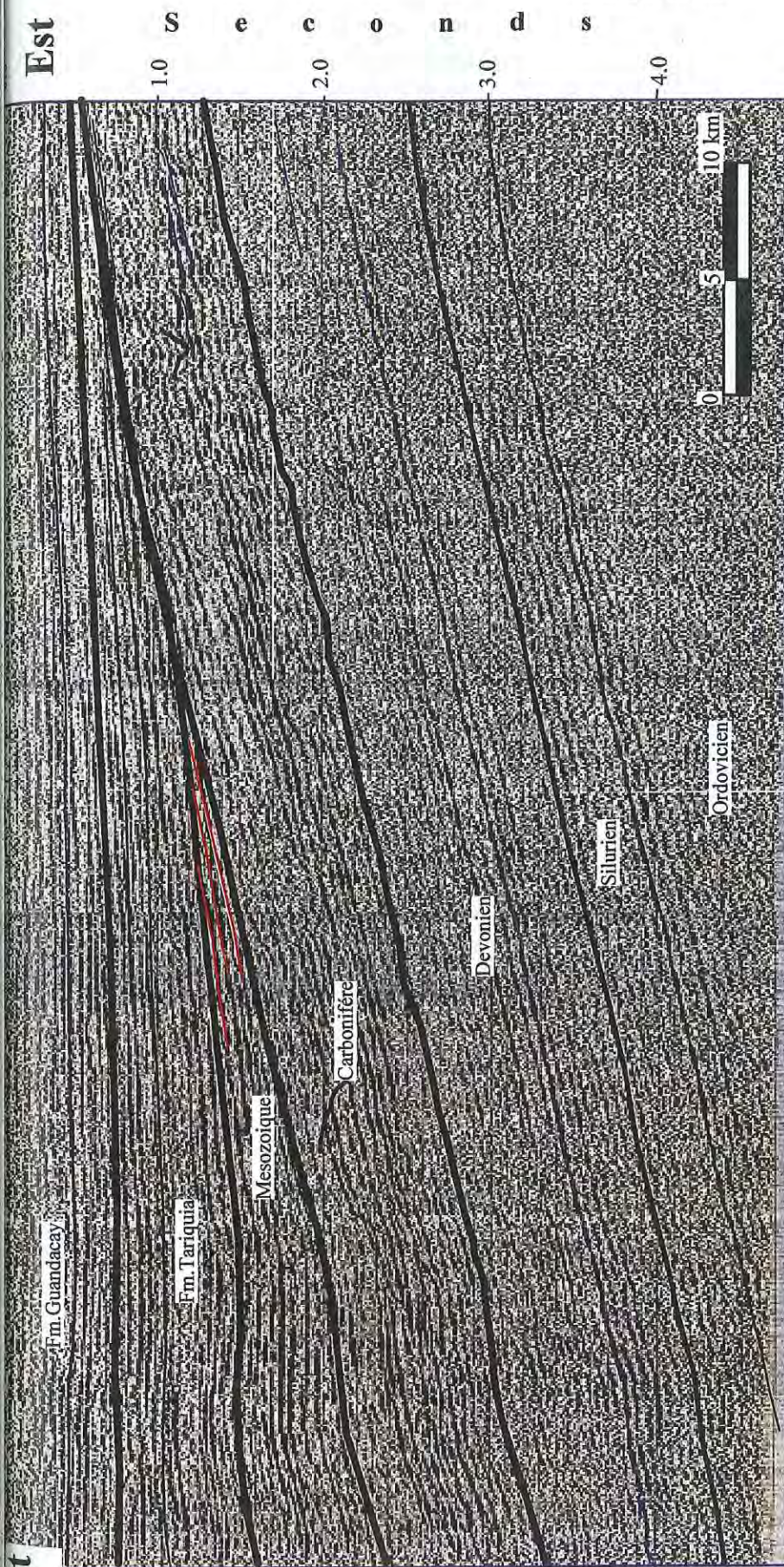


FIG. 65 – Détail de profil sismique W-E de l'Alto de Izozog (région Nord). Les séries mésozoïque et paléozoïque montrent une pseudo-concordance alors que le Tertiaire est nettement discordant avec de remarquables on-lap de la Formation Tariquia. (Echelle verticale dilatée x 3).

Dans la partie sud, l'interprétation d'une ligne sismique orientée W-E (Fig. 69) montre une bonne continuité des réflecteurs sismiques, avec des tops de séquences très nets. L'inclinaison des couches est vers l'Ouest. Il existe une discordance érosive entre le Dévonien et le Carbonifère ; les discordances régionales du Mésozoïque sur le Carbonifère, et du Tertiaire sur le Mésozoïque apparaissent clairement. Enfin une importante chenalisation affecte le Carbonifère.

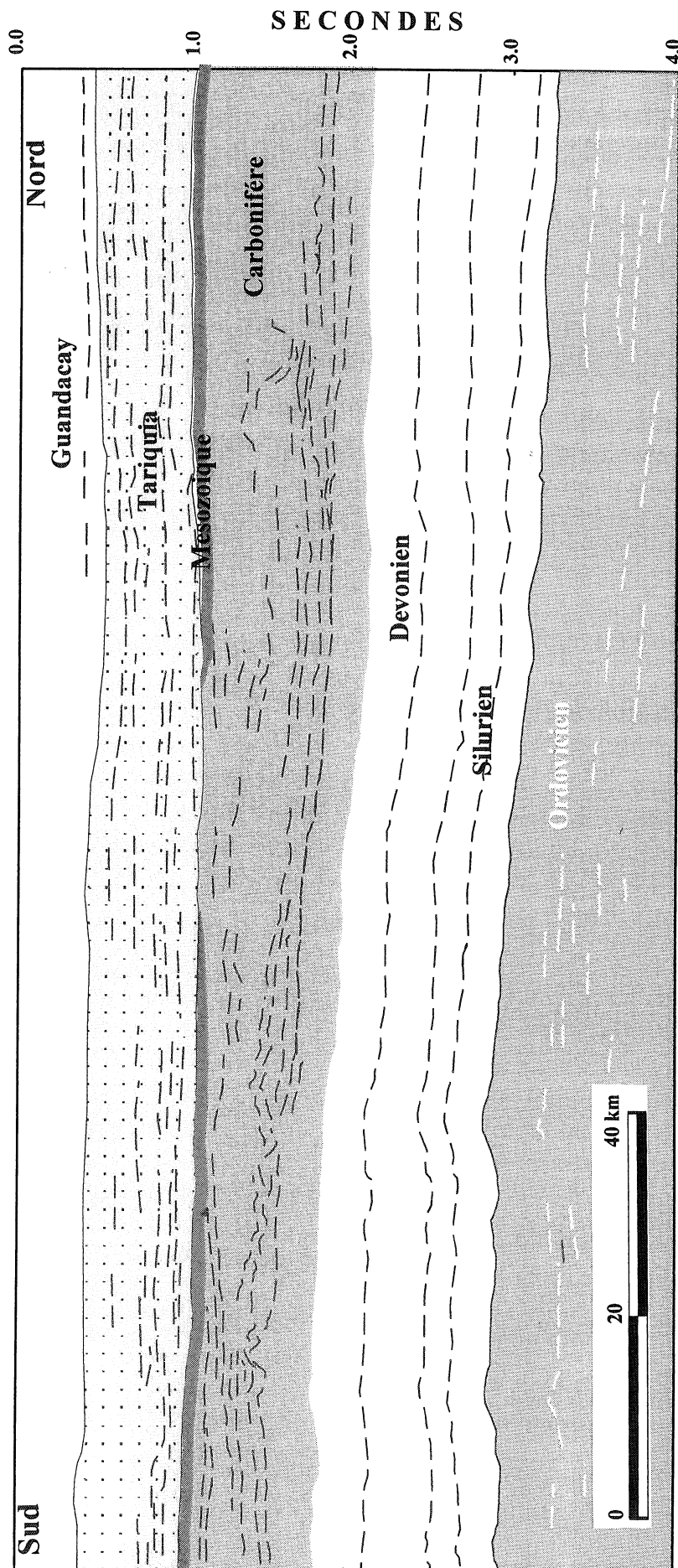
Une coupe N-S à travers l'Alto de Izozog (Fig. 70), située à l'Ouest de son axe le plus élevé, permet d'illustrer un certain nombre de caractéristiques de ce domaine. La série carbonifère montre de faibles variations d'épaisseur à l'échelle régionale ; elle présente une épaisseur uniforme au Nord et une tendance à la réduction vers le Sud ; elle montre aussi une très importante chenalisation. La séquence mésozoïque présente d'importantes variations d'épaisseur ; au Nord elle atteint, voire dépasse dans la partie est, 500 m ; au Sud elle est réduite à la partie basale (Formations Tapequa et Castellon). Cette diminution résulte d'une érosion précédant la mise en place de la série syn-orogénique du Tertiaire.

En général la série tertiaire présente des onlaps avec une forte angularité dans la séquence Tariquia et une pente moindre dans la séquence supérieure (formation Guandacay) (Fig. 65). Un comportement différent s'observe cependant dans la partie nord, où c'est la séquence Guandacay qui présente les pendages les plus importantes. Ceci suggère que la subsidence pourrait n'être pas uniforme, ou que l'ombilic de subsidence aurait subi dans le temps une migration du Nord au Sud. Cette dernière possibilité paraît confirmée par le fait que l'accumulation maximale de sédiments syn-orogéniques dans la partie interne du bassin d'avant-pays se produit entre 20° et 22° de latitude Sud. Enfin on notera que, vers le haut de la structure, la Formation Guandacay paraît éroder les séquences de la Formation Tariquia.

## 2. Signification géodynamique de l'Alto de Izozog.

L'Alto de Izozog représente donc une culmination au sein du bassin d'avant-pays tertiaire (Fig. 68). Le fait qu'il soit localisé dans la partie externe du bassin, et les relations des unités stratigraphiques que montre la sismique réflexion, permettent





d'affirmer que cette mega-structure est liée à la subsidence du bassin tertiaire.

Dans la zone Subandine Sud, entre 18° 30' S et 22° S, la subsidence du bassin d'avant-pays se produit en effet en même temps que la partie externe est le siège d'un soulèvement et d'une érosion importante. Ceci correspond au modèle classique de bombement externe tel qu'il résulte des observations de terrain ou de la modélisation de la flexuration de la lithosphère [Beaumont, 1981 ; Jordan, 1981 ; Quinlan et Beaumont, 1984 ; Stockmal *et al.*, 1986 ; Fleming et Jordan, 1989 ; Beaumont *et al.*, 1992 ; Sinclair *et al.*, 1991).

La flexuration se traduit par d'importantes accumulations au niveau de la série syn-orogénique; plus de 6500 m de sédiments continentaux sont mesurés dans la partie proximale du bassin, au niveau du synclinal de Emborozu. Dans la zone d'avant-pays non déformée, elle se traduit par les fortes pentes des réflecteurs, observées en sismique au niveau de la formation Guandacay, et dans une moindre mesure au niveau de la formation Tariquia.

L'Alto de Izozog représente donc le bombement externe du bassin d'avant-pays Andin au Sud de la Bolivie et au Nord de l'Argentine.

Cependant, l'Alto de Izozog présente également les singularités suivantes :

- il se termine abruptement vers le Nord et probablement vers le Sud ;

- vers l'Est, le bassin d'avant-pays s'approfondit de nouveau, et l'ampleur de la subsidence semble supérieure à celle envisagée pour un bassin de type back-bulge, compris entre le bombement périphérique et le craton proprement dit ;

- la formation Guandacay paraît éroder les séquences de la formation Tariquia.

Ces différents éléments suggèrent que la localisation du bombement périphérique de l'Alto de Izozog ne respecte pas les caractéristiques prédites par un simple modèle de flexion, et le rôle d'un héritage antérieur doit être envisagé.

Fig. 66 – Pointé de profil sismique W-E de l'Alto de Izozog (région Sud). La série mésozoïque est très réduite par l'érosion tertiaire. Les on-lap des couches syn-orogéniques sont bien marqués sur le Mésozoïque et le Carbonifère.





FIG. 67 – Pointé de profil sismique S-N au Nord de l'Alto de Izozog montrant une chenalisation importante dans le Carbonifère.



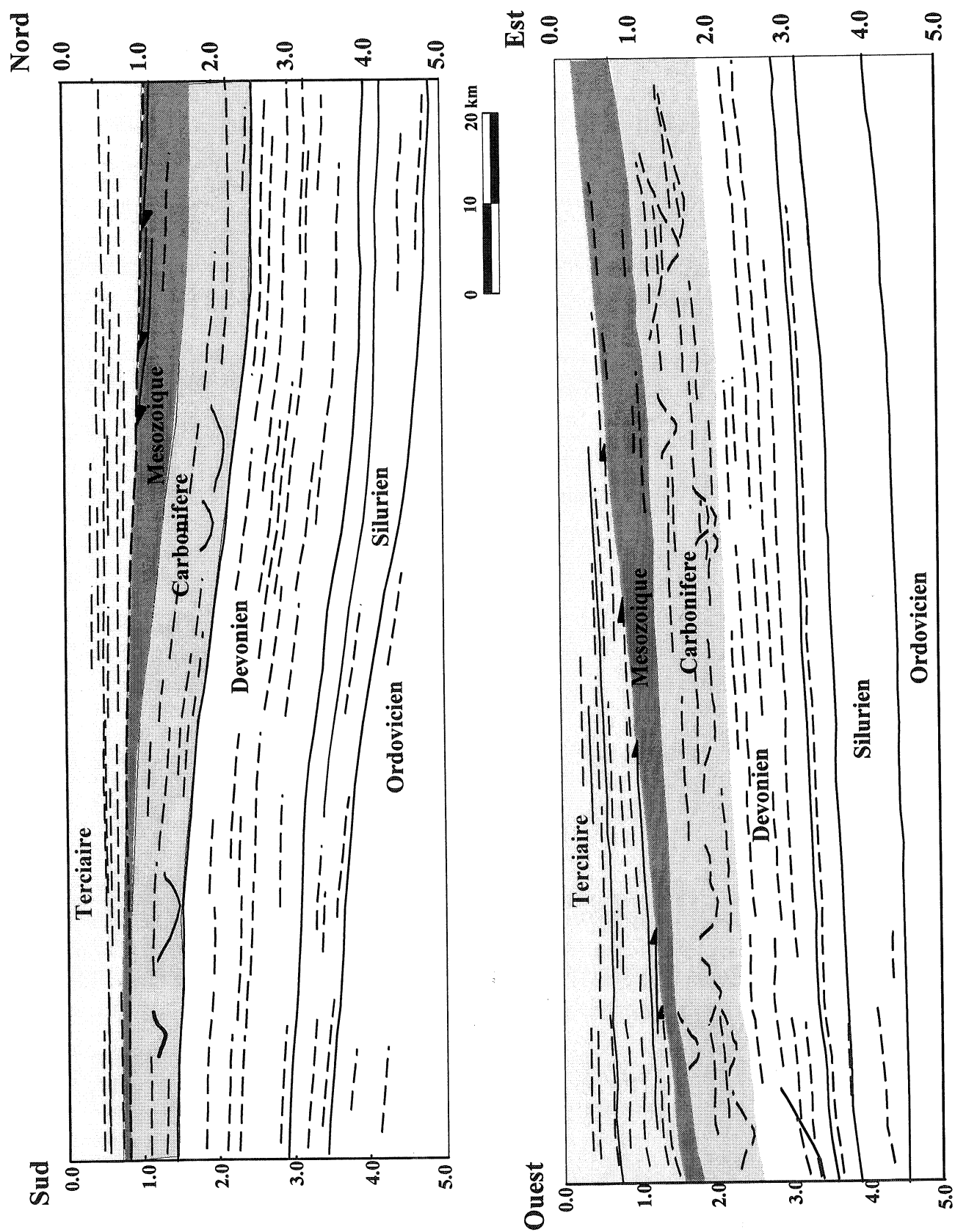


FIG 68 – Pointés de profils croisés S-N et W-E de l'Alto de Izoog.

Ces profils montrent les on-lap W-E et N-S sur l'Alto de Izoog et la chenalisation importante du Carbonifère.

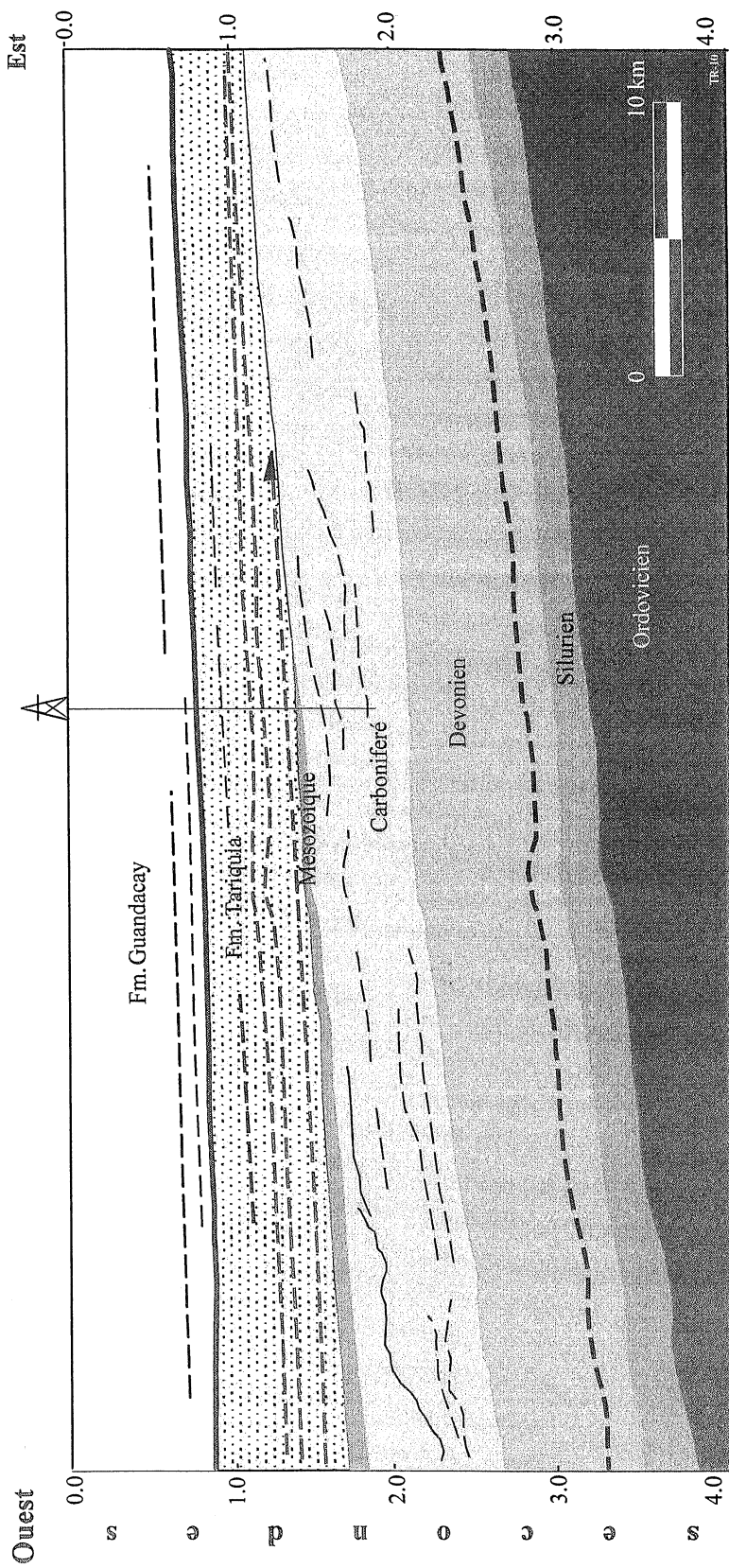


FIG 69 – Pointé de profil sismique régional W-E de l' Alto de Izozog (région Sud).

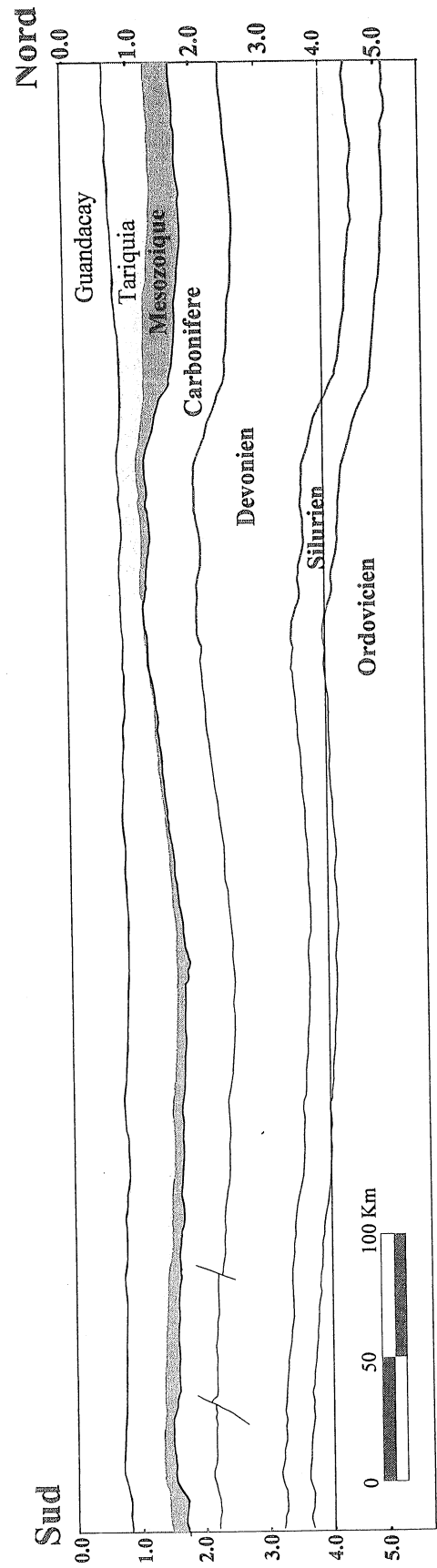


FIG. 70 – Pointé de profil sismique régional S-N dans la plaine du Chaco à l'Est de l' Alto de Izozog.



## CHAPITRE 6 SEDIMENTATION, SUBSIDENCE ET EROSION.

### 1.- INTRODUCTION, METHODOLOGIE.

L'évolution géodynamique du bassin d'Avant-Pays Andin est enregistrée dans un ensemble de séquences sédimentaires fluviatiles et lacustres. La distribution paléogéographique des unités cénozoïques est contrôlée par l'activité tectonique, donc par les divers événements compressifs responsables de la structuration de la Cordillère Orientale.

Pour procéder à une analyse, des cartes de distribution paléogéographique ont été construites pour chaque formation. Pour la Plaine du Chaco et le Piedmont, elles résultent de l'interprétation de 8000 km de lignes sismiques, calées sur 112 forages. Pour le Subandin Centre et Sud, on a utilisé les données de 139 points de contrôle sur le terrain. Ces cartes représentent l'état actuel.

Dans une deuxième étape, on a utilisé la méthodologie préconisée par Laubscher [1977] qui consiste à développer un modèle cinématique de la déformation dans la chaîne. Utilisant des coupes équilibrées, on définit les unités de surface délimitées par les fronts de chevauchement et les failles de transfert, ou en utilisant des plans arbitraires orientés perpendiculairement à la direction de raccourcissement. Puis on calcule le raccourcissement pour chaque surface.

La construction de la carte équilibrée du Subandin Central de Bolivie, entre 16° et 19° S [Baby *et al.*, 1993] a montré que sa structuration s'est effectuée avec une direction de raccourcissement N 40 au Nord et W-E au Sud [Guillier *et al.*, 1998]. Des mouvements transcurants sénestres au Nord et dextres au Sud accompagnent le déplacement principal. La construction de la carte équilibrée du Subandin Sud entre 19° et 23° S a été effectuée en annulant successivement les mouvements de chacun des blocs, en partant des structures les plus externes sur lesquelles le déplacement est le plus faible, et en procédant de proche en proche sur les structures plus internes ; on a ainsi reconstitué la surface originelle du domaine Subandin Sud (Fig. 71). Cette carte fait apparaître, au Nord du domaine, une fracture orientée WSW-ENE qui limite un domaine nord, où les séries tertiaires ont été complètement érodées.

Il faut noter que pour les cartes paléogéographiques dépliées nous avons simplement déplacé les points d'informations (forages, points de contrôle de terrain) et ensuite interpolé entre ces points, ce qui exclut de positionner précisément d'éventuels accidents contrôlant la sédimentation. De plus, compte-tenu des interpolateurs utilisés, les épaisseurs peuvent localement avoir évolué entre formation actuelle et formation dépliée. Seules les grandes tendances présentées par ces cartes sont donc significatives.

### 2.- DISTRIBUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DES FORMATIONS.

#### 2.1. Période Oligocène-Miocène Inférieur, Formations Petaca/Areniscas et Naranjillos.

Le bassin de la série Petaca est alimenté par des sédiments provenant de l'érosion des séries paléozoïques et

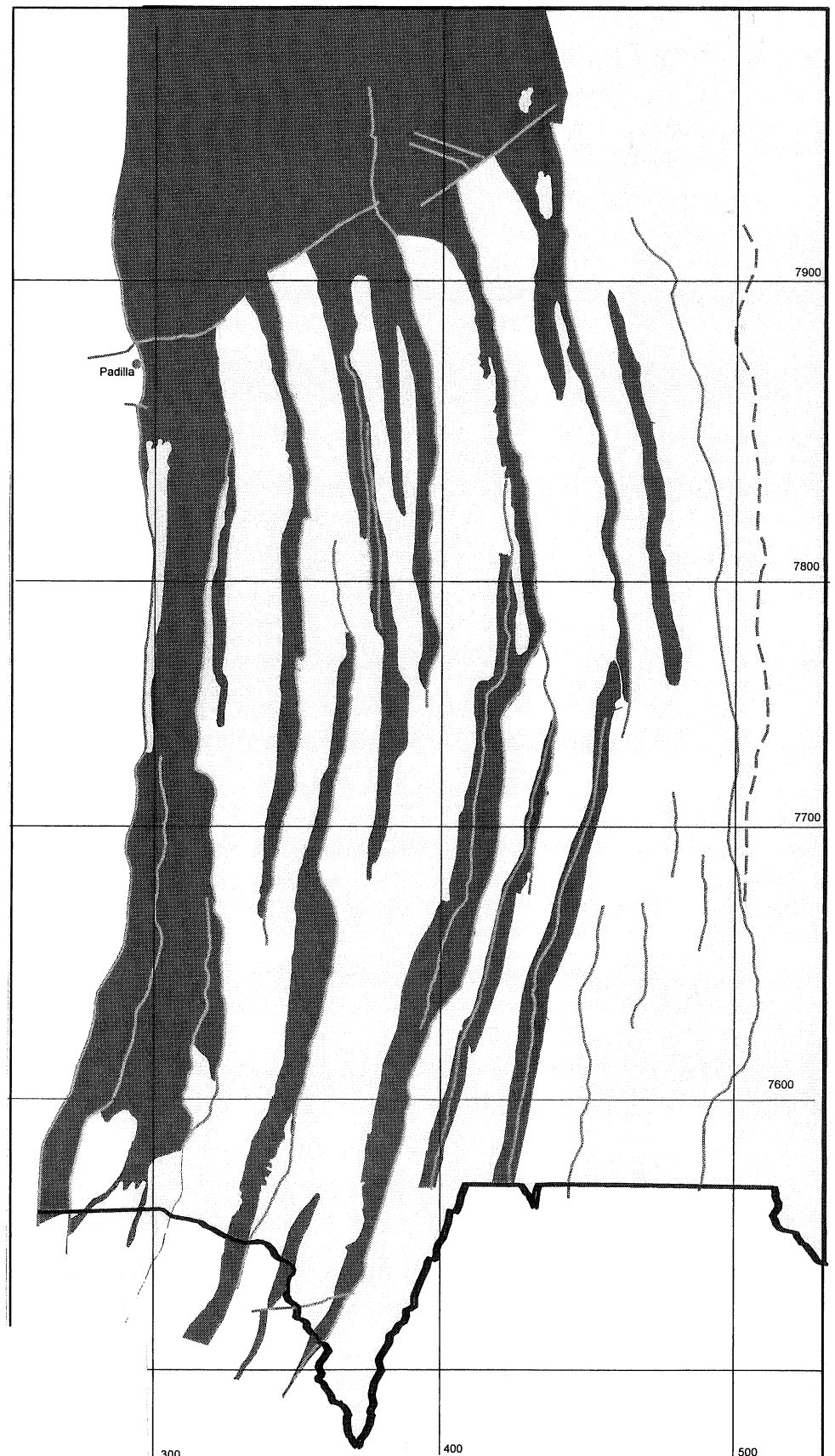
mésozoïques du domaine qui constitue aujourd'hui les Andes Orientales. Le premier épisode compressif andin est classiquement considéré comme datant de 27 Ma [Sempere *et al.*, 1990 ; Baby, 1995]. L'argument principal en faveur de cet âge repose sur la datation des premiers sédiments syn-orogéniques. La série de Petaca est datée grâce à des fossiles dans le Subandin Central et Sud ; les principales localités fossilifères où se trouvent des Vertébrés fossiles sont au Rio Gualberto, Yapacani, Quebrada Saguayo pour la partie centrale et Abapo et Cuevo dans le Sud. Toutes sont en fait localisées à la bordure orientale du Subandin. Ainsi la série qui apparaît en domaine plus interne n'est pas bien datée. Dans la mesure où un âge à  $24,4 \pm 1,3$  Ma est signalé dans un tuf de la formation Tariquia situé à quelques 350 m au-dessus de la Formation Petaca [Erikson comm. pers.], il est possible que la Formation Petaca "interne" soit un peu plus vieille que celle qui est datée par les fossiles à la bordure orientale du Subandin.

Elle serait alors diachronique. L'épaisseur des dépôts varie de 20 à 800 m (Fig. 72), ce qui traduit qu'ils se sont effectués dans un bassin assez vaste et dissymétrique. L'épaisseur maximale s'observe au Sud de la Bolivie entre 21° 30' S et 23° S ; l'axe du dépôt-centre principal est orienté N-S. Un second dépôt-centre est localisé dans la partie centre-nord du bassin grâce à une série de forages (Caranda X1, Moreno X1, Colpa X1, Naranjillos X1) avec une épaisseur maximale de 224 m. La frontière externe du bassin est assez bien tracée grâce aux forages et aux données sismiques. Enfin entre 18° S et 19° S existe une zone où la série est absente (forages Percheles X1 et Florida X1) probablement en raison d'une érosion due à la tectonique post-Petaca.

Quant à la Formation Naranjillos, sa distribution est restreinte à la partie centrale de la plaine, entre 16° 30' S et 18° 15' S, dans la zone du Boomerang (Fig. 73). Elle n'est pas connue dans les affleurements de la zone Subandine et seulement observée en forages. Son épaisseur varie de 10 à 50 m. Il s'agit de formations lacustres qui traduisent une probable période de calme tectonique. Elle dessine deux dépôts-centres, situés l'un au Nord-Ouest et l'autre au Sud du bassin. Elle représente la partie la plus distale du bassin Petaca à ses débuts.

La carte de la Formation «Petaca» restituée après dépliage (Fig. 74) tient compte à la fois de la formation Petaca s.s. et de la formation Naranjillos. Cette carte montre que le dépôt-centre principal ne se situe pas au niveau de la position restituée du CFP. Les épaisseurs sont par ailleurs modestes sauf à l'extrême Sud. Le caractère flexural du bassin n'est pas encore manifeste à cette époque. Le front actif se situe assez loin du domaine considéré et doit correspondre au chevauchement de la Cordillère Orientale. La comparaison des deux cartes (Fig. 74 et 72) suggère que les dépôts «Petaca» aient été érodés au Nord, ce qui est en bon accord avec des données traces de fission obtenues sur la série dévonienne [Geotrack, 1993], qui indiquent que celle-ci n'a pas été recouverte par plus de 500 à 600 m de couverture tertiaire.

FIG. 71 – Dépliage du système Subandin/Piedmont Sud.  
 Gris clair : zones avec sédiments tertiaires ; gris foncé : zones actuellement dépourvues de sédiments tertiaires ; trait tireté : limite est de la zone déformée ; traits renforcés : principales failles.





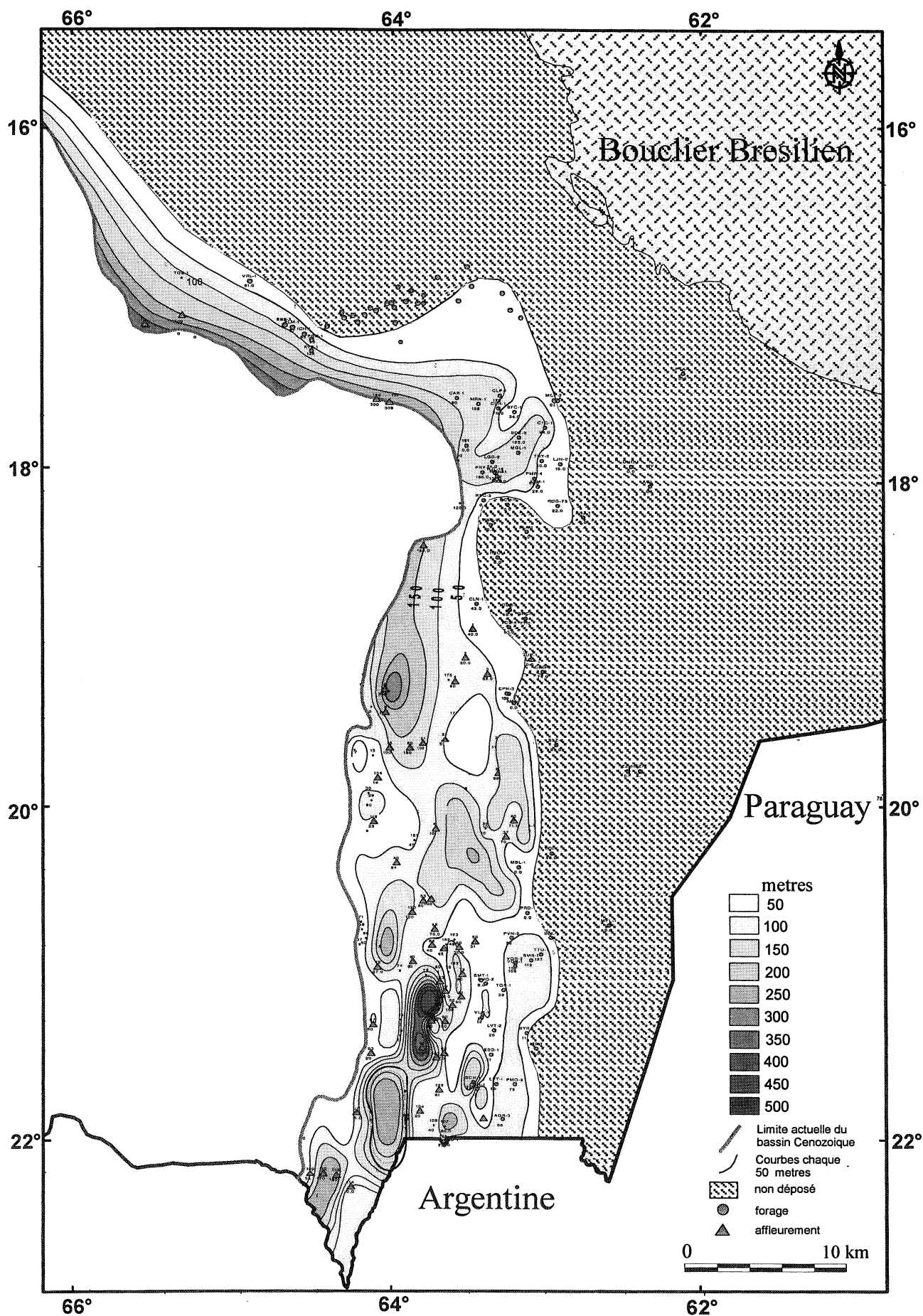


FIG 72 – Paléogéographie : Formation Petaca.  
Isobathes en mètres.

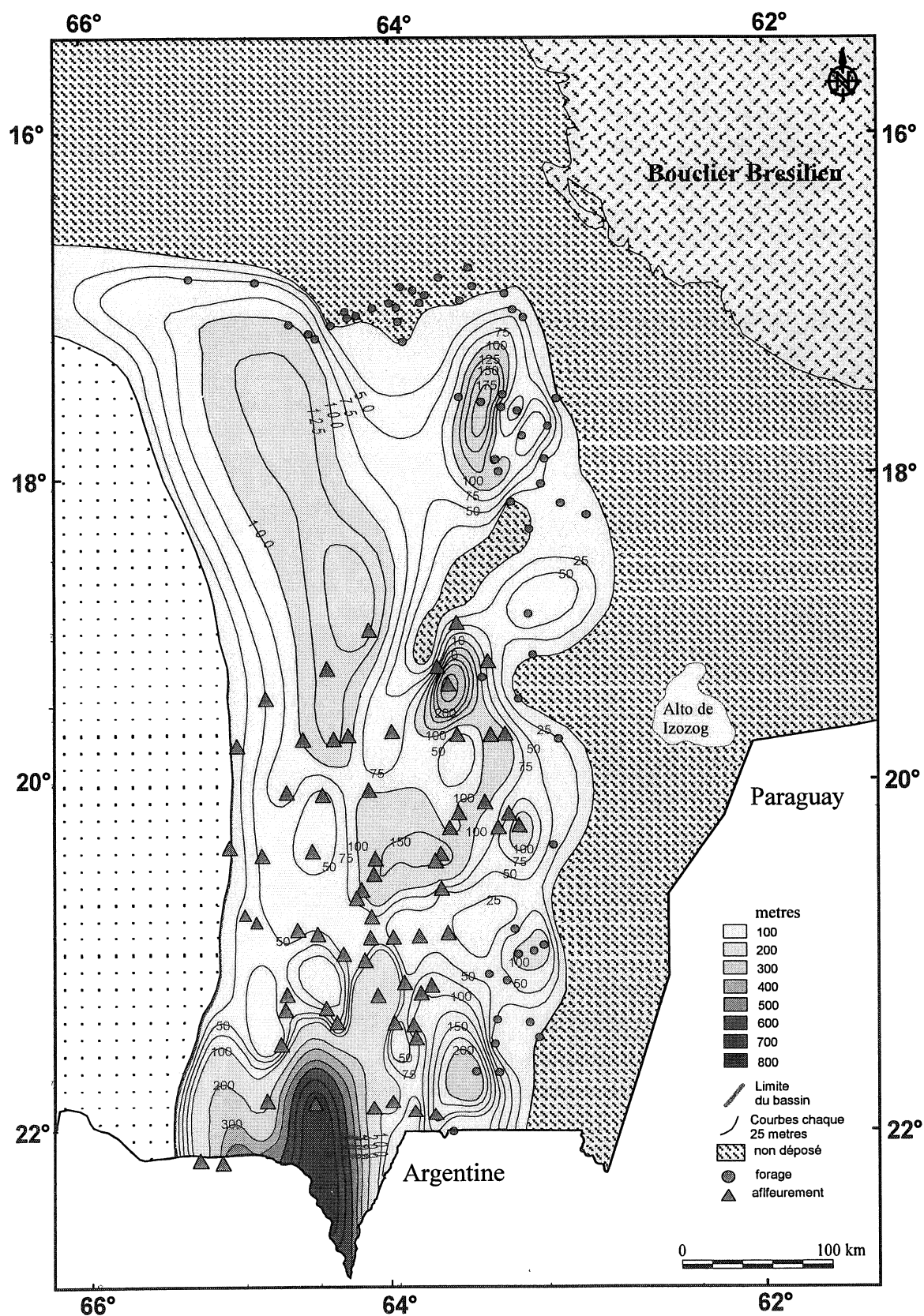


Fig. 73 – Paléogéographie : Formation Petaca dépliée.  
Isobathes en mètres.



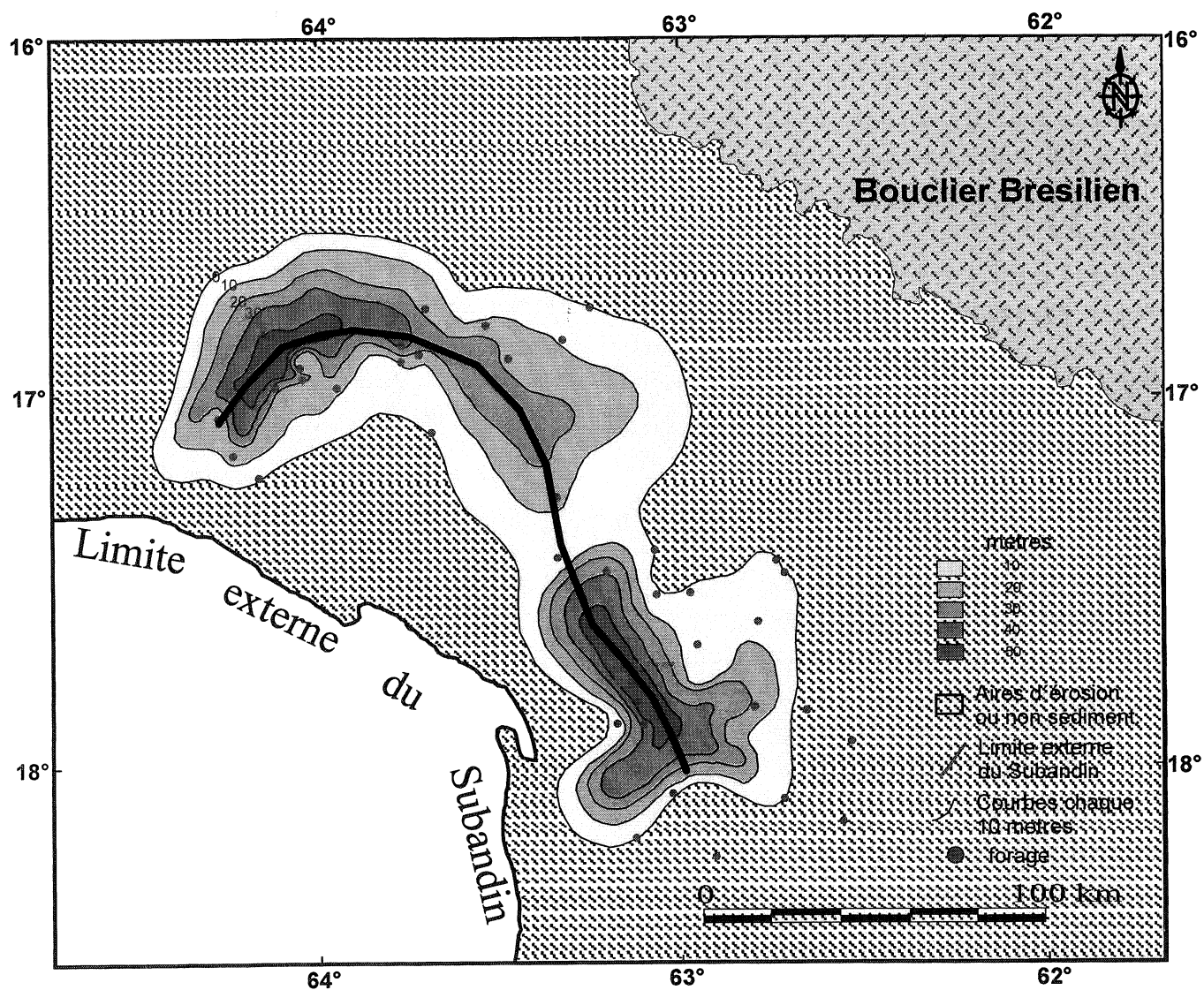


FIG. 74 – Paléogéographie : Formation Naranjillos. Isobathes en mètres.

## 2.2. Période Miocène Moyen-Supérieur, Formation Yecua.

La formation Yecua est caractérisée par une aire de sédimentation relativement réduite. Les dépôts sont essentiellement constitués par des faciès lacustres et fluviaux, mais avec quelques influences marines. Il existe deux dépôts-centres (Fig. 75). L'un est situé dans la partie Nord au niveau du Boomerang (forages Cascabel X1 et Yuquis X1) débordant sur le Chapare (forages Bulu-Bulu X1, Puerto Ramos X1 et Villaroel X1) avec une orientation moyenne WNW-ESE; l'épaisseur y atteint 280 m. Le second dépôt-centre, situé plus au Sud, est orienté N-S avec une épaisseur dépassant 380 m. La bordure externe du bassin est très bien connue grâce à de nombreux forages et aux données sismiques. La bordure interne du bassin paraît contrôlée par la faille Mandiyuti, située à une trentaine de km à l'Ouest du front Subandin. Cette série représente en fait un équivalent externe d'une partie, sans doute située à la base, de la Formation Tariquia.

La carte restituée après dépliage (Fig. 76) montre que la zone de dépôt-centre présente une analogie avec la forme du pourtour actuel du front Subandin, mais en étant décalée légèrement vers l'Ouest. Les épaisseurs demeurent cependant modestes. On peut toutefois proposer que cette formation représente les prémices du fonctionnement du bassin flexural. Rappelons que cette formation enregistre la «transgression Paranense» qui a intéressé tout le domaine du Piedmont Andin et qui est mise en relation avec le haut-niveau marin du Miocène moyen à 12 Ma.

## 2.3. Période Miocène Supérieur-Pliocène, Formation Tariquia.

Les dépôts de la formation Tariquia caractérisent une activité tectonique importante et proche de l'aire de dépôt. L'aire sédimentaire couvre un vaste domaine (Fig. 77). Au Sud et au centre, la limite orientale du bassin vient très près de la frontière avec la république du Paraguay. Au Nord la limite est toujours parallèle au Boomerang. Le bassin dans son ensemble reflète donc la courbure du Subandin. Dans la partie centrale du Subandin, au Nord du 19° S, les dépôts sont absents ; ceci reflète le jeu possible d'un système transpressif orienté NNE-SSW. Ailleurs les épaisseurs sont très importantes avec une zone de dépôts-centres orientée N-S où les épaisseurs dépassent parfois 3000 m (Fig. 78). La partie externe orientale du bas-

sin est très bien contrainte ; elle montre une zone haute orientée N-S située une centaine de km à l'Ouest de l'Alto de Izozog et qui représente un bombement externe. Tout ceci traduit l'installation du bassin flexural de la zone sud. Cependant le dépôt-centre est situé plus à l'Ouest que celui de la période miocène moyen-supérieur (formation Yecua). Ceci peut traduire soit un front tectonique plus interne qu'à la période précédente, soit un changement dans la répartition de la charge (géométrie des écaillés crustales) à cette époque.

## 2.4. Période Pliocène, Formation Guandacay.

Le bassin de la série Guandacay montre une géométrie similaire à celle du bassin Tariquia (Fig. 79 et 80). Les dimensions sont cependant plus vastes indiquant une progradation en direction du bouclier brésilien. Le remplissage est également plus important, dépassant 4000 m, ce qui, compte-tenu de la durée que représente la formation, implique un apport sédimentaire nettement plus élevé. La diminution progressive d'épaisseur en direction du bouclier brésilien montre bien le caractère flexural du bassin. Au Nord, le bassin a une direction NW-SE, parallèle au front actuel du Subandin et le dépôt-centre est situé sur le front. Au Sud existent deux dépôts-centres plus ou moins parallèles d'axe orienté N-S, dont le plus proche du front Subandin est à la fois le plus continu et le plus profond. L'Alto de Izozog représente le bombement externe, qui a donc migré vers l'Est par rapport à la période précédente. Au Nord du 19°S, les dépôts sont aussi absents (Fig. 79), illustrant la permanence du soulèvement sous l'effet du régime transpressif NNE-SSW.

## 2.5. Période Pliocène Supérieur-Quaternaire, Formation Emborozu.

La formation Emborozu, et son équivalent Tutumo dans le Nord, n'est définie que dans les bassins transportés. Elle indique que, désormais, le front Subandin est suffisamment en relief pour constituer une puissante barrière morphologique et piéger une partie des sédiments issus de l'érosion des reliefs plus internes de la Cordillère Orientale dans les bassins transportés. Dans le bassin d'avant-chaine, cette formation n'est pas distinguée ; la sédimentation correspondante correspond au sommet de la Formation Guandacay.



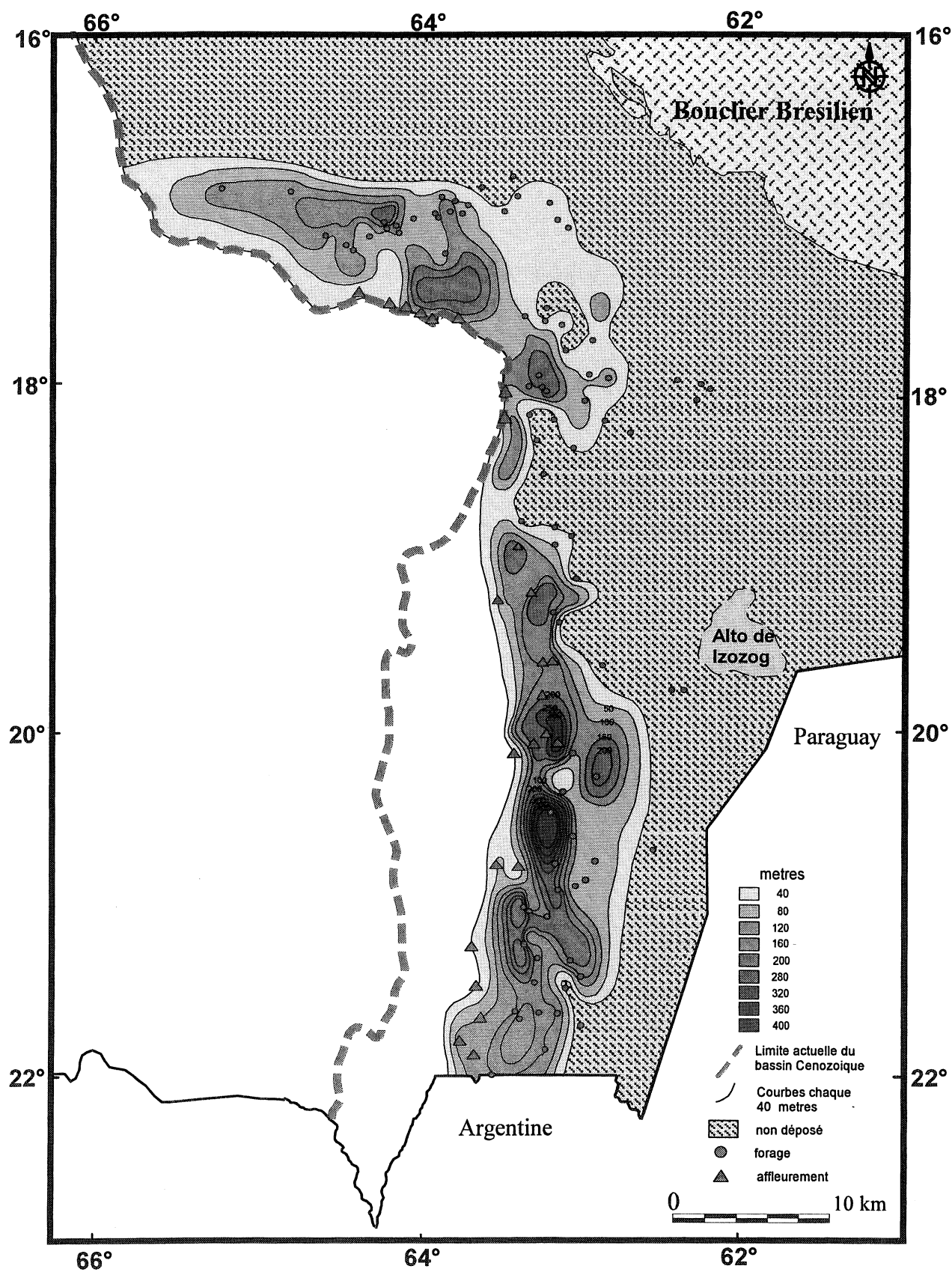


FIG 75 – Paléogéographie : Formation Yecua.  
Isobathes en mètres.

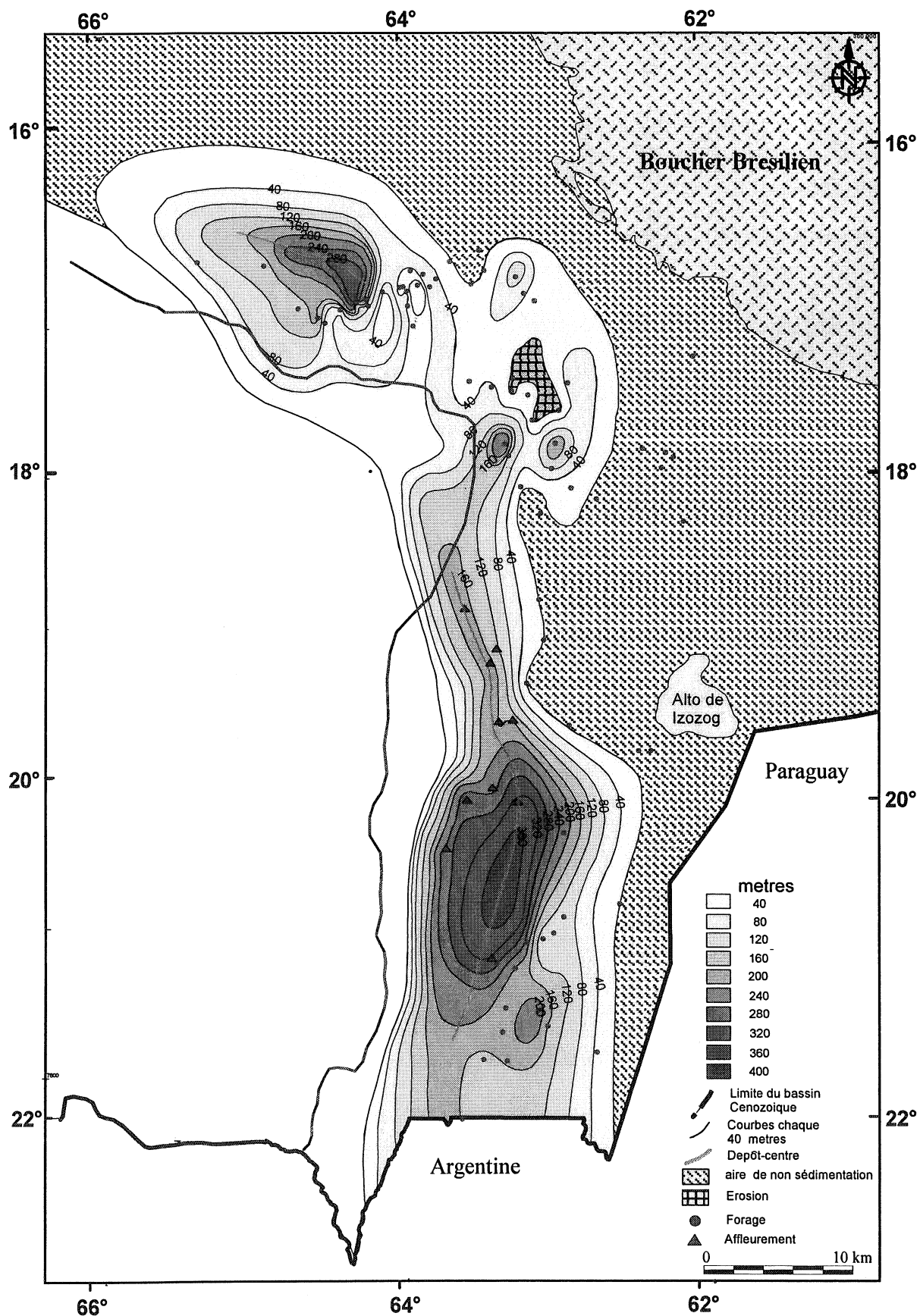


FIG 76 – Paléogéographie : Formation Yecua dépliée.  
Isobathes en mètres.



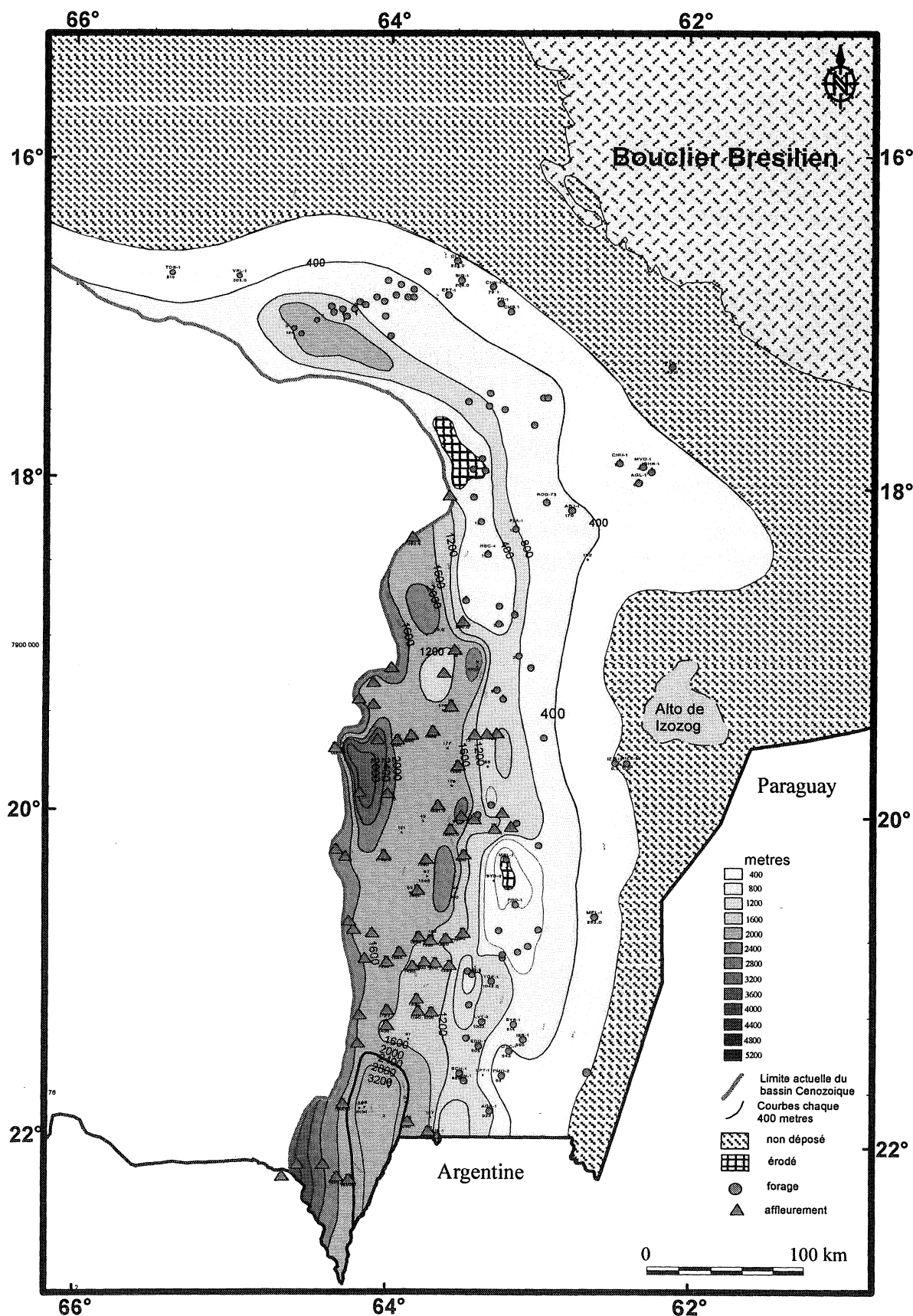


FIG. 77 – Paléogéographie : Formation Tariquia.  
Isobathes en mètres.

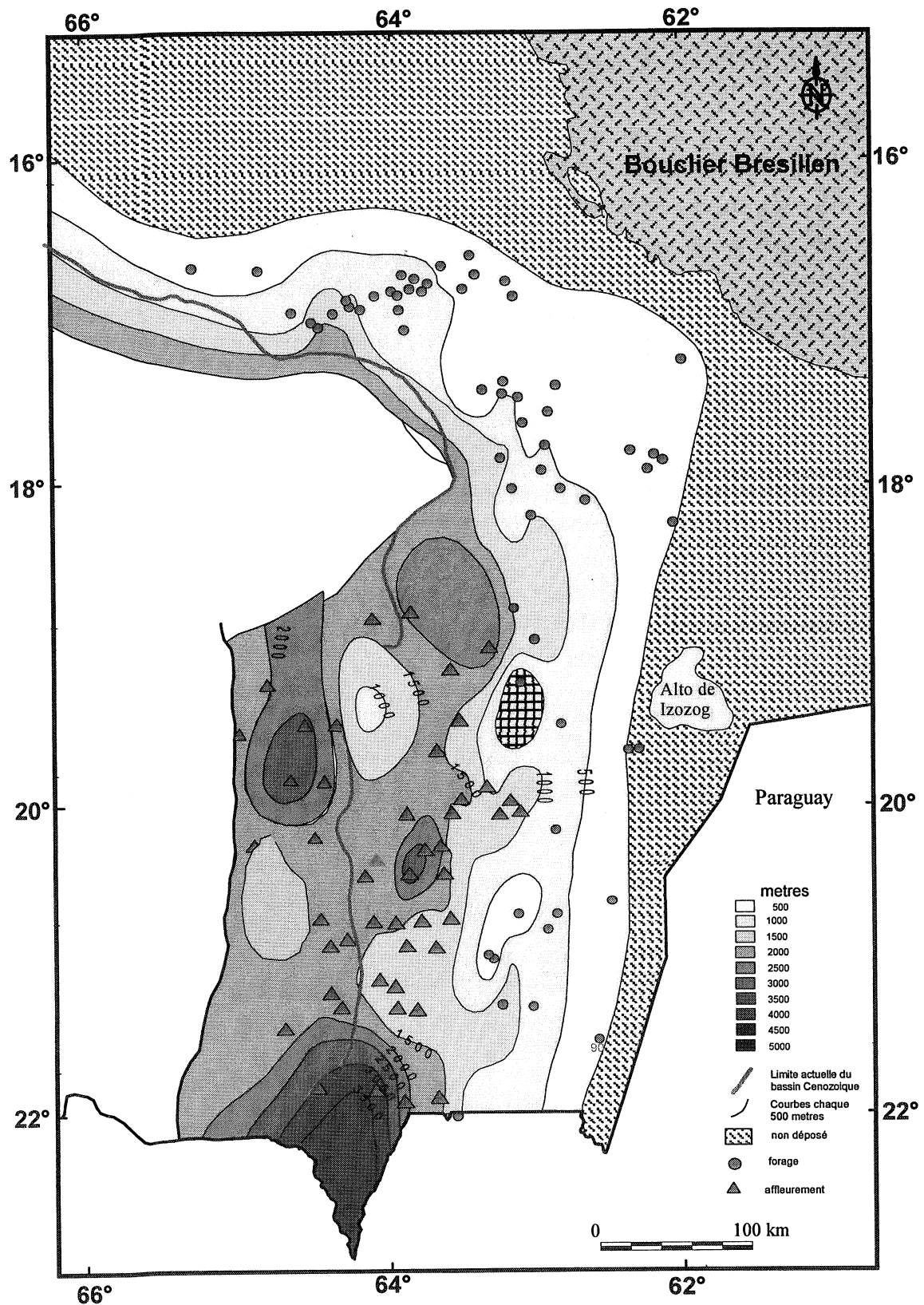


Fig. 78 – Paléogéographie : Formation Tariquia dépliée.  
 Isobathes en mètres.



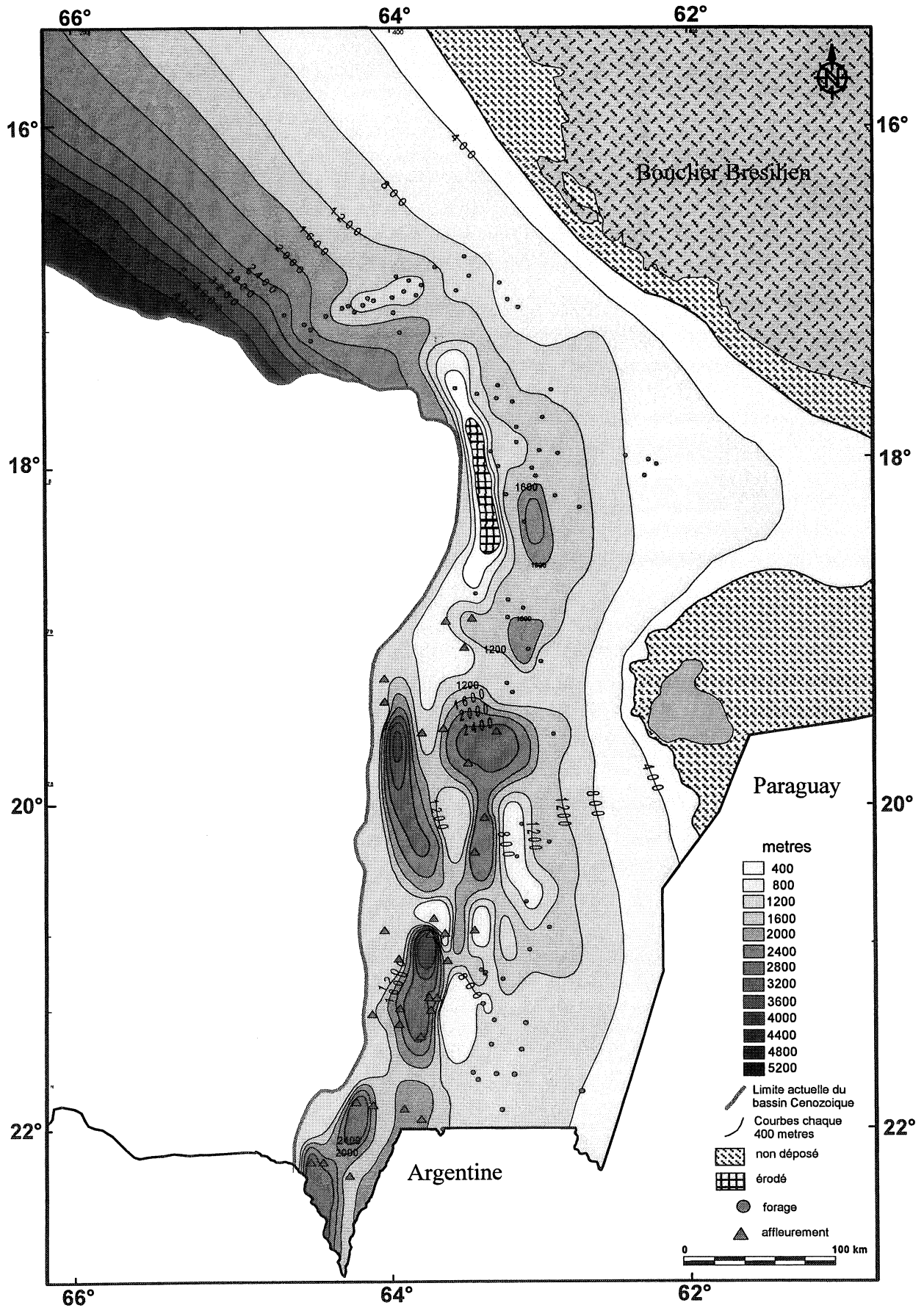


FIG 79 – Paléogéographie : Formation Guandacay.  
Isobathes en mètres.

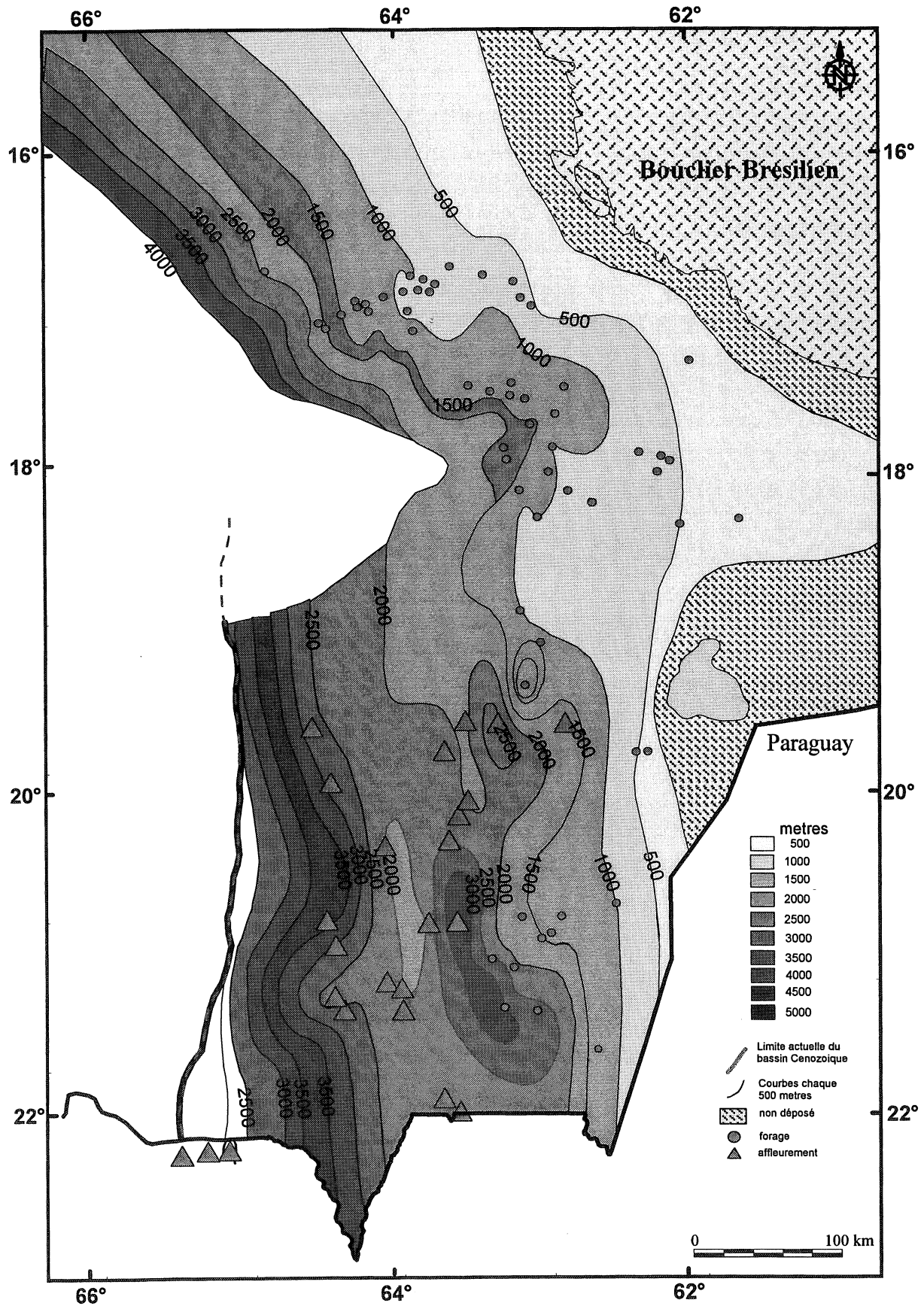


FIG. 80 – Paléogéographie : Formation Guandacay dépliée.  
Isobathes en mètres.



### 3.- SUBSIDENCE.

L'analyse de la subsidence de la lithosphère sous le bassin d'avant-pays et le système chevauchant du Subandin peut être approchée en faisant la somme des remplissages sédimentaires tertiaires dépliés [Mugnier et Ménard, 1985]. Cette façon de procéder néglige les différences d'altitude entre le dépôt des sédiments les plus externes et les plus internes ; elle néglige également l'épaississement tectonique qui se produit dans le système chevauchant durant le dépôt des sédiments. La première approximation surestime la subsidence, tandis que la deuxième la sous-estime. Cependant, dans le cas présent compte-tenu de l'importance de la tectonique dans la zone Subandine, le résultat obtenu sous-estime la subsidence.

La carte (Fig. 81) ainsi réalisée montre la dissymétrie claire du bassin, très subsident à l'Ouest où l'épaisseur cumulée dépasse 6500 m, faiblement subsident à l'Est vers le bouclier brésilien. Le bassin montre donc clairement un profil de flexion d'avant-chaîne qui correspond bien à sa situation géographique au front des Andes.

Pour affiner l'analyse temporelle de la subsidence, on a utilisé les données de différents forages localisés dans la zone de Piedmont et dans la plaine, qui ont été traités avec un programme de décompaction (Fig. 82). Nous avons mis en œuvre le logiciel Genex 1D pour la mesure de la subsidence tectonique, de l'enfouissement et du taux de sédimentation. Le cadre chronologique choisi est le suivant : base de la série tertiaire à 27 Ma ; base de l'ensemble Tariquia/Yecua à 12 Ma ; base de la Formation Guandacay à 6 Ma ; base de la Formation Emborozu à 3.0 Ma.

Dans les puits Villa Tunari-X1, San Juan-X2, et Cobra-X1 (Fig. 82) de la partie nord du bassin, les courbes de subsidence tectonique montrent pendant le dépôt de la Formation Tariquia une augmentation progressive de la subsidence associée à l'activité tectonique et qui s'intensifie encore au cours du dépôt de la Formation Guandacay.

Dans la partie Sud du bassin on a utilisé les diagraphies des forages La Palmita-X1 et Bordo Alto-X1 (fig. 82) pour obtenir les courbes de subsidence tectoniques.

Les taux de subsidence durant le dépôt des formations Guandacay et Tariquia ont ainsi été estimés entre 250 m/Ma et 750 m/Ma. Un pic plus intense, de plusieurs milliers de mètres par Ma a été calculé aux environs de 3-4 Ma. Il correspond à une subsidence momentanée très intense. Cependant l'intensité de ce pic peut avoir été accentuée par une mauvaise estimation de la durée de dépôt de cette tranche sédimentaire.

Les effets de la subsidence tectonique dans le bassin Cénozoïque sont également visibles dans la partie interne du Subandin, où plus de 6500 m de sédiments continentaux ont été déposés. Des variations du taux de sédimentation sont mises en évidence grâce à la disposition des dépôts-centres. Dans cette partie du bassin, la subsidence est aussi contrôlée par la tectonique. La partie supérieure de la série Tertiaire (Formation Emborozu) y est constituée par des dépôts conglomératiques, qui représentent l'enregistrement d'une période d'intense activité tectonique, caractérisée entre autre par l'érosion des structures anticlinales du Subandin.

Consulter : Zubietta-Rossetti D., Baby P. & Mugnier J.L. [ 1996]. – Cenozoic evolution of the Andean Foreland basin between 15° 30' and 22°S. 3° *Int Symp. Andean Geodyn.*, Saint Malo, 529-532.

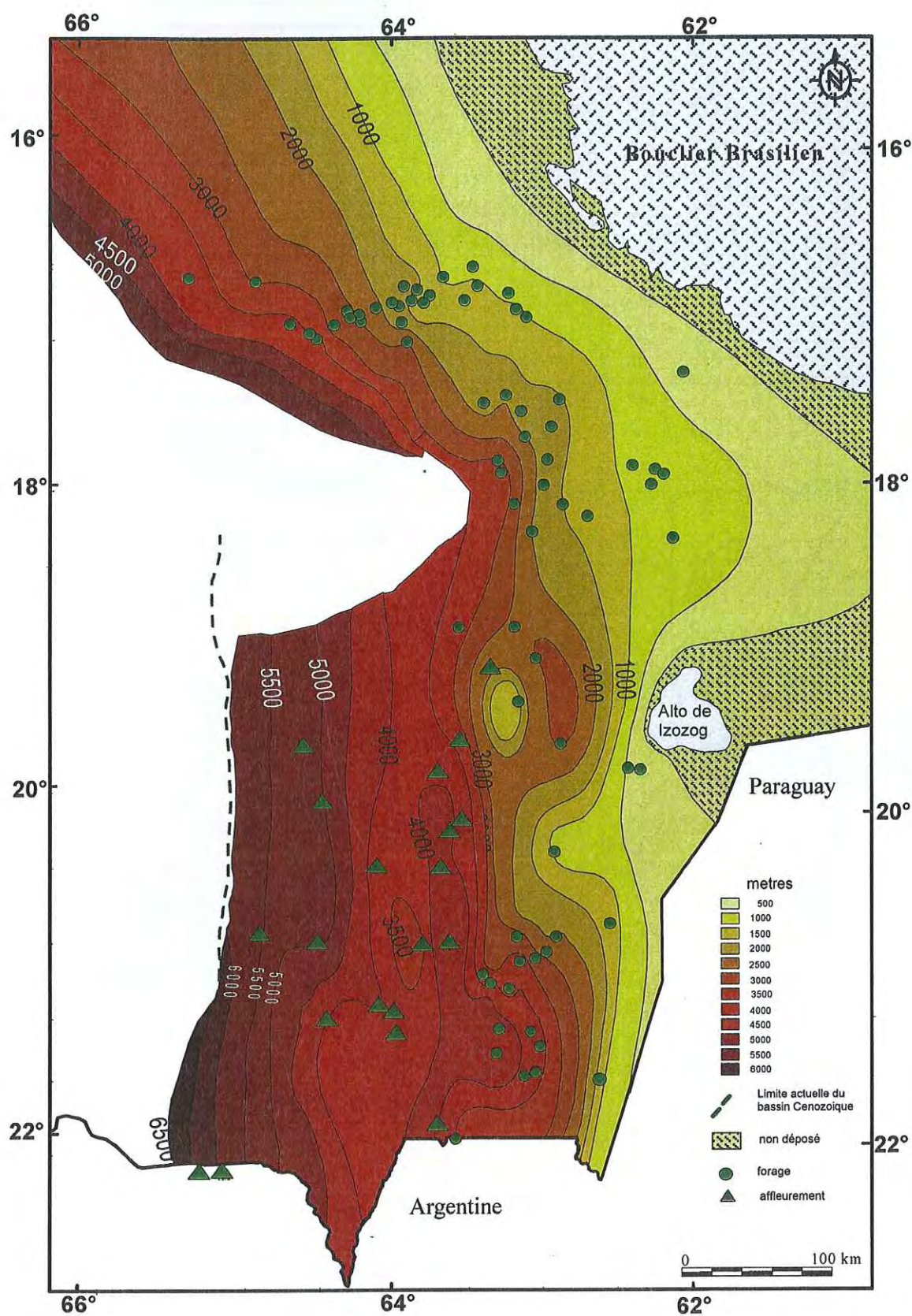


FIG 81 — Subsidence de la lithosphère de l'Avant-Pays Andin déduite de la paléogéographie du bassin tertiaire déplié.  
Isobathes en mètres.



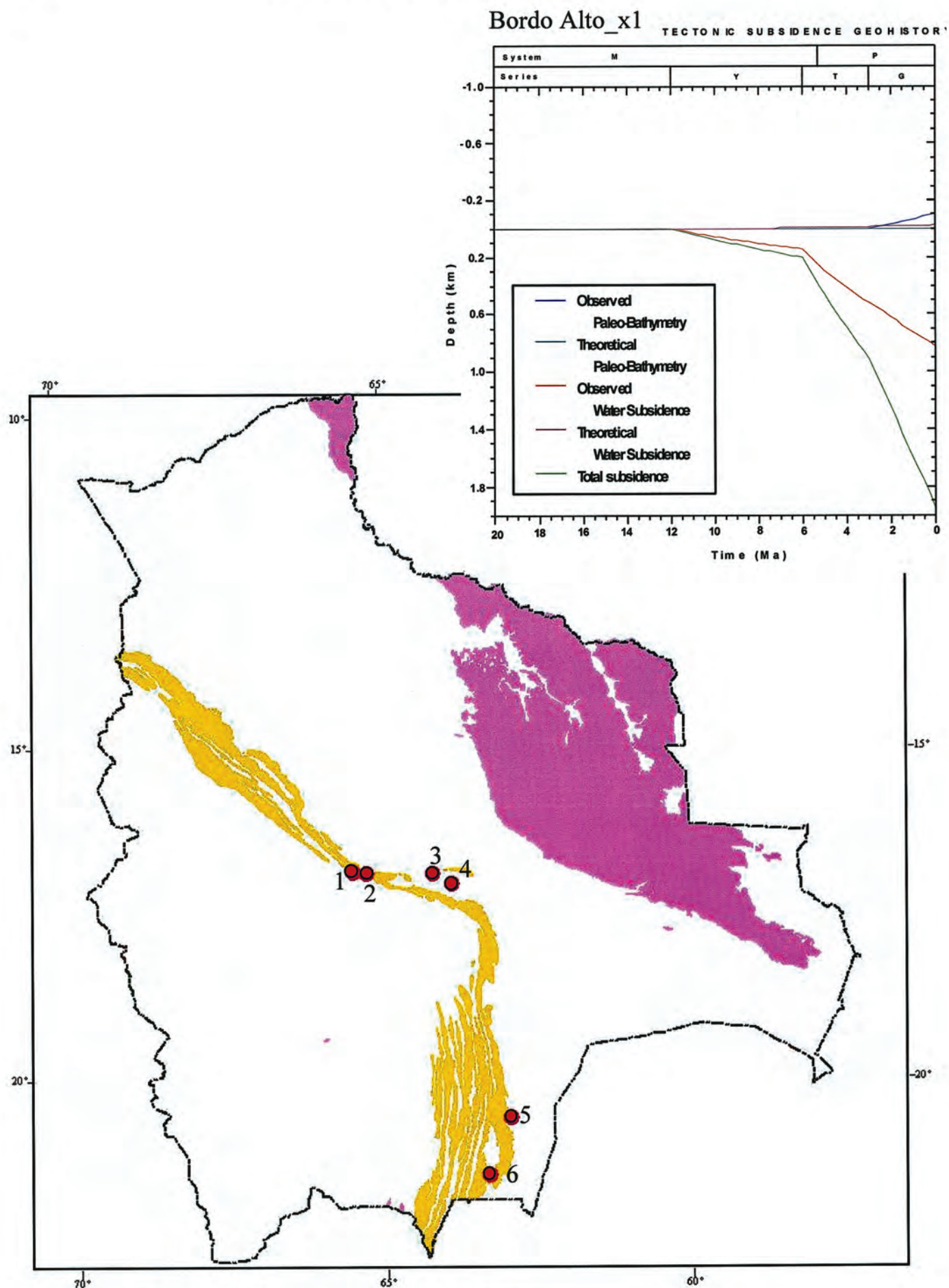


FIG. 82 – Exemples de calcul de subsidence dans le bassin d'Avant-pays Andin.

Localisation des forages utilisés : 1: Villa Tunari ; 2: Sinahora ; 3: Cobra ; 4: San Juan ; 5: Bordo Alto ; 6: La Palmita

## Villa Tunari-X1

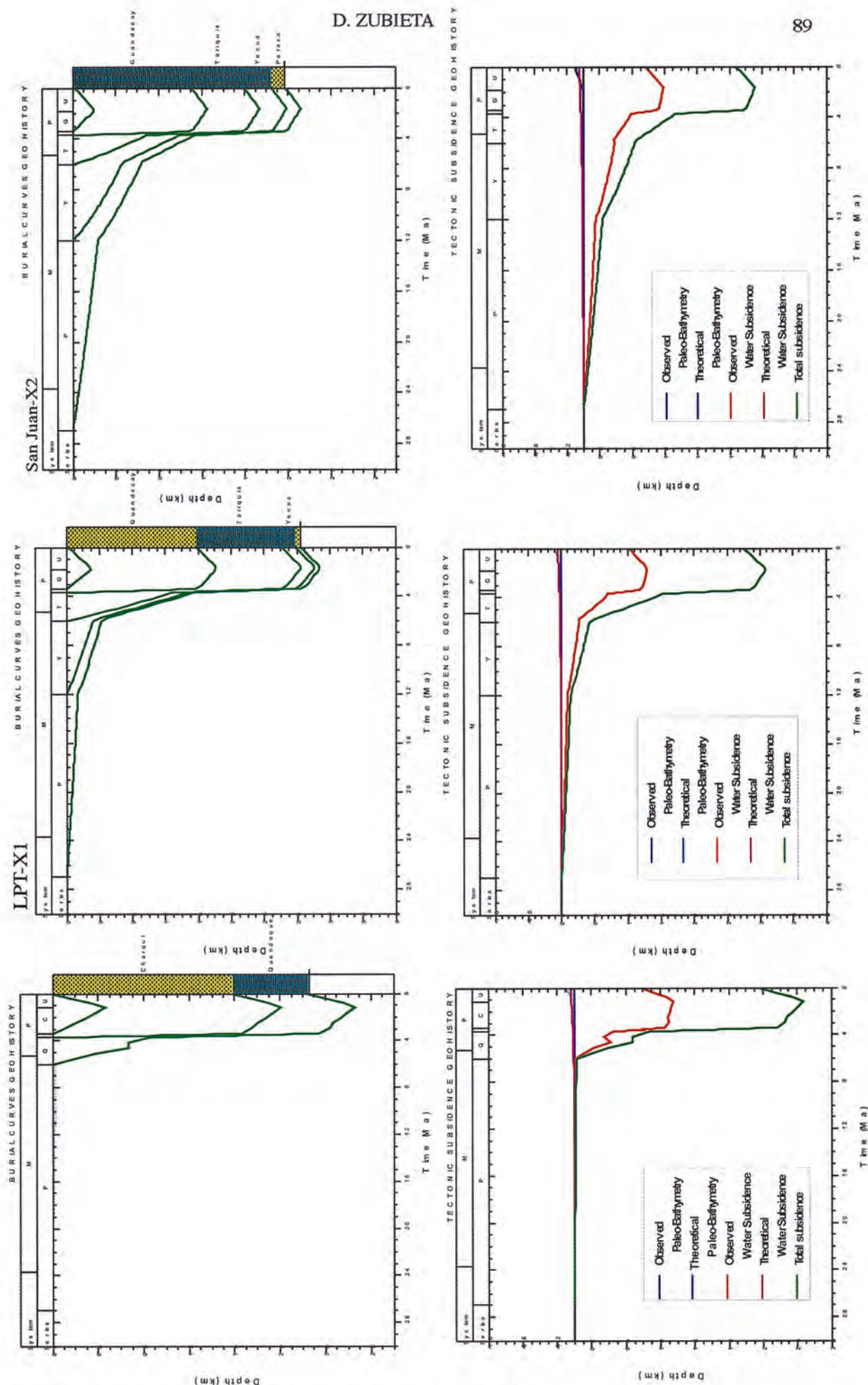


FIG. 82— Exemples de calcul de subsidence dans le bassin d'Avant-pays Andin (suite).



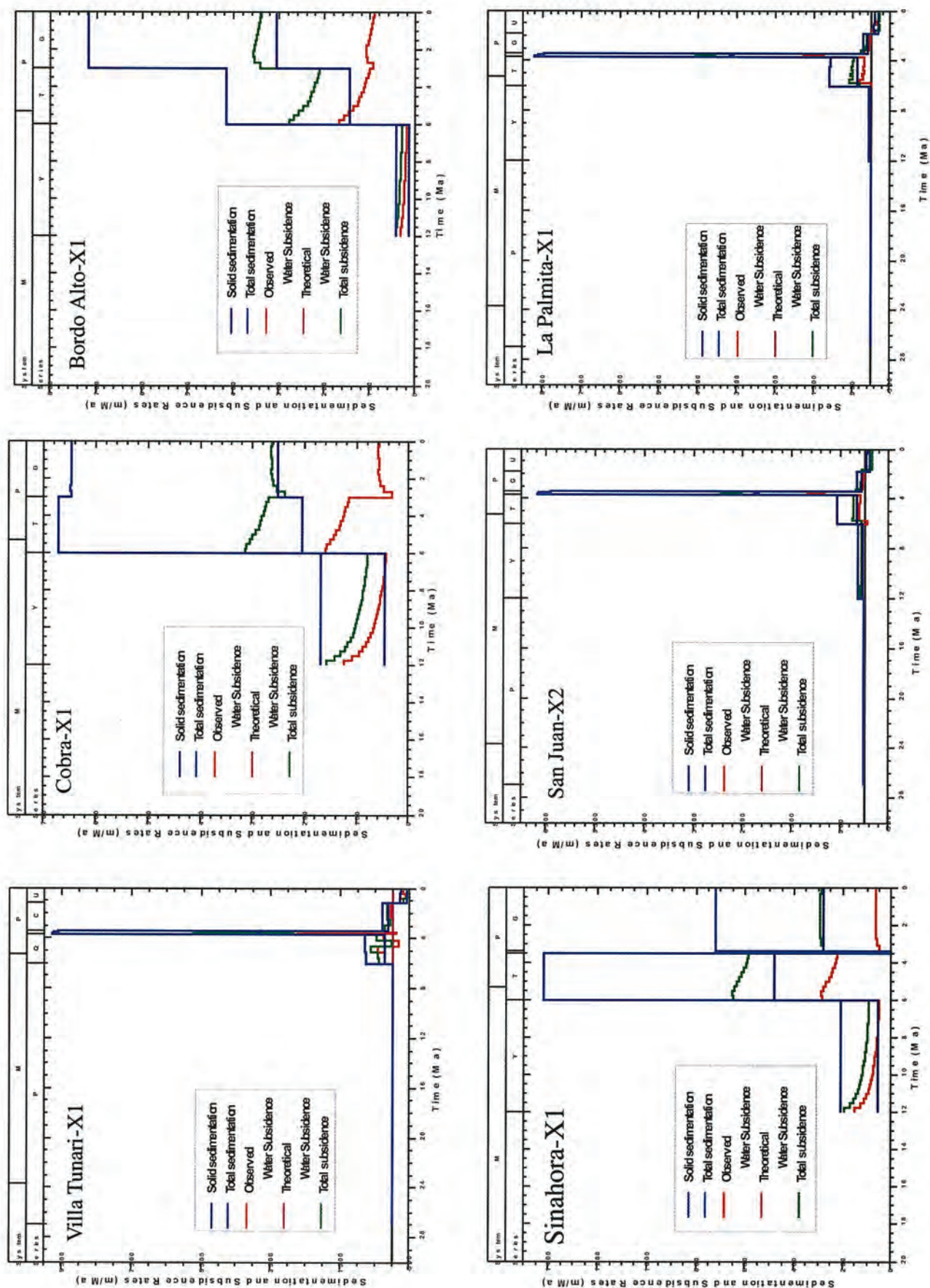


FIG. 82 – Exemples de calcul de subsidence dans le bassin d'Avant-pays Andin (suite).

#### 4.- EROSION

##### 4.1. L'érosion de la chaîne.

L'érosion d'une chaîne dépend de multiples paramètres d'ordre tectoniques (hauteur des reliefs, pentes, vitesses de croissance), physiques (érodabilité des matériaux), climatiques (volume et fréquence des précipitations, températures, végétalisation) qui sont par ailleurs plus ou moins inter-dépendants.

L'érosion dans la chaîne Andine a été analysée dans le but de caractériser la surrection de la chaîne [Walker, 1949 ; Sébrier *et al.*, 1988 ; Servant *et al.*, 1989 ; revue in Gregory-Wodzicki, 2000], en particulier pour préciser l'effet de cette surrection sur le climat mondial [Ruddiman et Kutzbach, 1989 ; Molnar et England, 1990 ; Masek *et al.*, 1994]. Il en ressort que l'ensemble de la chaîne formait déjà un relief, il y a 25 Ma, puis que l'ensemble, et en particulier la Cordillère Orientale, a subi une importante surrection depuis 10 Ma. Ces conclusions, déjà présentées par Marshall et Sempere [1991], sont en bon accord avec les observations effectuées dans le bassin tertiaire, puisque l'essentiel de son remplissage est constitué par les Formations Tariquia/Quendeque (datées entre 12 et 6 Ma) et Guandacay/Charqui (datées entre 6 et 0 Ma).

Plus récemment on a tenté d'élaborer des bilans de transfert de matière au niveau des Andes. Deniaud [2000] et Deniaud *et al.* [1999, 2000] ont établi un tel bilan en Equateur, montrant que la sédimentation dans le bassin d'avant-pays équatorien (Oriente) a été importante à partir du Miocène moyen (14 Ma), cependant que dans ce bassin le Plio-Quaternaire correspond à un épisode denon-dépôt, voire d'érosion.

Pour une approche quantifiée de l'érosion, un bon moyen d'analyse paraît être d'évaluer les volumes déposés. Cela nécessite de disposer d'un système clos. Le bassin Amazonien paraît représenter une bonne cible [Baby *et al.*, 2000]. En effet, selon Hoorn *et al.* [1995], les communications entre l'Amazonie et l'Atlantique n'ont été établies qu'au Miocène supérieur, ce qui permet de supposer que le bassin Beni-Chaco a bien recueilli la totalité des produits d'érosion de la chaîne jusqu'à cette date. Après le Miocène supérieur, il est probable qu'une partie du matériel érodé ait été évacué jusque dans le cône de l'Amazonie ; le système clos a changé de configuration. Toutefois, l'existence d'une zone de seuil au niveau de Santa Cruz (Fig. 26), permet de considérer que le bassin du Chaco représente un système clos, ou presque, en ce qui concerne le Pliocène (Fm. Guandacay).

Le Subandin Sud et une partie de la Cordillère Orientale sont essentiellement drainés par trois bassins-versants (Fig. 83) ; celui du Rio Grande est le principal ; un peu plus au Sud se situe le bassin du Rio Parapeti qui se perd dans les Bañados del Izozog. L'extrême Sud est drainé par le Rio Pilcomayo affluent du Parana ; il représente le seul risque d'évacuation d'une partie du matériel à l'extérieur du bassin sédimentaire. Toutefois, la topographie de la région parcourue par le Pilcomayo à sa sortie du Subandin, laisse présager que la plus grande partie de la charge solide reste dans le bassin. Cependant, pour éviter le biais que cette exportation éventuelle pourrait induire, les évaluations ont été effectuées sur la partie du bassin située au Nord de l'actuelle ligne de partage des eaux entre le Rio Pilcomayo et l'ensemble Rio Grande/Rio Parapeti.

| Bassin    | Age | Volume de remplissage | Densité moyenne | Flux de matière | Erosion moyenne     |
|-----------|-----|-----------------------|-----------------|-----------------|---------------------|
|           | Ma  | km <sup>3</sup> /Ma   |                 | t/Ma            | t/a/km <sup>2</sup> |
| Guandacay | 6   | 14200                 | 2.1             | 3,00E+13        | 350                 |
| Tariquia  | 12  | 13500                 | 2.2             | 3,00E+13        | 352                 |
| Petaca    | 27  | 590                   | 2.5             | 1,50E+12        | 17                  |

TAB. 1 – Volumes sédimentaires piégés dans l' Avant-Pays Andin de Bolivie.

| Bassin versant        | Surface         | Charge en suspension | Charge de fond    | Charge dissoute | Erosion moyenne      |
|-----------------------|-----------------|----------------------|-------------------|-----------------|----------------------|
|                       | km <sup>2</sup> | E6 t/an              | 10 % charge susp. | E6 t/an         | t/an/km <sup>2</sup> |
| Rio Grande            | 107 000         |                      |                   |                 |                      |
| Rio Grande (Abapo)    | 59800           | 125                  | 12,5              | 3,2             | 2353                 |
| Rio Beni (Angosto)    | 74 500          | 165                  | 16,5              | 5               | 2503                 |
| Rio Pilcomayo (Villa) | 81 300          | 72                   | 7,2               | 2,9             | 1009                 |
| Amazonie (embouchure) | 6112000         | 1200                 | 120               | 290             | 263                  |

TAB. 2 – Caractéristiques des Rio Grande, Beni et Pilcomayo.

Consulter : Baby P., Guyot J.L., Deniaud Y., Zubieta D., Christophoul F., Rivadeneira M. & Jara F. [2000]. – The High Amazonian basin : tectonic control and mass balance. *Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, Manaus.



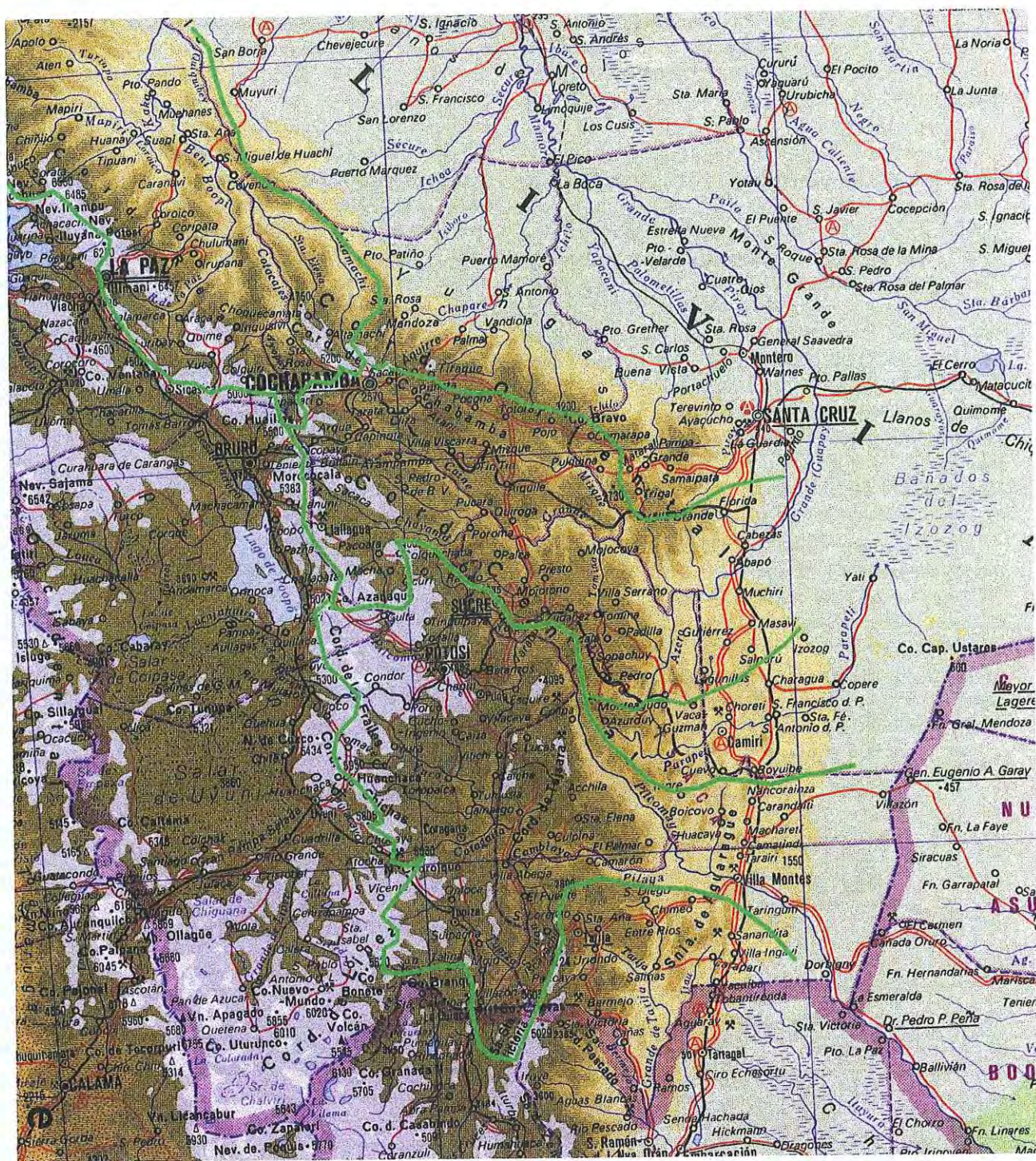


FIG. 83 – Bassins versants des rio Grande/Rio Parapeti, rio Beni et rio Pilcomayo.



Pour l'ensemble de la série tertiaire, le volume actuel est de l'ordre de  $150.000 \text{ km}^3$ , dont environ  $85.000$  pour la seule Formation Guandacay, et  $55.000$  pour la Formation Tariquia; le reste, soit environ  $10.000 \text{ km}^3$  représente la Formation Petaca. En fonction des âges retenus (base Petaca à 27 Ma, base Tariquia à 12 Ma et base Guandacay à 6 Ma) on aboutit à des taux de remplissages de l'ordre de l'ordre de  $590 \text{ km}^3/\text{Ma}$  pour la Formation Petaca,  $13500 \text{ km}^3/\text{Ma}$  pour la Formation Tariquia et  $14200 \text{ km}^3/\text{Ma}$  pour la Formation Guandacay. Pour transformer ces volumes en masse il faut tenir compte de la compaction progressive [Métivier, 1996] qui fait évoluer les densités. Nous avons considéré que la densité moyenne des sédiments Petaca était de 2.5, celle de la formation Tariquia 2.2, et celle de la formation Guandacay 2.1.

La surface du domaine montagneux drainé étant voisine de  $85.600 \text{ km}^2$ , on arrive donc à des taux d'exportation de l'ordre de  $17 \text{ t/Ma/km}^2$  pour la Formation Petaca,  $352 \text{ t/a/km}^2$  pour la Formation Tariquia, et  $350 \text{ t/a/km}^2$  pour la Formation Guandacay. Ceci indique que l'érosion des Andes n'est clairement enregistrée qu'à partir de 12 Ma dans le bassin d'avant-pays, et qu'elle est relativement constante sur ces 12 Ma.

Ces valeurs sont à comparer aux évaluations de volumes évacués par les cours d'eau. On dispose de données pour le Rio Grande, le Beni et l'ensemble de l'Amazone [Guyot, 1993 ; Guyot *et al.*, 1990, 1993 ; Summerfeld et Hulton, 1994]. Par ailleurs le matériel véhiculé sur le fond, qui représente une part importante du contenu sédimentaire du bassin; il est généralement estimé à 35% de la charge solide [Milliman et Meade, 1983]; toutefois dans le cas des rivières amazoniennes Guyot [1993] l'évalue à 10%. Ceci permet d'estimer que les valeurs d'érosion actuelle pour les bassins du Beni et du Rio Grande sont près de dix fois supérieures à celles estimées à partir des taux de remplissage des formations Tariquia et Guandacay.

Cette différence peut s'expliquer de plusieurs manières.

Il existe tout d'abord des biais méthodologiques :

- L'hypothèse que la totalité des sédiments soit piégée dans le segment du bassin considéré, n'est peut-être pas vérifiée ; Guyot [1993] l'évalue à 75%;

- La superficie du bassin versant a pu varier au cours du temps ; si la ligne de crête entre Altiplano et versant est des Andes [Rochat, 2000] et le réseau de drainage [Horton et De Celles, 2001] semblent ne pas avoir évolué depuis le milieu du Tertiaire, une grande partie du Subandin, aujourd'hui soumis à l'érosion, constituait alors le substratum du bassin; ceci induit un facteur de correction de 2.

- La proportion de zone montagneuse dans ce bassin versant s'est accrue au cours du temps ;

- Le bassin du Beni pourrait s'éroder beaucoup plus rapidement que les bassins situés plus au Sud [Masek *et al.*, 1994] ; toutefois les valeurs relatives au Rio Grande (table 1) sont proches de celles du Beni, davantage que de celles du Pilcomayo, qui draine un domaine caractérisé par une plus grande aridité.

Malgré ces nombreuses raisons, qui rendent difficile

la comparaison des taux d'érosion passés avec les taux actuels, la différence importante - au moins de 350 à 2400  $\text{t/Ma/km}^2$  - suggère un réel accroissement de l'érosion pour la période actuelle. Un tel accroissement est mis en évidence sur de nombreuses chaînes de montagne [Hay, 1992; Peizhen *et al.*, 2001] pour la périodes quaternaires et semble indiquer un accroissement de l'efficacité des agents érosifs pour cette période.

## 4.2. Erosion et Tectonique.

### 4.2.1. Introduction.

L'érosion exerce un contrôle sur la géométrie des structures et l'évolution cinématique des chaînes de montagne [Dahlen *et Suppe*, 1988 ; Beaumont *et al.*, 1992 ; Norris et Cooper, 1997 ; Mugnier *et al.*, 1994]. Tantôt elle permet que se maintienne un «prisme critique», ce qui provoque le transfert de la déformation au front du prisme et assure donc la propagation de l'édifice montagneux vers l'avant-pays. Tantôt elle abaisse la pente du prisme montagneux au-dessous de la valeur de pente critique («prisme sous-critique»), induisant une localisation de la déformation à l'intérieur même du prisme, et donc une stabilité relative de la position du prisme montagneux par rapport à l'avant-pays. Plus rarement elle peut aboutir à une situation «sur-critique», ce qui se traduit encore par une localisation de la déformation et par la naissance de nouvelles structures au front du système montagneux [Mugnier *et al.*, 1994 ; Huyghe *et al.*, in press].

L'étude de la série tertiaire du Subandin et du bassin Chaco-Beni fournit des contraintes importantes pour préciser l'évolution du prisme montagneux constitué par la Cordillère Orientale et le Subandin [Mugnier *et al.*, 1997; Horton, 1999 ; Leturmy *et al.*, 2000]. Horton [1999] appuie son analyse sur des données de topographie, taux de précipitations, taux de dénudation, relations dénudation/sédimentation, pour conclure à un contrôle important de l'érosion sur la géométrie et la cinématique à long terme de la chaîne. Il fonde ses conclusions sur le fait que les deux tronçons de la chaîne, Nord de la Cordillère Orientale et Subandin Nord d'une part, Sud de la Cordillère Orientale et Subandin Sud de l'autre, présentent à la fois des différences structurales et un fort contraste d'érosion. Il faut cependant noter qu'il sous-estime fortement l'érosion du domaine Sud en ne considérant que le bassin versant du Pilcomayo, qui effectivement draine un domaine aride, et en ne prenant pas en compte les Rio Grande et Parapeti qui drainent vers le Chaco le Subandin Central et une bonne moitié du Subandin Sud. De même il sous-estime fortement le remplissage sédimentaire du bassin du Chaco, qui est crédité d'une épaisseur maximale de Néogène de 3000 m, en ne tenant pas compte des séries tertiaires actuellement incorporées au prisme montagneux. Leturmy *et al.* [2000], en se fondant sur des observations dans le Subandin (Fig. 84) et des modélisations analogiques et numériques, montrent que l'érosion tend à faciliter la réactivation des structures, alors que la sédimentation tend à provoquer le déplacement du front orogénique et donc la naissance de nouvelles structures.

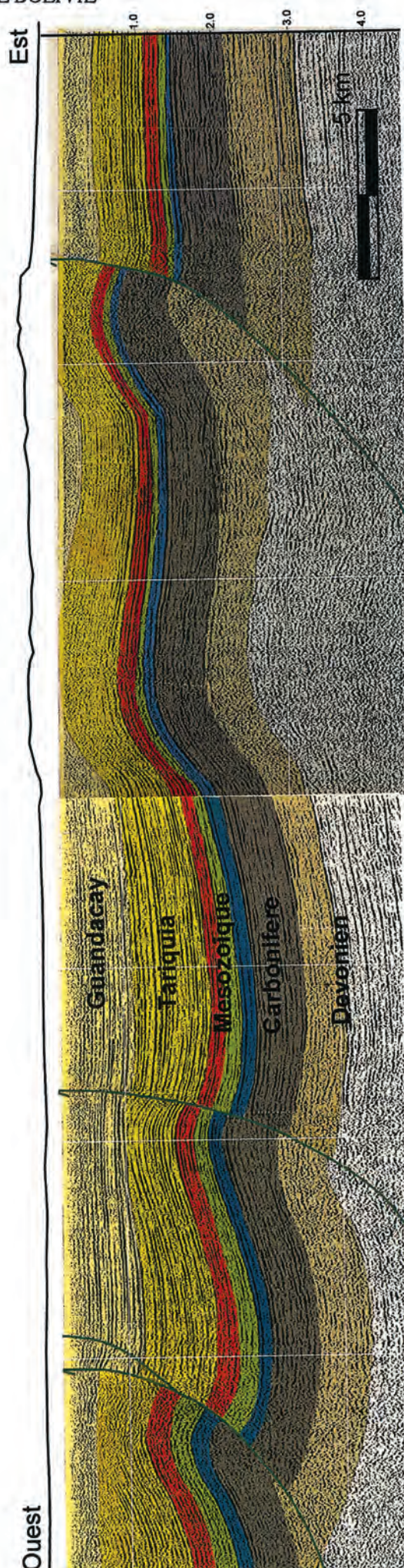


#### 4.2.2. Contrôle des structures par l'érosion dans le Subandin.

Dans le Subandin Sud, on observe très fréquemment des variations importantes d'épaisseur de la Formation Tariquia, dues à un épisode d'érosion ante-Guandacay (Fig. 33 et 48). Il est souvent possible de mettre en relation ce phénomène avec un épisode de structuration dans le Subandin et dans le Piedmont. Ainsi le profil du Piedmont illustré sur la figure 84, montre une activation précoce et la formation d'un pli de propagation au niveau de la faille la Vertiente, pendant le dépôt de la Formation Tariquia, qui montre des variations d'épaisseur de part et d'autre de la faille et un éventail sédimentaire à l'arrière. En même temps, ou peu après, la crête anticlinale est érodée. Le soulèvement régional responsable de cette érosion est nécessairement lié à l'activation d'une structure située plus en avant. Celle-ci ne peut être que la faille frontale du Piedmont : la faille Capirenda. La Formation Guandacay se dépose ensuite et enregistre un nouvel éventail à l'arrière de la faille la Vertiente, manifestant ainsi une nouvelle activation de cette structure, alors que le remplissage à l'arrière de la faille Capirenda est parallèle. Une réactivation postérieure de la faille Capirenda se produit ensuite, et entraîne l'érosion de la Formation Guandacay.

En même temps, ou peu après, la faille Villamontes est activée à l'arrière. Enfin le bombement topographique correspondant à la faille Capirenda, indique que celle-ci est encore en cours de croissance de nos jours, induisant une érosion du Tertiaire dans tout le Piedmont. Le même type d'observation est effectué dans le Subandin Sud (Fig. 25). Les coupes situées les plus au Sud, montrent de fortes variations d'épaisseur de la Formation Tariquia de part et d'autre des failles Incahuasi et Yanguillo, qui indiquent leur activation pendant, ou peu après, son dépôt et avant celui de la Formation Guandacay. Elles ont ensuite été réactivées après le dépôt de celle-ci, et à nouveau après la mise en place des structures plus externes qui les déforment (Caipipendi et Charagua). L'activation des structures apparaît donc comme essentiellement hors séquence, ce qui suggère un fonctionnement de prisme sous-critique. L'érosion paraît ainsi contrôler la localisation des structures actives.

FIG 84 – Profil sismique régional dans le Piedmont Sud. Le profil orienté W-E montre la croissance progressive des structures dans le Piedmont; le profil topographique (trait noir au dessus du profil sismique) indique que les structures orientales sont encore en cours de croissance, induisant une érosion du tertiaire du bassin d'avant-chaîne, alors que les structures occidentales sont scellées.





Dans le Subandin Nord, l'analyse de détail des on-lap de la Formation Quendeque [Leturmy, 1994] le long de la coupe de Lliquimuni (Fig. 84) montre que la propagation des structures s'est effectuée en deux temps séparés par une période d'érosion. Une première période d'activation a vu la mise en place des structures les plus externes, permettant la formation de bassins transportés au dos des anticlinaux. Ces bassins ont été en partie alimentés par l'érosion des structures elles-mêmes. L'activation des structures internes s'est produite ensuite. Le système a donc fonctionné en séquence rétrograde, ce qui suggère,

là encore, un fonctionnement de prisme sous-critique. Ces observations sont en bon accord avec les résultats des modélisations analogique et numérique [Leturmy, 1997; Leturmy *et al.*, 2000].

Ces conclusions sont en partie en accord avec les résultats de Horton [1999] qui conclut à un système de prisme sous-critique avec fort contrôle de l'érosion pour le Subandin Nord. Elles sont cependant en contradiction avec celles de ce même auteur qui voit dans le Subandin Sud un prisme critique peu affecté par l'érosion.

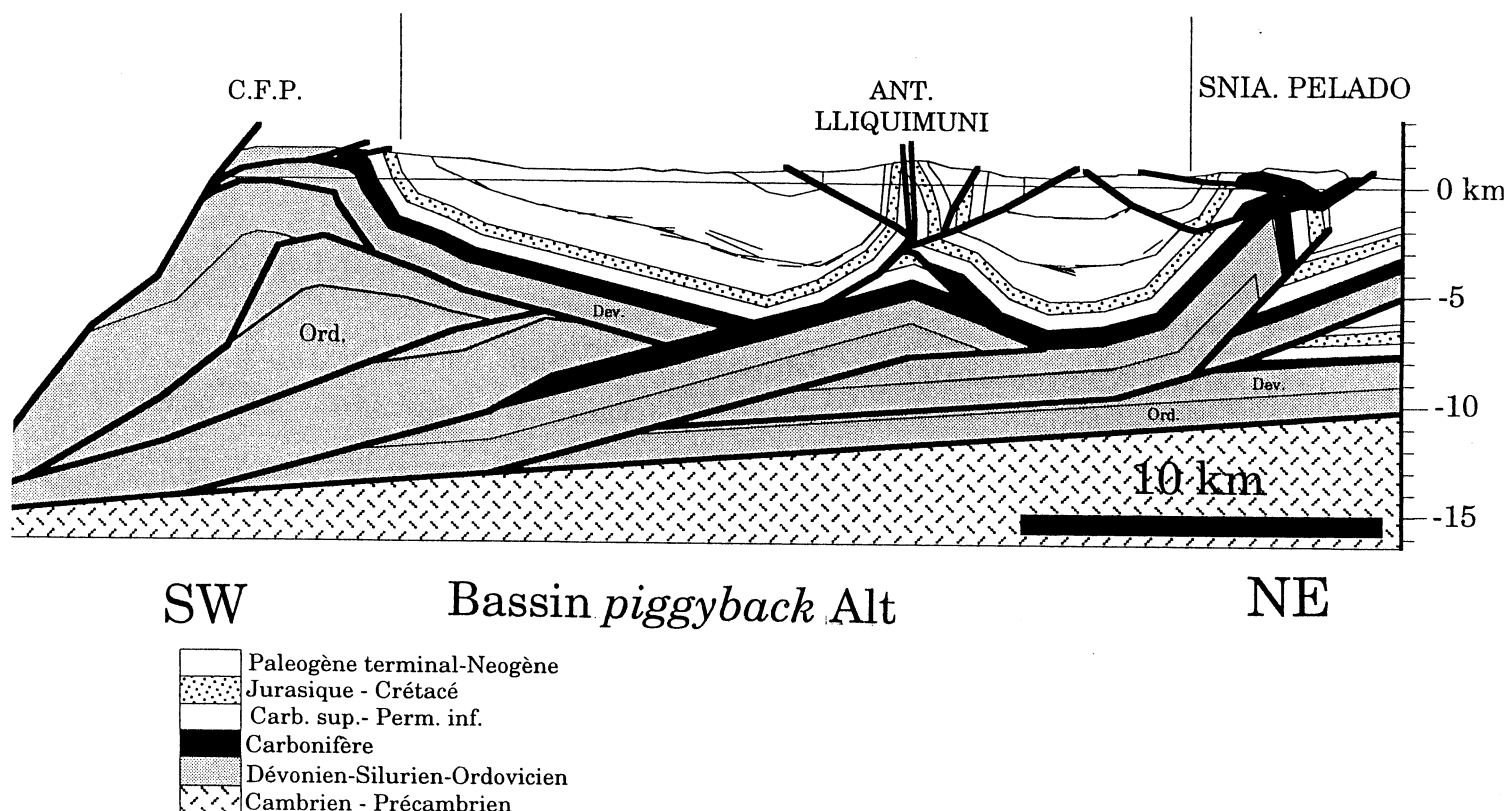


FIG. 85 – Détail de biseaux dans la série tertiaire de l'Alto Beni.

#### 4.2.3. Contrôle de l'érosion par la structure : le Coude de Santa Cruz.

La région du Coude de Santa Cruz offre la particularité de ne montrer que très peu d'affleurements tertiaires dans le Subandin (Fig. 21). Le Tertiaire apparaît dans le Piedmont, mais les données de sismique (Fig. 23) et de terrain montrent qu'il est profondément érodé. Les cartes paléogéographiques des séries tertiaires (Fig. 78 et 80) montrent bien ce phénomène, et mettent en évidence un domaine relativement surélevé, limité au Sud par une zone de relais de failles, et au Nord par le front Subandin. Cette région est précisément celle où s'effectue le changement de cinématique (Fig. 31 et 32), le Subandin Nord se déplaçant suivant la direction N 40, alors que le Subandin Sud se déplace en direction N 90. En régime d'étalement

gravitaire un tel dispositif structural devrait engendrer un système distensif, et donc tendre à préserver les séries tertiaires. Le seul régime tectonique compatible avec le système observé est celui de la poussée arrière. Il nécessite que le Subandin décollé soit poussé vers l'Est par un poinçon arrière, qui ne peut être que la Cordillère Orientale. Celle-ci présente une arcature, probablement héritée de son histoire antérieure. Cette arcature est transmise au Subandin, et même accentuée ; mais elle n'est vraisemblablement pas un dispositif originel. Le Coude de Santa Cruz représente donc un arc en compression, un arc forcé, un orocline au sens de Carey [1955], contrairement à l'opinion de Sheffels [1995]. La partie centrale de cet arc présente un excès de matière ; cet excès est évacué par deux processus : la tectonique (décrochements conjugués, Fig. 31, Baby *et al.*, 1993, 1994) et l'érosion (Fig. 81).



## CHAPITRE 7 LE POTENTIEL PETROLIER DES SEDIMENTS TERTIAIRES DANS LE PIEDMONT ET L'AVANT-PAYS ANDIN

### 1.- LE BASSIN D'AVANT-PAYS ANDIN.

L'ensemble d'avant-pays (Subandin et bassin) situé à la bordure externe orientale des Andes Centrales recèle un très important système pétrolier. Cependant, malgré une continuité d'ensemble de la situation géodynamique, les conditions varient tout au long du bassin, et en particulier l'âge des roches mères [revue *in* Pindell et Tabbutt, 1995]. Les coupes de la figure 87, toutes redessinées à la même échelle, permettent de mettre en évidence les contrôles structuraux majeurs. Ceux-ci sont de trois ordres. En premier lieu, l'héritage structural conditionne non seulement la géométrie des bassins, mais aussi la localisation des structures ; ceci est particulièrement net en Bolivie comme on l'a vu plus haut. D'autre part, la lithosphère de l'avant-pays montre des variations de rigidité ; il n'existe en effet de véritable bassin flexural que jusqu'au Nord de l'Argentine, c'est-à-dire là où la lithosphère fléchissante est celle du bouclier brésilien. Enfin la dimension de la chaîne paraît également jouer un rôle important ; le changement de structure au Nord de l'Argentine correspond en effet à une zone où l'épaississement crustal andin et la largeur de la chaîne sont moindres.

### 2.- LES HYDROCARBURES DANS LE BASSIN D'AVANT-PAYS BOLIVIEN.

#### 2.1. Introduction

Les recherches récentes ont permis de préciser les caractéristiques des systèmes pétroliers et le potentiel de génération d'hydrocarbures que présente le Bassin d'Avant-Pays Andin de Bolivie (Subandin et Plaine). Dans leur totalité, l'huile et le gaz, générés dans les bassins situés l'Est des Andes Orientales en Bolivie, sont associés à des roches-mères présentes dans les séries argileuses paléozoïques [Baby *et al.*, 1994, 1995 ; Dunn *et al.*, 1995 ; Moretti *et al.*, 1995, 1996 ; Montemurro et Aguilera, 1994 ; Aguilera, 1995 ; Peters *et al.*, 1997].

Dans le Subandin, le Piedmont et la Plaine, les hydrocarbures sont piégés dans des niveaux de grès développés dans les séries paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques (Fig. 86). Comme on le verra, les hydrocarbures ont été formés à plusieurs époques, dans des configurations structurales différentes de l'actuelle. La déformation Andine ne permet pas d'expliquer tout le flux d'hydrocarbures. Ceux-ci ont été mobilisés antérieurement au cours d'une première phase, et l'analyse des relations entre génération, expulsion, migration et piégeage constitue un problème complexe.



FIG. 86 – Suintement d'huile dans le Tertiaire au niveau des fondations d'un pont sur le Rio Kerosene, Route Palos Blancos-Yucumo.

Dans ce chapitre, nous chercherons à expliquer la richesse des roches-mères paléozoïques, à préciser l'histoire thermique du bassin et à mettre en évidence le timing du piégeage dans les différents domaines structuraux.

#### 2.2. Géochimie et roches-mères.

La première donnée à obtenir en Géochimie Pétrolière est la valeur du Carbone Organique Total (COT). Ensuite la pyrolyse (Rock Eval) donne une information sur la richesse de la roche-mère, le type de kérogène et le niveau de maturité thermique (T max). La pyrolyse est donc un indicateur direct de la potentialité de la roche-mère. Le pic S1 représente les hydrocarbures libres, le pic S2 les HC générables et le pic S3 le CO<sub>2</sub> obtenu à partir du kérogène dans la phase initiale de chauffage.



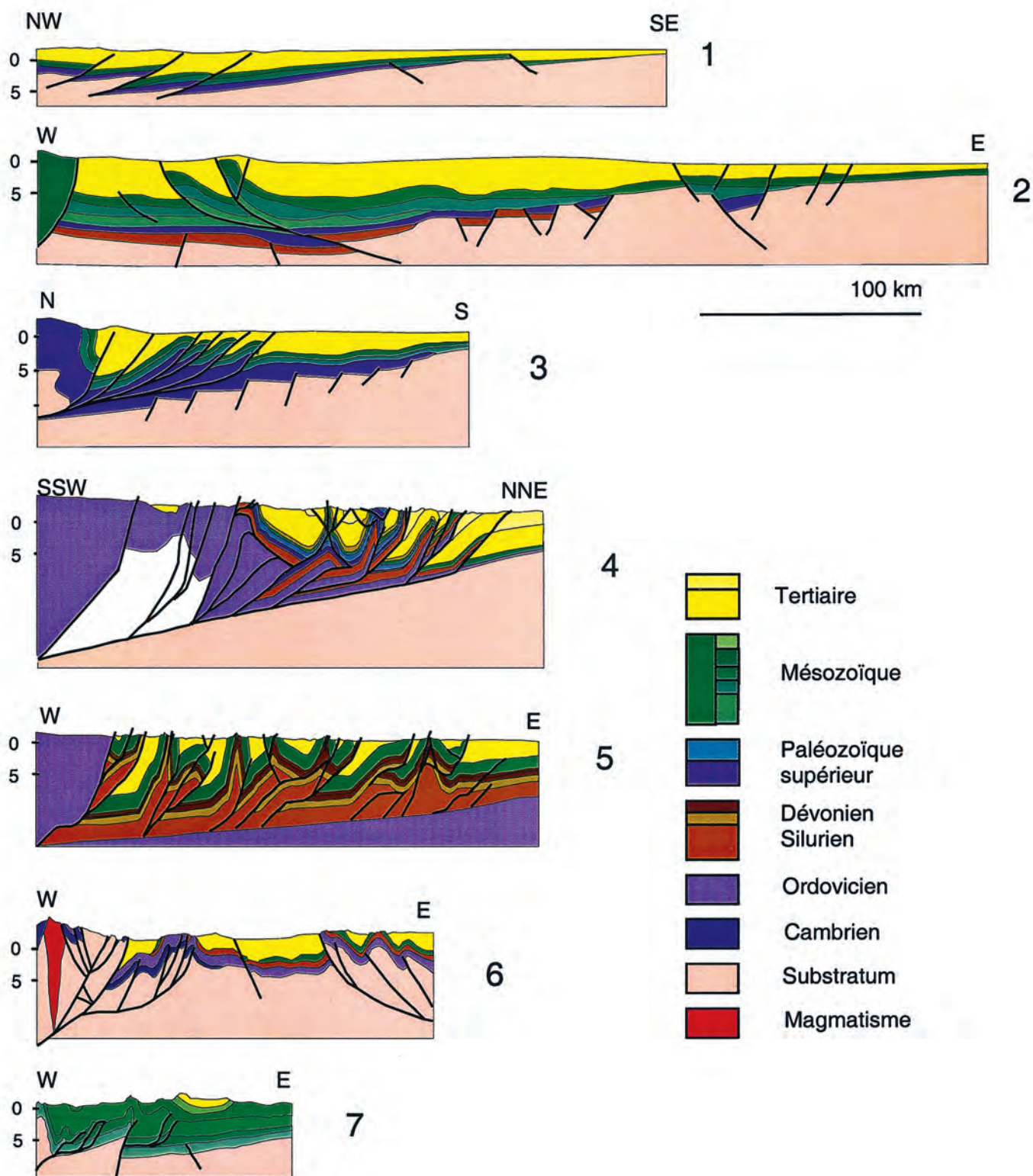


FIG. 87 – Coupes dans le bassin d'Avant-Pays Andin.  
Toutes les coupes ont été redessinées à la même échelle.

1 : Bassin Lanos-Barinas-Apure [modifié d'après Alves, 1989] ; 2 : Bassin Marañon [modifié d'après Mathalone et Montoya, 1995] ; 3 : Bassin Ucayali [modifié d'après Mathalone et Montoya, 1995] ; 4 : Subandin Nord de Bolivie (Bassin Beni) cf. fig. 7 [modifié d'après Baby, 1995] ; 5 : Subandin Sud de Bolivie (bassin Chaco) cf. fig. 8 [modifié d'après Moretti *et al.*, 1996] ; 6 : Argentine Nord [modifié d'après Mon et Salfity, 1995] ; 7 : Bassin de Neuquen [modifié d'après Uliana et Legaretta, 1993].



Les roches-mères de Bolivie, mis à part les Formations Eslabon-Flora du Crétacé Supérieur dans le Subandin Nord et Molino-Chaunaca dans l'Altiplano, sont constituées par des niveaux d'argiles développés dans la série paléozoïque. Le plus ancien de ces niveaux est représenté par les argiles de la Formation Kirusillas, d'âge ludlovien (424 Ma) ; il s'agit de dépôts de plate-forme marine ; ils sont présents dans la Cordillère Orientale, le Subandin et le sous-sol du Piedmont et de la Plaine du Chaco. Dans les colonnes stratigraphiques de Pojo et de Tarabuco, ces argiles siluriennes sont sur-matures.

Le potentiel et la richesse de cette série sont bien mis en évidence grâce aux forages du Boomerang et du Chapare. La concentration en matière organique (COT) dans le puits El Pintao est de 2% et le S2 de 5 mg HC/g ; dans le puits Santa Rosa-X7, le COT est 3,1 % et S2 13,7 mgHC/g [Moretti *et al.*, 1995].

La série dévonienne est bien développée dans tout le Subandin et la Plaine du Chaco. Au Nord sont identifiées les formations Tequeje d'âge emsien à eifélien et Tomachi d'âge givétien à frasnien, les deux sont d'une certaine manière semblables aux argiles de la partie Sud du bassin, mais la matière organique contient du kérogène non marin (type III) ; elles sont associées à des zones positives du Bouclier Brésilien. La qualité des roches-mères est vérifiée dans le forage Pando-X1 (bassin Madre de Dios), où le contenu en matière organique des argiles de la formation Tomachi est supérieur à 3,5 %, et dans la zone de Lliquimuni, à proximité de la limite entre Subandin et Andin, où quelques affleurements de Dévonien sur la route Bella Vista-Palos Blancos montrent un COT de 1,3 % et un S2 de 23 mg HC/g.

Dans la zone du Chapare et du Boomerang, la série péritique, dénommée Boomerang, d'âge dévonien inférieur, épaisse de 150 m, constitue la meilleure roche-mère paléozoïque. Les argiles de la formation Limoncito, bien développées dans la partie centrale avec une épaisseur supérieure à 1000 m, présentent aussi un potentiel important de génération d'hydrocarbures.

Dans le Subandin Centre-Sud et la plaine du Chaco, toutes les argiles de la série dévonienne constituent des roches-mères de bonne qualité. La formation Iquiri (365-360 Ma) présente les meilleurs potentiels ; le IH résiduel enregistré est de 4,16 et le TOC le plus élevé de 1,45. La principale roche-mère est la Formation Los Monos (378-365 Ma) ; son meilleur IH est de 4,65 et son TOC maximum de 1,14.

La série Huamampampa est plus gréseuse et présente un potentiel plus faible, avec un TOC de 1 %, et de même l'Icla (396-378 Ma), avec un TOC initial de 1 %. Elles appartiennent toutes à des séquences de sédiments silico-clastiques de plate-forme marine avec une paléo-bathymétrie de 50 à 200 mètres [Moretti *et al.*, 1995].

La série permo-carbonifère est représentée dans le Subandin Nord et le Madre de Dios par la Formation Copacabana d'âge carbonifère supérieur-permien inférieur

(320-270 Ma) ; elle est composée de calcaires, marnes, argiles et grès ; les niveaux argileux constituent des roches-mères de bon à excellent «oil-prone». La série est développée dans toute la partie Sud-Ouest du Subandin Nord. Sa distribution est contrôlée par l'érosion pré-mésozoïque.

Dans les forages Lliquimuni et Tacuaral, l'épaisseur est très importante et le potentiel de génération est certifié sur plusieurs centaines de mètres, avec une COT variable entre 1% et 9 %, une valeur maximale de S2 de 47 mg HC/g et une T max de pyrolyse entre 435° et 440 °C. La composition du kérogène est de type amorphe (oil-prone), la réflectance de la Vitrinite suggère que les roches-mères du Dévonien au Permien sont au point de maturité thermique équivalent à la Zone II ; c'est-à-dire qu'on se situe près du niveau initial d'intense génération des HC. Plus au Nord-Est, dans le bassin Madre de Dios, le COT est de 1,76 % et S2 de 3,77 mg HC/g (Aguilera, 1995). Les argiles du Carbonifère des affleurements de la route Palos Blancos-Yucumo sont riches en matière organique, avec un S2 de 20 mg HC/g.

Les roches-mères les plus jeunes de Bolivie sont constituées par les argiles et calcaires des Formations Flora et Eslabon d'âge maastrichtien, développées dans le Subandin Nord et la plaine du Beni. Elles reposent sur les grès de la Formation Beu d'âge jurassique et disparaissent progressivement sous la discordance de base du Tertiaire.

### 2.3. Géodynamique et histoire thermique

L'histoire thermique du bassin situé à l'Est de la Cordillère des Andes Centrales est directement contrôlée par son évolution géodynamique. L'analyse de l'évolution thermique du bassin et de la maturité des roches-mères est effectuée à partir de plusieurs méthodes.

Le T max est le principal indicateur de maturation, fourni par la pyrolyse, il dépend du type de matière organique. Le début de la zone de formation de l'huile se situe à des valeurs de T max proches de 430-435 °C ; celui de la zone à gaz débute avec des valeurs de T max de 465-470°C pour la matière organique de type III, et de 450-455°C pour celle de type II [Espitalié *et al.*, 1986].

L'évolution thermique des bassins et la maturité des roches-mères sont aussi évaluées à partir de la réflectance de la vitrinite (Ro), de l'indice d'altération thermique (TAI) et de la pyrolyse Rock Eval. Ceux-ci permettent de mesurer le niveau de maturité du kérogène. Enfin la méthode des traces de fission de l'Apatite (AFTA) [Naeser, 1979] permet de quantifier l'approfondissement du bassin.

Deux anomalies dans l'histoire thermique ont été mises en évidence, en particulier au moyen de la méthode des traces de fission sur Apatite [Geotrack, 1993]. Une anomalie thermique du Trias supérieur est caractérisée dans la partie sud du Subandin. Au Trias moyen, des tholéites intracontinentales (Basaltes Entre Rios) se sont mises en place durant une période de rifting pendant le premier épisode de rupture de la Pangée [Soler *et Sempere*, 1993].

La première anomalie thermique correspond à cet événement de mise en place d'un rift avorté qui est suivi d'une importante érosion scellée par des sédiments fluvio-éoliens triasiques et jurassiques (Formations Tapeuca, Castellon et Ichoa). Cette érosion, qui est très active en certaines parties du bassin, a produit une diminution de la capacité de génération effective d'hydrocarbures à partir des roches-mères du Silurien et du Dévonien inférieur. L'érosion est nette dans toute la zone du Boomerang, où les sédiments carbonifères sont réduits à quelques centaines de mètres. Dans l'actuelle zone Subandine, le Champ Espejos producteur d'huile, mais actuellement épuisé, montre une bonne maturité pour la Formation Los Monos (échantillon provenant du forage Espejos-X1) alors que les affleurements proches sont peu matures. Pour expliquer cette différence de maturité nous proposons que dans le Subandin Centre, les séries du Silurien et du Dévonien Inférieur se soient trouvées placées en fenêtre de génération après la sédimentation du Carbonifère. Des paleo-pièges se seraient formés pendant le Mésozoïque associés à des failles distensives. Celles-ci auraient ensuite été réactivées au cours de la déformation Tertiaire ce qui aurait permis une nouvelle migration des hydrocarbures et leur expulsion.

Le gradient actuel de température dans la partie Sud montre une diminution d'Est en Ouest, avec une valeur minimale de 20°C/km, mesurée dans le Subandin, et de 50°C/km dans le forage Izozog-X10 ; cette anomalie correspond à la zone de forebulge. Plus au Nord, on identifie aussi une zone chaude dans le forage Caranda-X1001.

Les informations fournies par la distribution des traces de fission dans la série du Dévonien supérieur (Fm. Iquiri) dans la partie centrale du Piedmont, entre 18° et 20° S, montrent que le flux de chaleur est relativement élevé ; la longueur des traces confinées varie entre  $8.63 \pm 0.77$  et  $11.24 \pm 0.23$  microns. L'enfouissement s'est produit pendant la sédimentation des séries Guandacay.

Dans le Subandin Nord, l'histoire thermique est également connue grâce aux traces de fission observées dans les grès paléozoïques prélevés à proximité du chevauchement externe du Subandin. Leur répartition suggère une surrection tectonique puis un enfouissement à 5.3 Ma  $\pm$  0.5 Ma avec une paléo-température maximale de 105° C  $\pm$  10° C. Au cours des derniers 10 Ma, il y a eu une augmentation progressive de la thermicité dans la série mésozoïque. D'autre part, la mesure d'échantillons du Dévonien par analyse Rock-Eval, indique que la série paléozoïque se situe dans la fenêtre à huile ; ici l'épaisseur de la série cénozoïque dépasse 5000 mètres. Le taux de sédimentation dans les derniers 5 Ma est de 0.6 mm/an.

Le gradient thermique dans la série tertiaire est proche de 20°C/km, similaire au Subandin Sud où la tendance générale montre un gradient actuel décroissant d'Est en Ouest.

### 3.- GÉNÉRATION ET EXPULSION DES HYDROCARBURES DANS LE BASSIN D'AVANT-PAYS BOLIVIEN

La distribution actuelle des huiles et du gaz dans les

des zones spécifiques de drainage. Dans les structures du Subandin, les synclinaux qui montrent plus de 3000 m de dépôts tertiaires sont actuellement dans la fenêtre de génération et d'expulsion des HC.

Dans certaines parties du bassin, il est possible d'analyser les roches-mères du Silurien ; elles sont principalement sur-matures, avec une valeur de S2 basse, qui ne reflète pas le potentiel originel de la roche mère. Il faut cependant remarquer que l'information disponible, tant sur les affleurements que sur les forages, est encore trop limitée et insuffisante pour arriver à une estimation précise du potentiel.

De ce point de vue, le Subandin Nord représente la zone la moins étudiée et, on peut actuellement le considérer comme l'objectif le plus important en Bolivie, en matière de potentiel pétrolier.

Le bassin Madre de Dios (Beni) qui se développe dans la partie nord-occidentale du bassin d'Avant-Pays Andin est surtout connu au travers de lignes sismiques et de forages. Les résultats des forages permettent d'évaluer le potentiel de génération des roches-mères dévoniennes et la qualité des réservoirs dévonien, carbonifère, permien et mésozoïque. La présence d'huiles dans les grès dévoniens (Pando-X1) suggère que la migration est effective vers la partie externe du bassin. Les données géochimiques montrent que la génération est effectivement active à l'Ouest du bassin, c'est-à-dire à proximité du Subandin, et qu'il existe un potentiel important encore inconnu dans les pièges stratigraphiques.

### 4.- TECTONIQUE ET PIÉGEAGE

Les processus d'expulsion, de migration et de piégeage des hydrocarbures générés dans le bassin paléozoïque situé à l'Est de la Cordillère Orientale sont en relation avec les différents épisodes tectoniques de magnitude régionale.

Les modèles de maturation thermique développés à partir de l'information disponible suggèrent que les roches-mères du Silurien inférieur et du Dévonien supérieur soient entrées dans la phase de génération des HC pendant la période Carbonifère-Permien ; il est toutefois possible que ces processus aient encore été actifs aussi pendant le Mésozoïque. La question est de savoir où sont passés le pétrole et les gaz générés, ont-ils été éliminés, ou sinon, quels ont été les mécanismes de piégeage ? En tout cas, une partie au moins de ces hydrocarbures est actuellement préservée. Une explication possible fait appel à des structures distensives développées lors de la période de rifting mésozoïque. On suggère que des systèmes de failles distensives, similaires à ceux observés sur la sismique dans la Plaine, se sont aussi mises en place dans la zone Subandine, permettant aux processus de génération et d'expulsion de se développer dans les séries du Paléozoïque (Silurien à Dévonien supérieur).

Au cours de la déformation compressive tertiaire, les hydrocarbures générés et piégés lors du premier épisode sont retransportés à la suite de la réactivation et de l'inversion tectonique des failles. Les hydrocarbures sont



affectés par une migration secondaire et les structures anticlinales tertiaires deviennent de nouveaux pièges pour des hydrocarbures générés avant et après la période mésozoïque.

Le diachronisme dans la mise en place des structures du Subandin Sud nous permet de suggérer que la déformation contrôle les processus de maturation et d'expulsion et que les prospects peuvent être définis comme prospects à huile dans les réservoirs du Carbonifère et du Dévonien supérieur, et prospects à gaz dans le Dévonien inférieur (Huamapampa et Santa Rosa). Ce fonctionnement n'est cependant pas effectif pour la totalité de la région Subandine, et il est vraisemblablement possible de trouver de l'huile dans des réservoirs profonds (plus de 4000 m), associés à la première phase de génération des hydrocarbures.

L'érosion joue aussi un rôle actif sur la maturation des roches-mères du Subandin. Ainsi dans certaines structures intensément érodées pendant une partie de la déformation tertiaire, comme la structure anticlinale de la Sierra de Aguarague plus érodée que les autres structures de la zone du Piedmont, la Formation Los Monos affleure et se trouve en début de fenêtre à huile.

## 5.— CONCLUSIONS

Tous les niveaux argileux de la série paléozoïque dé-

veloppés dans le bassin d'Avant-Pays Andin représentent les roches-mères qui ont produit la plupart des hydrocarbures, (huile dans le Subandin Nord et gaz dans le Subandin Sud).

Dans la partie Sud du Subandin et du Piedmont le potentiel pétrolier des roches-mères siluriennes et dévoniennes est constitué par des gaz ; les réserves vérifiées, P1+P2, sont supérieures à 60 TCF de gaz et le potentiel total est peut-être supérieur à 100 TCF.

La relation entre les roches-mères siluro-dévonienues et les huiles et le pétrole est bien vérifiée grâce à la composition isotopique et aux biomarqueurs. En revanche, les roches-mères d'âge carbonifère et permien du Subandin Nord ne montrent pas de relations claires avec les huiles, et de même en ce qui concerne les roches-mères du Mésozoïque (Formations Eslabon et Flora).

La longue histoire des roches-mères siluro-dévonienues (420 à 355 Ma) suggère qu'elles ont pu être affectées par plusieurs phases de déformation. La génération des hydrocarbures dans le bassin d'Avant-Pays Andin est donc très complexe. Les hydrocarbures piégés pendant la phase compressive tertiaire sont, au moins dans certaines parties du bassin, un mélange de pétroles, de gaz et de condensats issus de différentes phases de génération.

## CONCLUSIONS

Le bassin d'Avant-Pays développé à l'Est de la Cordillère Orientale des Andes Boliviennes est caractérisé par des dépôts continentaux de plus de 6500 m de puissance. L'environnement de dépôt est principalement de type fluviatile. Ce système a été essentiellement contrôlé par l'intensité de la tectonique compressive Andine et, secondairement, par des modifications du climat. Si pendant les derniers 27 Ma la tectonique et le climat ne sont pas demeurés uniformes sur tout le bassin, l'analyse de la stratigraphie, et celle des structures, effectuées sur tout le bassin, nous permettent de mettre en évidence l'importance croissante de la tectonique avec le temps.

La subsidence qui affecte l'Avant-Pays Andin est contrôlée par la tectonique depuis la fin du Miocène. La subsidence a été surtout active dans la partie interne du Subandin. Le taux de sédimentation est relativement bas au début (pendant les Formations Bala-Petaca) et croît progressivement vers le haut à partir de la formation Yecua et durant le dépôt des Formations Tariquia-Quendeque, Guandacay-Charqui et Emborozu-Tutumo. L'analyse du bassin d'avant-pays montre que si le dépôt-centre a migré momentanément vers l'Ouest entre le dépôt des formations Yecua et Tariquia, il migre de manière continue vers l'Est depuis le dépôt de cette dernière formation. Cette évolution de l'Avant-Pays est compatible avec celle d'un bassin flexural situé à l'Est de la Cordillère Orientale des Andes et associé à la surrection de cette dernière. Une mégastructure (Alto de Izozog), qui constitue le bombement périphérique au Sud du 19° S, s'est développée dans cette portion sud du bassin. Elle constitue une zone d'intérêt pour l'exploration pétrolière. Le même système bassin-forebulge est identifié plus au Nord, mais n'est pas encore complètement étudié.

La déformation de la zone Subandine montre une configuration très complexe développée principalement pendant les derniers 10 Ma. En même temps, le bassin est le siège de déformations syn-sédimentaires, concernant les séquences Tariquia et Guandacay et leurs équivalents Quendeque et Charqui, caractérisées sur certaines lignes sismiques de sa partie interne et du Piedmont. Dans les deux domaines, on montre que la distribution des séquences stratigraphiques (Petaca et Tariquia) est associée à une activité tectonique qui se matérialise par des érosions et des discordances progressives. La séquence Tutumo, dont

la base se situe vers 3 Ma, et son équivalent Emborozu, représente l'événement tectonique majeur enregistré dans le bassin. Le système tectonique constitué par la chaîne et son avant-pays est caractérisé par une interaction forte entre phénomènes tectoniques et érosion. Il en résulte une relative complexité des structures qui se sont développées au sein d'un prisme sous-critique.

Les structures sont dépendantes de l'héritage structural ancien. Ainsi les structures anticlinales de la zone du Boomerang sont contrôlées par un système de failles de type transpressif qui affecte aussi le socle du Bouclier Brésilien, et qui sont héritées de l'évolution paléozoïque. Il en est de même dans la zone du Chapare, où les structures sont orientées de manière oblique par rapport à la direction de transport tectonique du système chevauchant Subandin.

La comparaison entre les taux d'érosion actuels et ceux que l'on évalue durant les dépôts des séquences Tariquia et Guandacay suggère que l'érosion se soit intensifiée dans les derniers millions d'années. Cette intensification, qui s'observe à l'échelle mondiale, peut s'interpréter comme en grande partie liée aux nombreuses fluctuations climatiques qui affectent la planète durant cette période de temps.

Les mécanismes de migration et de piégeage des hydrocarbures dans le Subandin, le Piedmont et la plaine Chaco-Beni sont associés à la succession de différentes phases de déformation espacées dans le temps. Ainsi la redistribution des hydrocarbures résulte de l'activation de structures créées lors d'une phase distensive pendant le Mésozoïque, structures qui sont réactivées lors de la compression Tertiaire. Cette histoire complexe est responsable de la présence d'hydrocarbures dans les différents réservoirs du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Cénozoïque. Deux grands domaines peuvent ainsi être distingués dans le bassin d'Avant-pays Andin, en fonction de leur potentiel de génération en hydrocarbures. Dans le Subandin Nord et la Plaine du Beni, les caractéristiques des roches-mères, et leur état de maturation, suggèrent que l'on doit rencontrer principalement des hydrocarbures en phase liquide. Dans la partie Sud, la qualité des roches-mères et leur état de maturité ont probablement conduit à la génération de gaz et d'huiles.

### Remerciements :

au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) UMR CNRS/UJF-Grenoble/U.Savoie-Chambéry, Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble ;

à l'Université Joseph Fourier (Grenoble) : Formation Doctorale Dynamique de la Lithosphère, Ecole Doctorale Terre/Univers/Environnement ;

à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD-ORSTOM) ;

aux Compagnies YPFB (Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivianos) et REPSOL-YPF.



## Références

- AGUILERA E. (1995).- Análisis geoquímico de los pozos Pando-X1, Pando-X 2 y Manuripi-X1., *Inf. Int. CTP, YPFB*, Santa Cruz.
- AHLFELD F. (1946).- Geología de Bolivia. *Rev. Museo de La Plata*, NS, 3, 19, 5-370.
- AHLFELD F. & BRANISA L. (1960).- Geología de Bolivia. Don Bosco Ed., 215 p., La Paz.
- ALLENBY R.J. (1987).- Origin of the Bolivian orocline: a geologic study utilizing Landsat and Shuttle Imaging Radar. *Tectonoph.*, 142, 137-154.
- ALVES R. J. (1989).- Bacias sedimentares : potencial petrolifero da America do Sul. *Bol. Geosc. Petrobras*, 3 (4), 321-336.
- AYAVIRI A. (1964).- Geología del area de Tarija, entre los ríos Pilaya-Pilcomayo y Río Bermejo. *Inf. Int. YPFB*, (GXG 996), 59 p., Santa Cruz.
- AYAVIRI A. (1967).- Estratigrafía del Subandino meridional. *Inf. Int. YPFB*, (GXG 1215), 121 p., Santa Cruz.
- BABY P. (1995).- Importance du raccourcissement et de la sédimentation syn-orogénique dans la structuration des zones d'arrière-arc des Andes centrales (orocline bolivien). *Mém. Habilitation. ORSTOM-UJF Grenoble*.
- BABY P., COLLETTA B. & ZUBIETA D. (1995).- Etude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté : exemple du synclinorium de l'Alto Beni (Andes centrales). *Bull. Soc. Géol. France*, 166, 797-811.
- BABY P., GUILLIER B., OLLER J., HÉRAIL G., MONTEMURRO G., ZUBIETA D. & SPECHT M. (1993).- Structural synthesis of the Bolivian Subandean zone. 2<sup>e</sup> *Symp. Int. Géod. Andine*, Oxford, 159-162.
- BABY P., GUILLIER B., OLLER J., MENDEZ E., MONTEMURRO G. & ZUBIETA D. (1994).- Síntesis estructural del Subandino boliviano. *Mem. XI Congr. Geol. Bolivia.*, 161-169.
- 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. Ac. Sci. Paris*, 317, 1477-1483.
- BABY P., GUYOT J.L., DENIAUD Y., ZUBIETA D., CHRISTOPHOUL F., RIVADENEIRA M. & JARA F. (2000).- The High Amazonian basin : tectonic control and mass balance., *Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, Manaus.
- BABY P., HÉRAIL G., LOPEZ J.M., LOPEZ O., OLLER J., PAREJA J., SEMPERE T. & TUFINO D. (1989).- Structure de la zone Subandine de Bolivie : influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. *C. R. Ac. Sci. Paris*, 309, 1717-1722.
- BABY P., HÉRAIL G., SALINAS R. & SEMPERE T. (1992 a).- 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., MENDEZ E., OLLER J. & SPECHT M. (1994).- El sistema petrolero del Subandino Norte y Centro. *Mem. XI Congr. Geol. Bolivia*, 86-105.
- BABY P., MORETTI I., GUILLIER B., LIMACHI R., MENDEZ E., OLLER J. & SPECHT M. (1995 a).- Petroleum System of the Northern and Central Bolivian Subandean zone. In *Petroleum basins of South America* Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 62, 445-458.
- BABY P., ROCHAT P., MASCLE G. & HÉRAIL G. (1997).- Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back-arc Central Andes. *Geology*, 25, 883-886.
- BABY P., SEMPERE T., OLLER J., BLANCO J., ZUBIETA D. & HÉRAIL G. (1992 b).- Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano : the Calazaya nappe. *Tectonoph.*, 205, 155-169.
- BABY P., SPECHT M., OLLER J., MONTEMURRO G., COLLETTA B. & LETOUZEY J. (1995 b).- 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 Symp. Moscow.
- BEAUMONT C. (1981).- Foreland basins. *Royal Astr. Soc. Geoph. Journ.*, 65, 291-329.
- BEAUMONT C., FULLSACK P. & HAMILTON J. (1992).- Erosional control on active compressional orogen. In *Thrust Tectonics*, McKelvey K.R. Ed., 1-18, Chapman & Hall, N. York.
- BENJAMIN M.T., JOHNSON N.M., & NAESER C.W. (1987).- recent rapid uplift in the Bolivian Andes : evidence from fission track dating. *Geology*, 15, 680-683.
- BIRKETT D.S. (1922).- Preliminary report on Guariri and Saipuru Domes. SE Bolivia, *Inf. int. Standard Oil Co. Bolivia*, 2.
- BONARELLI G. (1913).- Las sierras subandinas del Alto de Aguarguay y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, Depto. de Orán, Prov. Salta. *Ann. Min. Agr. Nac.*, 8, 50 p.
- BRANISA L. (1970).- La Formación Yecua y los problemas que plantea. *Bol. Soc. Geol. Boliviana*, 13, 20-29, La Paz.
- BROIN F. de (1971).- Une espèce nouvelle de Tortue pleurodire (? *Roxochelys vilavilensis* n. sp.) dans le Crétacé supérieur de Bolivie. *Bull. Soc. Géol. France*, 13, 445-452.
- CAHILL T. & ISACKS B.L. (1992).- Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res.*, 97, 17503-17729.
- CANEDO-REYES R. (1941).- Serranía de Charagua, Qda. Caratindi hasta Qda. de Charagua y Qda. Taputà hasta Qda. Tacurú. *Inf. int. Com. Mixta Bolív.-Bras. Est. Petr.*, Inf. geol. #1.
- CAREY S.W. (1955).- The Orocline Concept in Geotectonics. *Papers & Proc. Roy. Soc. Tasmania*, 89, 255-288.
- CHAMOT G.A. (1961).- Stratigraphy and structure of the foothills belt adjacent to our zone II holdings and probable zone II section to be drilled. *Inf. int. BOGOC*, (GR 01.59).
- CROUGH S.T. (1983).- Apatite fission-track dating of erosion in the eastern andes, Bolivia. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 64, 396-397.
- DAHLEN F.A. & SUPPE J. (1988).- Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. In *Processes in Continental Lithospheric Deformation*, Clark S.P. Jr, Burchfiel B.C. & Suppe J. Eds, *Geol. Soc. America Sp. Pap.*, 218, 161-178.
- DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R., MARTINEZ C. & TOMASI P. (1980).- La chaîne hercynienne d'Amérique du Sud : structure et évolution d'un orogène intracratonique. *Geol. Rdsch.*, 69, 1-21.
- DAVILA J., VARGAS C. & PONCE DE LEON V. (1964).- Informe sobre la geología del bloque andino noroccidental y la faja subandina del norte. *Inf. int. YPFB*, (GXG-1000), 45 p., La Paz.
- DEBELMAS J. & MASCLE G. (1993).- Géologie des grands ensembles structuraux. 2<sup>ème</sup> Edition, 203 p., Masson Ed., Paris.
- DE MEETS C., GORDON R.G., ARGUS D.F. & STEIN S. (1990).- Current plate motions. *Geoph. J. Int.*, 101, 425-478.
- DENIAUD Y. (2000).- Enregistrements sédimentaires et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène : étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse. Thèse UJF Grenoble, *Mém. Géologie Alpine*, 32, 157 p.
- DENIAUD Y., BABY P., BASILE C., ORDONEZ M., MONTENEGRO G. & MASCLE G. (1999).- Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guyaquil : bassin d'avant-arc néogène et quaternaire du Sud des Andes Equatoriennes. *C. R. Ac. Sci. Paris*, 328, 181-187.
- DENIAUD Y., BABY P., BASILE C., ORDONEZ M., MASCLE G. & MONTENEGRO G. (2000).- Neogene evolution of the main ecuadorian for-arc sedimentary basins and sediment mass-balance inferences. 4<sup>th</sup> *Int. Symp. Andean Geodyn.*, Göttingen, 201-205.
- DEWEY J. & BIRD J.M. (1970).- Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75, 2625-2647.
- DIAZ H.A. (1959).- Comunicacion acerca de las condiciones geológicas presentes en el curso superior del Río Beni. *Bol. Tecn. YPFB.*, 1, 21-31, La Paz.
- DUNN J.F., HARTSHORN K.G. & HARTSHORN P.W. (1995).- Structural styles and hydrocarbon potential of the Sub-Andean thrust belt of

- southern Bolivia. In *Petroleum basins of South America*, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 523-543.
- ESPITALIÉ J., DEROO G. & MARQUIS F. (1985).- La Pyrolyse Rock Eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **40**
- FLEMING P. & JORDAN T. (1989).- A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *J. Geophys. Res.*, **94**, 3851-3866.
- GAYET M. (1991).- "Holostean" and Teleostean fish of Bolivia. In *Fosiles y Facies de Bolivia* (1), Suarez-Soruco R. Ed., *Rev. Tecn. YPFB*, **12**, 453-493.
- GEOTRACK (1993).- Thermal history reconstruction in twelve outcrop samples from Bolivia, using apatite fission track analysis. *Rapport Inédit*.
- GILL-RODRIGUEZ W. (1997).- Importance du raccourcissement et influence des paleostructures dans le développement de la zone Subandine du Pérou central. Mém. DEA UJF-Grenoble, 25 p.
- GREGORY-WODZICKI K. (2000).- Uplift history of the Central and Northern Andes : a review. *Geol. Soc. America Bull.*, **112**, 1091-1105.
- GUBBELS T.L., ISACKS B.L. & FARRAR E. (1993).- High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, **21**, 695-698.
- GUILLIER B., BABY P., MENDEZ E., MONTEMURO G. & ZUBIETA D. (1998).- Balanceo en mapa del Subandino centro de Bolivia : consideraciones cinemáticas. Inédit.
- GUYOT J.L. (1993).- Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie Bolivienne. ORSTOM Ed., Etudes et thèses, n° 1157-4, 264 p.
- GUYOT J.L., CALLE H., CORTES J. & PEREIRA M. (1990).- Transport of suspended sediment and dissolved material from the Andes to the Rio Plata by the Bolivian tributaries of the Rio paraguay (Rios Pilcomayo and Bermejo). *Hydrol. Sci. J.*, **35**, 653-665.
- GUYOT J.L., JOUANNEAU J.M., QUINTANILLA J. & WASSON J.G. (1993).- Les flux de matières dissoutes et particulaires exportés des Andes par le Rio Beni (Amazonie Bolivienne), en période de crue. *Geod. Acta*, **6**, 231-241.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P. (1987).- Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1166.
- HAY W., WOLD C., HERZOG J. (1992).- Preliminary mass balanced 3-D reconstructions of the Alps and surrounding areas during the Miocene. In *Computer graphics in Geology*, Plug and Harbaugh Ed., 99-110.
- HOCHSTATTER H. & PONCE DE LEÓN V. (1968).- Informe sobre la Geología del sector central de la faja Subandina del norte, (Rio Beni - senda Huachi a San Borja) provs. Yungas y caupolicán (La Paz) y Ballivian (Beni). *Inf. int YPFB.*, (GXG 1305), La Paz Bolivia.
- HOFFSTETTER R. (1977).- Un gisement de mammifères miocènes à Quebrada Honda (Sud Bolivien). *C. R. Ac. Sci. Paris*, **284**, 1517-1520.
- HOORN C., GUERRERO J., SARMIENTO G.A. & LORENTE M.A. (1995).- Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology*, **23**, 237-240.
- HORTON B.K. (1999).- Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, **18**, 1292-1304.
- HORTON B.K. & DE CELLES P.G. (2001).- Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. *Basin Research*, **13**, 43-63.
- ISACKS B.L. (1988).- Uplift of the central Andean plate and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3211-3231.
- JAMES D.E. (1971).- Andean crustal and upper mantle structure. *J. Geophys. Res.*, **76**, 3246-3271.
- JORDAN T. (1981).- Thrust loads and foreland basin evolution, western United States. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **65**, 2506-2520.
- JORDAN T.E. & ALONSO R.N. (1987).- Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes mountains 20°-28° south latitude. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **71**, 49-64.
- JORDAN T.E., ISACKS B.L., ALLMENDINGER R.W., BREWER J.A., RAMOS V. & ANDO C.J. (1983).- Andean geotectonics related to the geometry of the subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 341-361.
- JORDAN T.E., REYNOLDS J.H. & ERIKSON J.P. (1997).- Variability in age of initial shortening and uplift in the central Andes, 16-33° 30' S. In *Tectonic uplift and climate change*, Ruddiman W.F. Ed., Plenum press N York, 41-61.
- KENDRICK E.C., BEVIS M., SMALLEY R.F.JR., CIFUENTES O. & GALBAN F. (1999).- Current rates of convergence across the Central Andes : estimates from continuous GPS observations. *Geoph. Res. Lett.*, **26**, 541-544.
- KENNAN L., LAMB S.H. & HOKE L. (1997).- High-altitude paleosurfaces in Bolivian Andes : evidence for late Cenozoic surface uplift. In *Palaeosurfaces : recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*, Widdowson M. Ed., *Geol Soc. London Sp. Pub.*, **120**, 307-323.
- KLEY J., MÜLLER J., TAWACKOLI S., JACOBSHAGEN V. & MANUTSOGLU E. (1997).- Pre-Andean and Andean-age deformation in the eastern Cordillera of Southern Bolivia. *J. South Amer. Earth Sci.*, **10**, 1-19.
- KLEY J. & REINHARDT M. (1994).- Geothermal and tectonic Evolution of the eastern Cordillera and the Suandean ranges of Southern Bolivia. In *Tectonics of the Southern Andes*, Reutter K.J., Scheuber E. & Wigger P.J. (Eds), 155-170.
- LAMB S. (2000).- Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *J. Geoph. Res.*, **105**, 25 627- 25 633
- LAUBSCHER H.P. (1977).- Fold development in the Jura. *Tectonoph.*, **37**, 337-362.
- LETURMY P. (1997).- Sédiments et reliefs du front des systèmes chevauchants : modélisations et exemples du front Andin et des Siwaliks (Himalaya) à l'Holocène. *Thèse*, UJF-Grenoble, 235 p.
- LETURMY P., MUGNIER J.L., VINOUR P., BABY P. & COLLETTA B. (2000).- Interactions between thin skinned thrust tectonics and superficial mass transfer in piggy-back basins of the Subandean-zone (Bolivia) : a view from numeric and analogue models. *Tectonoph.*, **321**, 45-67.
- LOPEZ J.M. (1974).- Correlacio estratigrafica longitudinal de la faja subandina, entre las fronteras de Perú y Argentina. *Inf. int. YPFB*, (GXG-1906), Santa Cruz.
- LOPEZ J.M. & PAREJA-LOPEZ J. (1971).- Estratigrafia del area oriental a la linea Puente Arce- Pojo, entre el Rio grande y la carretera Cochabamba-Santa Cruz. *Informe int. YPFB*, (GXG-1637), 19 p., Santa Cruz.
- MARSHALL L.G., DE MUZON C., GAYET M., LAVENU A. & SIGÉ B. (1985).- The "Rosetta stone" for Mammalian evolution in South America. *Nat. Geogr. Res.*, **1**, 274-288.
- MARSHALL L.G. & SEMPERE T. (1991).- The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context : a review. In *Fosiles y Facies de Bolivia* (1), Suarez-Soruco R. Ed., *Rev. Tecn. YPFB*, **12**, 631-652.
- MARSHALL L.G., SEMPERE T. & GAYET M. (1993).- The Petaca (Late Oligocene-Middle Miocene) and Yeuca (Late Miocene) formations of the Subandean Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Doc. Labo. Géol. Lyon*, **125**, 291-301.
- MARSHALL L.G., SWISHER C., LAVENU A., HOFFSTETTER R. & CURIS 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).- Géologie des Andes Boliviennes : structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. *Trav. & Doc. ORSTOM*, **119**, 1-352, 120 fig., 12pl.
- MASCLÉ G., HÉRAIL G. & DELCAILLAU B. (1987).- Paramètres contrôlant la géométrie des bassins d'avant-chaîne dans les chaînes alpines. *Mem. Soc. Geol. Italia*, **38**, 19-33.
- MATHALONE J.M.P. & MONTOYA M.R. (1995).- Petroleum geology of the Sub-Andean basins of Peru. In *Petroleum basins of South America*, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 423-444.
- MATHER K.F. (1922).- Front range of the Andes between Santa Cruz, Bolivia, and Embarcacion, Argentina. *Geol. Soc. America Bull.*, **33**, 703-764.



- MASEK J.G., ISACKS B.L., GUBBELS T.L. & FIELDING E.J. (1994).- Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geoph. Res.*, **99**, 13941-13951.
- MILANI E.J. & THOMAZ FILHO A. (2000).- Sedimentary Basins of South America. In Tectonic evolution of South America, Milani E.J. & Thomaz Filho A. Eds, *31° Int. Geol. Cong. (Rio de Janeiro)*, 389-449.
- MILLIMAN J. & MEADE R.H. (1983).- World-wide delivery of river sediment to the ocean. *J. Geol.*, **91**, 1-21.
- MOLNAR P. & ENGLAND P. (1990).- late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg? *Nature*, **346**, 29-34.
- MON R. & SALFITY J.A. (1995).- Tectonic Evolution of the Andes of Northern Argentina. In Petroleum basins of South America, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 229-284.
- MORETTI I., BABY P., MENDEZ E. & ZUBIETA D. (1993).- Evaluacion del potencial petroleo del Subandino boliviano entre los 18 y 22°S. *Conv. YPFB-ORSTOM*, 33 p.
- MORETTI I., DIAZ MARTINEZ E., MONTEMURRO G., AGUILERA E. & PEREZ M. (1994).- Las Rocas Madre de Bolivia y su Potencial Petrolero. *Rev. Tec. YPFB*, **15**, 293-317.
- 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. *Petroleum Geoscience*, **2**, 17-28.
- MORETTI I., DIAZ-MARTINEZ E., MONTEMURRO G., AGUILERA E. & PEREZ M. (1995).- The Bolivian Source Rocks, Sub Andean zone, Madre de Dios, Chaco. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **50**, 753-777.
- MUGNIER J.L., BABY P., COLLETTA B., VINOUR P., BALE P. & LETURMY P. (1997).- Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation : a view from analogue model. *Geology*, **25**, 427-430.
- MUGNIER J.L., HUYGHE P., CHALARON E. & MASCLE G. (1994).- Recent mouvement along the main Boundary Thrust of the Himalayas : normal faulting in an over-critical thrust wedge? *Tectonoph.*, **238**, 199-215.
- MUGNIER J.L. & MÉNARD G. (1986).- Le développement de bassin molassique et l'évolution des Alpes externes : un modèle cinématique. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, **10**, 168-180.
- MUJICA H.J. & ZORZIN V. (1996).- Extension oriental de la tectonica andina en la llanura saltena, provincia de Salta. *Actas XIII° Congr. Geol. Argentino y III° Congr. Expl. Hydrocarb. Buenos Aires*, **1**, 385-398.
- NAESER (1979).- Fission track dating and geologic annealing of fission tracks. In Lectures in Isotope Geology, Jaeger E. & Hunziker J.C. Eds., Springer publ., 154-169.
- NORABUENA E., LEFFLER-GRIFFIN L., MAO A., DIXON T., STEIN S., SACKS I.S., OCOLA L. & ELLIS M. (1998).- Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes., *Science*, **279**, 358-362.
- NORRIS R.J. & COOPER A.F. (1997).- Erosional control on the structural evolution of a transpressional thrust complex on the Alpine Fault, New Zealand. *J. Struct. Geol.*, **19**, 1323-1342.
- OLLER J. (1986).- Consideraciones generales sobre la geología y estratigrafía della Faja Subandina Norte, noroeste del país, en los departamentos de La Paz, Cochabamba y Beni. *Tesis de grado UMSA*, 376-186, La Paz.
- OLLER J. (1992).- Cuadro cronoestratigrafico de Bolivia. *Publ. Esp. YPFB*, Santa Cruz.
- OLLER J. & SEMPERE T. (1990).- A fluvio-eolian sequence of probable Middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia. *Symp. Int. Geodyn. Andine*, 237-20, Grenoble.
- ORI G. & FRIEND P.F. (1984).- Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, **12**, 475-478.
- PADULA L.E. & REYES F.C. (1958).- Contribucion al Lexico Estratigrafico de las Sierras Subandinas, Republica de Bolivia. *Bol. Tecn. YPFB*, **2**, 7-21, La Paz.
- PEIZHEN Z., MOLNAR P., DOWNS W. (2001).- Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, **410**, 891-897.
- PÉREZ D.J., OTTONE G. & RAMOS V.A. (1996).- La ingresion marina miocenica en la provincia de San Juan : sus implicancias paleogeograficas. *Actas XIII° Congr. Geol. Argentino y III° Congr. Expl. Hydrocarb. Buenos Aires*, **1**, 385-398.
- PINDELL J.L. & TABBUTT K.D. (1995).- Mesozoic-Cenozoic Andean Paleogeography and Regional Controls on Hydrocarbon Systems. In Petroleum basins of South America, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 101-128.
- PONCE DE LEÓN V. & MARIACA J. (1968).- Informe Geológico final de las estructuras de Charqui y Tuichi, sector central de la faja subandina del norte (provs. Caupolicán e Iturralde, depto. La Paz). *Inf. int. YPFB*, (GXG 1337), Santa Cruz, Bolivia.
- PONCE DE LEÓN V., MARIACA J., HOCHSTATTER H., LLANOS R. & VARGAS C. (1972).- Informe geológico regional de la faja Subandina del norte. *Inf. int. YPFB*, (GXG 1725), Santa Cruz, Bolivia.
- QUINLAN G.M. & BEAUMONT C. (1984).- Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America. *Can. Journ. Earth Sci.*, **21**, 973-996.
- RAMOS V. & ALEMAN A. (2000).- Tectonic evolution of the Andes. In Tectonic evolution of South America, Milani E.J. & Thomaz Filho A. Eds, *31° Int. Geol. Cong. (Rio de Janeiro)*, 635-680.
- RAMOS V. & ALONSO R.N. (1995).- El mar Paranense en la provincia de Jujuy. *Rev. Inst. Geol. Min.*, **10**, p. 73-80, Buenos Ayres.
- REQUENA E. (1981).- Secciones estratigraficas en las serranias Charagua (quebradas Curi, Tacurú y Charagua) y Candado (Qda. Churumas y Rio Tarija). *Inf. Int. YPFB*, (GXG 2613), Camiri, Bolivia.
- REUTTER K.J., SCHEUBER E. & WIGGER P.J. (Eds) (1994).- Tectonics of the Southern Andes. 333 p., Springer Ed., Berlin.
- ROCHAT PH. (2000).- Structure et cinématique de l'Altiplano Nord-Bolivien au sein des Andes centrales. *Thèse Doctorat Univ. Grenoble*, 167 p.
- ROCHAT PH., BABY P., HÉRAIL G. & MASCLE G. (1999).- Bilan crustal et contrôle de la dynamique érosive et sédimentaire sur les mécanismes de déformation de l'Altiplano. *C. R. Ac. Sci. Paris*, **328**, p. 189-195.
- ROEDER D. (1988).- Andean age structure of eastern Cordillera. *Tectonics*, **7**, p. 23-39.
- ROEDER D. & CHAMBERLAIN R.L. (1995).- Structural geology of Sub-Andean Fold and Thrust Belt in Northwestern Bolivia. In Petroleum basins of South America, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 459-480.
- RUDDIMAN W.F. & KUTZBACH J.E. (1989).- Forcing of late Cenozoic Northern Hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West. *J. Geoph. Res.*, **94**, 18409-18427.
- RUSSO A. (1959).- Estructura y estratigrafia del area Agua Salada, *Bol. Tec. YPFB*, **3**, 13-35, La Paz.
- SADUD A. (1980).- Informe geológico final de la sección estratigráfica del Rio Azero, flanco oriental de la Snfa de Yanguilo. *Inf. int. YPFB*, (GXG 2540), Camiri, Bolivia.
- SANJINEZ G. (1978).- Estratigrafia del borde oriental de la faja subandina, entre las serranias de Charagua, Florida, Alto del Inca, Espejos, y un sector del Rio Sacta. *Inf. Int. YPFB*, (GXG 2307).
- SANJINEZ G. & JIMENEZ F. (1975).- Comunicacion preliminar acerca de la presencia de fosiles vertebrados en la Formacion Petaca del area de Santa Cruz. *Rev. Tec. YPFB*, **4**, 147-158, La Paz.
- SCHLAGINTWEIT O. (1939).- Informe preliminar sobre reconocimientos entre San Borja y Huachi y el Rio Beni entre Huachi y Rurrenabaque. *Inf. Int.. YPFB*, (GXG 127).
- SCHMITZ M. (1994).- A balanced model of the southern central Andes. *Tectonics*, **13**, 484-492.

- SÉBRIER M., LAVENU A., FORNARI M. & SOULAS J. (1988).- Tectonics and uplift in the Central Andes (Peru, Bolivia, and northern Chile) from eocene to Present. *Géodynamique*, **3**, 85-106.
- SEMPERE T. (1990).- Cuadros estratigraficos de Bolivia : propuestas nuevas. *Rev. Tecn. YPFB*, **11**, p. 215-227.
- SEMPERE T. (1994).- Kimmeridgian? to Paleocene Tectonic Evolution of Bolivia. In *Cretaceous tectonics of the Andes*, Salfity A. Ed., 168-212.
- SWISHER C.C. (1997).- Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-Lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geol. Soc. America Bull.*, **109**, 709-727.
- 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. America Bull.*, **109**, p. 709-727.
- SEMPERE T., HÉRAIL G. & OLLER J. (1988).- Los aspectos estructurales y sedimentarios del oroclinio boliviano. *V Congr. Geol. Chileno*, **1**, 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.
- SEMPERE T., MARSHALL L.G., RIVANO S. & GODOY E. (1994).- Late Oligocene-early Miocene compressional tectonosedimentary episode and associated land-mammal faunas in the Andes of central Chile and adjacent Argentina. *Tectonoph.*, **229**, 251-264.
- SEMPERE T. (1995).- Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In *Petroleum basins of South America*, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 207-230.
- SERVANT M., SEMPERE T., ARGOLLO J., BERNAT M., FÉRAUD G. & LO BELLO P. (1988).- Morphogenèse et soulèvement de la Cordillère des Andes de Bolivie au Cénozoïque. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **309**, 417-422.
- SHEFFELS B. (1990).- Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, **18**, p. 812-815.
- SERGEOMIN & YPFB (1996).- Mapa Geologico de Bolivia escala 1/1000.000.
- SINCLAIR H.D., COAKLEY B.J., ALLEN P.A. & WATTS A.B. (1991).- Simulation of a foreland basin stratigraphy using a diffusion model of erosion of mountain bely uplift and erosion : an example of the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, **10**, 599-620.
- SOLER P. & SEMPERE T. (1993).- Stratigraphie, géochimie et signification paléotectonique des roches volcaniques mésozoïques basiques des Andes Boliviennes. *C. R. Ac. Sci. Paris*, **316**, 777-784.
- STOCKMAL G.S., BEAUMONT C. & BOUTILIER R. (1986).- Geodynamic models of convergent tectonics : the transition from rifted margin to overthrust belt and consequences for foreland-basin development. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **70**, 181-190.
- SUAREZ SORUCO R. (1995).- Bibliografía geologica de Bolivia. *Rev. Tecn. YPFB*, **16**, 223 p.
- SUAREZ SORUCO R. (2000).- Compendio de geologia de Bolivia. *Rev. Tecn. YPFB*, **18**, 215 p.
- SUAREZ SORUCO R. & DIAZ MARTINEZ E. (1996).- Lexico estratigrafico de Bolivia. *Rev. Tecn. YPFB*, **17**, 227 p.
- TANKARD A.J., ULIANA M.A., WELSINK H.J., RAMOS V.A., TURIC M., FRANCA A.B., MILANI E.J., DE BRITO NEVES B.B., EYLES N., SKARMETA J., SANTA ANA H., WIENS F., CIRBIAN M., LOPEZ PAULSEN O., GERMS G.J.B., DE WIT M.J., MACHACHA T. & MILLER R. McG. (1995).- Structural and Tectonic Controls of Basin Evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In *Petroleum basins of South America*, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 5-52.
- ULIANA M.A. & LEGARETTA L. (1993).- Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean stting : Neuquen basin, Argentina. *J. Petrol. Geol.*, **16**, 397-420.
- VILLARROEL C. (1974 a).- Un mésothériiné nouveau (Notoungulata, Mammalia) dans le Miocène supérieur de Bolivie. *C. R. Ac. Sci. Paris*, **279**, 551-554.
- VILLARROEL C. (1974 b).- Les mésothériinés (Notoungulata, Mammalia) du Pliocène de Bolivie. Leurs rapports avec ceux d'Argentine. *Ann. Paléont. Vertébrés*, **60**, 125-281.
- WALKER E.H. (1949).- Andean uplift and erosion surfaces near Uncia, Bolivia. *Amer. J. Sci.*, **247**, 646-663.
- WEBB S.D. (1995).- Biological implications of the Middle Miocene Amazon seaway. *Science*, **269**, 361-362.
- WELSINK H.J., FRANCO A. & OVIEDO G. (1995).- Andean and pre-Andean deformation, Boomerang Hills area, Bolivia. In *Petroleum basins of South America*, Tankard A.J., Suarez-Soruco R. & Welsink H.J Eds, *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 481-189.
- ZUBIETA D., BABY P. & MUGNIER J.L. (1996).- Cenozoic evolution of the Andean foreland basin between 15° 30' and 22° 30' S. *3<sup>rd</sup> Int. Symp. Andean Geodyn. St Malo*, 529-532.
- ZUBIETA-ROSSETTI D., HUYGHE P., MASCLE G., MUGNIER J.L. & BABY P. (1993).- Influence de l'héritage ante-dévonien au front de la chaîne andine (partie centrale de la Bolivie). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **316**, 951-957.



## Liste des figures et tableaux

|                                                                                                                                                                                                             |       |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| Figure 1 Principaux domaines structuraux des Andes et résultats des mesures géodésiques de la bordure Pacifique et des Andes par rapport au craton Sud-Américain. (D'après Ramos et Aleman, 2000, modifié). | p. 6  |
| Figure 2 Carte géologique de Bolivie. (D'après SERGEOMIN-YPFB, 1996).                                                                                                                                       | p. 7  |
| Figure 3 Carte gravimétrique de Bolivie. (D'après Univ. Leeds).                                                                                                                                             | p. 8  |
| Figure 4 Colonne stratigraphique des séries du Subandin et de l' Avant-Pays en Bolivie (d' après YPFB).                                                                                                     | p. 9  |
| Figure 5 Coupe des Andes centrales. (D'après Rochat et al, 1999).                                                                                                                                           | p. 10 |
| Figure 6 Colonne stratigraphique des séries du Subandin (D'après Baby <i>et al.</i> , 1993)                                                                                                                 | p. 12 |
| Figure 7 Coupe dans le Subandin Nord. (D'après Baby, 1995).                                                                                                                                                 | p. 13 |
| Figure 8 Coupe dans le Subandin Sud. (D'après Moretti <i>et al.</i> , 1996).                                                                                                                                | p. 14 |
| Figure 9 Pointé de profil sismique régional W-E à SW-NE de l' Alto de Izozog (région Nord).                                                                                                                 | p. 14 |
| Figure 10 Profil diagaphique du forage Tuichi.                                                                                                                                                              | p. 16 |
| Figure 11 Affleurement de la Formation Bala sur les rives du Rio Beni (Subandin Nord).                                                                                                                      | p. 17 |
| Figure 12 Affleurement de la Formation Quendeque.                                                                                                                                                           | p. 18 |
| Figure 13 Affleurement de la Formation Charqui, rives du Rio Tuichi (Subandin Nord).                                                                                                                        | p. 19 |
| Figure 14 Profil diagaphique du forage Puerto Ramos (Subandin Centre).                                                                                                                                      | p. 20 |
| Figure 15 Affleurement de la Formation Petaca                                                                                                                                                               | p. 21 |
| Figure 16 Colonne stratigraphique des Formations "Areniscas Superiores" et "Areniscas de Transicion".                                                                                                       | p. 22 |
| Figure 17 Affleurement de la Formation Yecua, rives du Rio Grande (Subandin Sud).                                                                                                                           | p. 23 |
| Figure 18 Affleurement de la Formation Emboruzu, route Bermejo-Tarija (Subandin Sud).                                                                                                                       | p. 25 |
| Figure 19 Coupes à travers le front Subandin Nord (synclinal de Yanamanu-Tuichi) et la plaine du Beni.                                                                                                      | p. 26 |
| Figure 20 Pointé sismique d'un profil régional au Nord de Santa Cruz.                                                                                                                                       | p. 27 |
| Figure 21 Pointé sismique d'un profil régional au Sud de Santa Cruz.                                                                                                                                        | p. 28 |
| Figure 22 Coupes régionales dans le Subandin Sud.                                                                                                                                                           | p. 29 |
| Figure 23 Pointé de profil sismique régional W-E de l' Alto de Izozog                                                                                                                                       | p. 30 |
| Figure 24 Corrélation de forages dans le bassin d'avant-pays Beni-Chaco.                                                                                                                                    | p. 31 |
| Figure 25 Corrélations régionales.                                                                                                                                                                          | p. 32 |
| Figure 26 Carte de la profondeur du substratum tertiaire.                                                                                                                                                   | p. 34 |
| Figure 27 Carte géologique du Subandin Nord. (D'après SERGEOMIN-YPFB, 1996).                                                                                                                                | p. 36 |
| Figure 28 Coupes dans le Subandin Nord. (D'après Baby <i>et al.</i> , 1993)                                                                                                                                 | p. 37 |
| Figure 29 Carte géologique du Subandin Centre. (D'après SERGEOMIN-YPFB, 1996).                                                                                                                              | p. 38 |
| Figure 30 Cinématique de la zone Subandine. (D'après Baby <i>et al.</i> , 1993)                                                                                                                             | p. 39 |
| Figure 31 Directions de transcurrence dans la zone Subandine au niveau du Coude de Santa Cruz.                                                                                                              | p. 39 |
| Figure 32 Carte géologique du Subandin Sud. (D'après SERGEOMIN-YPFB, 1996).                                                                                                                                 | p. 40 |
| Figure 33 Coupes du Synclinal de Tatarenda.                                                                                                                                                                 | p. 41 |
| Figure 34 Carte de la sismicité du front Subandin.                                                                                                                                                          | p. 42 |
| Figure 35 Carte de localisation des bassins transportés analysés dans ce travail.                                                                                                                           | p. 43 |
| Figure 36 Carte tectonique du Subandin Nord : localisation des synclinaux du Haut Beni et de Tuichi-Madidi.                                                                                                 | p. 44 |
| Figure 37 Image satellite du synclinal de Tuichi-Madidi (région de Rurrenabaque)                                                                                                                            | p. 45 |
| Figure 38 Image satellite du synclinal de Tariquia.                                                                                                                                                         | p. 46 |
| Figure 39 Coupe du synclinal de Tariquia.                                                                                                                                                                   | p. 47 |
| Figure 40 Carte structurale schématique du Subandin Centre et Sud et du Piedmont.                                                                                                                           | p. 48 |
| Figure 41 Carte structurale schématique du Piedmont Nord.                                                                                                                                                   | p. 49 |
| Figure 42 Pointés de profils sismiques dans le Piedmont Nord.                                                                                                                                               | p. 50 |
| Figure 43 Exemple de profil sismique S-N dans le Piedmont Nord, au Sud de la zone du Boomerang.                                                                                                             | p. 51 |
| Figure 44 Profil sismique dans le Subandin Centre.                                                                                                                                                          | p. 51 |
| Figure 45 Image satellite du Subandin Sud et du Piedmont, au Sud du Coude de Santa Cruz.                                                                                                                    | p. 52 |
| Figure 46 Carte structurale schématique du Piedmont Sud.                                                                                                                                                    | p. 53 |

|                                                                                                                                    |          |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------|
| Figure 47 Pointés de profils sismiques dans le Piedmont Sud.                                                                       | p. 54    |
| Figure 48 Détail de profil sismique dans le Piedmont Sud : structure synsédimentaire à croissance progressive.                     | p. 55    |
| Figure 49 Carte en isochrones de la base du Tertiaire dans la zone du Boomerang.                                                   | p. 56    |
| Figure 50 Schéma structural simplifié de la zone du Boomerang. (D'après Zubieta <i>et al.</i> , 1993)                              | p. 57    |
| Figure 51 Exemple de profil sismique S-N dans la zone du Boomerang.                                                                | p. 57    |
| Figure 52 Pointé de profils sismiques S-N dans la zone du Boomerang.                                                               | p. 58    |
| Figure 53 Pointé de profil sismique W-E dans la zone du Boomerang                                                                  | p. 59    |
| Figure 54 Exemple de détail de profil sismique N-S dans la zone du Boomerang.                                                      | p. 60    |
| Figure 55 Exemple de détail de profil sismique N-S dans la zone du Boomerang                                                       | p. 61    |
| Figure 56 Modélisation analogique du Boomerang. (d'après Baby <i>et al.</i> , 1995).                                               | p. 62    |
| Figure 57 Pointé de profils sismique S-N dans la zone du Boomerang.                                                                | p. 62    |
| Figure 58 Schéma structural simplifié de la zone du Chapare.                                                                       | p. 63    |
| Figure 59 Profils sismiques dans la zone du Chapare.                                                                               | p. 64    |
| Figure 60 Pointé de profil sismique dans la zone du Chapare.                                                                       | p. 65    |
| Figure 61 Carte en isochrone de la base du tertiaire de l'Alto de Izozog.                                                          | p. 66    |
| Figure 62 Détail de profil sismique S-N de l'Alto de Izozog (région Sud).                                                          | p. 67    |
| Figure 63 Détail de profil sismique SW-NE de l'Alto de Izozog (région Sud).                                                        | p. 68    |
| Figure 64 Profil sismique régional W-E de l'Alto de Izozog.                                                                        | p. 68    |
| Figure 65 Détail de profil sismique W-E de l'Alto de Izozog (région Nord).                                                         | p. 69    |
| Figure 66 Pointé de profil sismique W-E de l'Alto de Izozog (région Sud).                                                          | p. 70    |
| Figure 67 Pointé de profil sismique S-N au Nord de l'Alto de Izozog montrant une chenalisation importante dans le Carbonifère.     | p. 71    |
| Figure 68 Pointés de profils croisés S-N et W-E de l'Alto de Izozog.                                                               | p. 72    |
| Figure 69 Pointé de profil sismique régional W-E de l'Alto de Izozog (région Sud).                                                 | p. 73    |
| Figure 70 Pointé de profil sismique régional S-N dans la plaine du Chaco à l'Est de l'Alto de Izozog                               | p. 73    |
| Figure 71 Dépliage du système Subandin/Piedmont Sud.                                                                               | p. 75    |
| Figure 72 Paléogéographie : Formation Petaca.                                                                                      | p. 76    |
| Figure 73 Paléogéographie : Formation Petaca dépliée.                                                                              | p. 77    |
| Figure 74 Paléogéographie : Formation Naranjillos.                                                                                 | p. 78    |
| Figure 75 Paléogéographie : Formation Yecua.                                                                                       | p. 80    |
| Figure 76 Paléogéographie : Formation Yecua dépliée.                                                                               | p. 81    |
| Figure 77 Paléogéographie : Formation Tariquia.                                                                                    | p. 82    |
| Figure 78 Paléogéographie : Formation Tariquia dépliée.                                                                            | p. 83    |
| Figure 79 Paléogéographie : Formation Guandacay.                                                                                   | p. 84    |
| Figure 80 Paléogéographie : Formation Guandacay dépliée.                                                                           | p. 85    |
| Figure 81: Subsidence de la lithosphère de l'Avant-Pays Andin déduite de la paléogéographie du bassin tertiaire déplié.            | p. 87    |
| Figure 82: Exemples de calcul de subsidence dans le bassin d'Avant-Pays Andin                                                      | p. 88-90 |
| Figure 83 Bassins versants des Rio Grande/Rio Parapeti, Rio Beni et Rio Pilcomayo.                                                 | p. 92    |
| Figure 84 Profil sismique régional dans le Piedmont Sud.                                                                           | p. 94    |
| Figure 85 Détail des biseaux dans la série tertiaire de l'Alto Beni. (D'après Leturmy <i>et al.</i> , 2000).                       | p. 95    |
| Figure 86 Suintement d'huile dans le Tertiaire au niveau des fondations d'un pont sur le Rio Kerosene, Route Palos Blancos-Yucumo. | p. 96    |
| Figure 87 Coupes dans le bassin d'Avant-Pays Andin.                                                                                | p. 97    |
| Table 1 Volumes sédimentaires piégés dans l'Avant-Pays Andin.                                                                      | p. 91    |
| Table 2 Caractéristiques des Rio Grande, Beni et Pilcomayo.                                                                        | p. 91    |



|                                                                                 |       |
|---------------------------------------------------------------------------------|-------|
| Résumé                                                                          | p.3   |
| Abstract                                                                        | p.4   |
| Resumen                                                                         | p.4   |
| Chap 1 INTRODUCTION                                                             | p. 5  |
| 1 Situation et cadre géodynamique du Subandin de Bolivie et de son Avant-Pays   | p. 5  |
| 2 Cadre sédimentaire et tectonique du Subandin de Bolivie et de son Avant-Pays. | p. 5  |
| 2.1 Limites et grandes divisions structurales                                   | p. 5  |
| 2.2 Séries ante-orogéniques dans le Subandin                                    | p. 11 |
| 2.3 Série syn-orogénique dans le Subandin.                                      | p. 11 |
| 2.4 Style Structural                                                            | p. 13 |
| 3 Intérêt de l'étude et objectifs                                               | p. 15 |
| Chap 2 LES UNITES STRATIGRAPHIQUES SYN-OROGENIQUES                              | p. 16 |
| 1 Introduction                                                                  | p. 16 |
| 2 Subandin Nord et Plaine du Beni                                               | p. 16 |
| 2.1 Formation Bala                                                              | p. 16 |
| 2.2 Formation Quendeque                                                         | p. 17 |
| 2.3 Formation Charqui                                                           | p. 18 |
| 2.4 Formation Tutumo                                                            | p. 19 |
| 3 Subandin Centre-Sud et Plaine du Chaco                                        | p. 20 |
| 3.1 Formation Naranjillos                                                       | p. 20 |
| 3.2 Formation Petaca                                                            | p. 20 |
| 3.3 Areniscas Superiores                                                        | p. 22 |
| 3.4 Areniscas de Transición                                                     | p. 22 |
| 3.5 Formation Yecua                                                             | p. 22 |
| 3.6 Formation Tariquia                                                          | p. 24 |
| 3.7 Formation Guandacay                                                         | p. 24 |
| 3.8 Formation Emborozul                                                         | p. 24 |
| Chap 3 GEOMETRIE DU REMPLISSAGE                                                 | p. 26 |
| 1 Introduction                                                                  | p. 26 |
| 2 Coupes régionales issues de données sismiques.                                | p. 26 |
| 3 Corrélations stratigraphiques régionales                                      | p. 30 |
| 4 Evolution nord-sud de la géométrie du bassin d'avant-pays                     | p. 33 |
| Chap 4 LE SYSTEME CHEVAUCHANT DU SUBANDIN                                       | p. 35 |
| 1 Introduction                                                                  | p. 35 |
| 2 Structure du Subandin                                                         | p. 35 |
| 2.1 Subandin Nord (entre 13° et 16° S)                                          | p. 35 |
| 2.2 Subandin Central (entre 16° et 19° S)                                       | p. 39 |
| 2.3 Subandin Sud (entre 17° et 22° S)                                           | p. 41 |
| 2.4 Conclusions sur le Subandin                                                 | p. 42 |
| 3 Les Bassins transportés                                                       | p. 43 |
| 3.1 Les bassins transportés de l'Alto Beni et de Tuichi-Madidi                  | p. 43 |
| 3.2 Le bassin piggy-back à la frontière avec l'Argentine                        | p. 47 |
| Chap 5 LE DOMAINE STRUCTURAL DU PIEDMONT ET LA PLAINE                           | p. 48 |
| 1 Introduction                                                                  | p. 48 |
| 2 Structure du Piedmont                                                         | p. 48 |
| 2.1 Piedmont Nord                                                               | p. 48 |
| 2.2 Piedmont Sud                                                                | p. 55 |
| 3 La zone du Boomerang                                                          | p. 56 |
| 3.1 La structure du Boomerang                                                   | p. 56 |
| 3.2 Considérations sur la déformation dans la zone du Boomerang                 | p. 58 |
| 4 Les structures de la zone du Chapare                                          | p. 64 |
| 5 L'Alto de Izozog                                                              | p. 66 |
| 5.1 Structure de l'Alto de Izozog                                               | p. 66 |
| 5.2 Signification géodynamique de l'Alto de Izozog                              | p. 69 |

|                                                                                               |        |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------|--------|
| Chap 6 SEDIMENTATION, SUBSIDENCE ET EROSION                                                   | p. 74  |
| 1 Introduction, méthodologie                                                                  |        |
| 2 Distribution paléogéographique des Formations                                               | p. 74  |
| 2.1 Période Oligocène-Miocène inférieur, Formations Petaca/Arenillas et Naranjillos           | p. 74  |
| 2.2 Période Miocène moyen-supérieur, Formation Yecua                                          | p. 79  |
| 2.3 Période Miocène supérieur-Pliocène, Formation Tariquia                                    | p. 79  |
| 2.4 Période Pliocène, Formation Guandacay                                                     | p. 79  |
| 2.5 Période Pliocène Supérieur-Quaternaire, Formation Emborozu                                | p. 79  |
| 3 Subsidence                                                                                  | p. 86  |
| 4 Erosion                                                                                     | p. 91  |
| 4.1 L'érosion de la chaîne                                                                    | p. 91  |
| 4.2 Erosion et tectonique                                                                     | p. 93  |
| 4.2.1 Introduction                                                                            | p. 93  |
| 4.2.2 Contrôle des structures par l'érosion dans le Subandin                                  | p. 94  |
| 4.2.3 Contrôle de l'érosion par la structure : le coude de Santa Cruz                         | p. 95  |
| Chap 7 LE POTENTIEL PETROLIER DES SEDIMENTS TERTIAIRES DANS LE PIEDMONT ET L'AVANT-PAYS ANDIN |        |
| 1 Le bassin d'Avant-Pays Andin                                                                | p. 96  |
| 2 Les hydrocarbures dans le bassin d'Avant-Pays Bolivien                                      | p. 96  |
| 2.1 Introduction                                                                              | p. 96  |
| 2.2 Géochimie et roches-mères                                                                 | p. 96  |
| 2.3 Géodynamique et histoire thermique                                                        | p. 98  |
| 3 Génération et expulsion des hydrocarbures dans le bassin d'Avant-Pays Bolivien.             | p. 99  |
| 4 Tectonique et Piégeage                                                                      | p. 99  |
| 5 Conclusions                                                                                 | p. 100 |
| CONCLUSIONS                                                                                   | p. 101 |
| Remerciements                                                                                 | p. 101 |
| BIBLIOGRAPHIE                                                                                 | p. 102 |
| Liste des figures et tables                                                                   | p. 106 |
| Table des matières                                                                            | p. 108 |



# GÉOLOGIE ALPINE

## MÉMOIRE H.S.

|      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |                         |
|------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------|
| T. 1 | MARTIN (S). 1960. - Les pécoptéridées du Bassin houiller de la Mure (Isère). Leur signification stratigraphique. 126 p. ....                                                                                                                                                                                              | 5 €                     |
| T. 2 | SARROT-REYNAULD (J). 1961. - Etude géologique du Dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. T 1 : Le socle cristallin de la couverture paléozoïque. 215 p. Thèse d'Etat. Grenoble I. ....                                                                                                                            | 5 €                     |
| T. 4 | VIALON (P). 1966. - Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes (Italie). 282 p. Thèse d'Etat. Grenoble I. ....                                                                                                                                                                           | 5 €                     |
| T. 5 | CHEYLAN (G). 1966. - Etudes géologiques des aménagements hydrauliques de la compagnie du Bas-Rhône-Languedoc. 343 p. Thèse d'Etat. Grenoble I. ....                                                                                                                                                                       | 5 €                     |
| T. 6 | RADELLI (L). 1967. - <i>Géologie des Andes Colombiennes</i> . 457 p. Thèse d'Etat. Grenoble. I. ....                                                                                                                                                                                                                      | épuisé                  |
| T. 7 | SCHNEIDER (B). 1967. - Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. 242 p. Thèse de Docteur Ingénieur Grenoble I. ....                                                                                                                                                                                    | 5 €                     |
| T. 8 | COLLOQUE sur l'hydrogéologie karstique du Massif du Vercors.<br>Grenoble le 16 Novembre 1968. Tome I (100 p.) et II (p 101 à 186). ....                                                                                                                                                                                   | t.I épuisé<br>t. II 2 € |
| T. 9 | ANTOINE (P). 1971. - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. 367 p. Thèse d'Etat. Grenoble I. ....                                                                                                                                                  | 5 €                     |
| T.10 | GIRAULT (J). 1976. - Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion. 86 p. ....                                                                                                                                                                                                                                 | 5 €                     |
| T.11 | ARNAUD-VANNEAU. 1980. - <i>Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales)</i> . Volumes I (267 p.), 2 (269 à 874) et 3 (19 p. + 113 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I. .... | épuisé                  |
| T.12 | ARNAUD (H). 1981. - <i>De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le barrémo-bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch</i> . Vol I (311 p.), 2 (314 à 804) et 3 (19 p. + 115 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I. ....                                                                                       | épuisé                  |
| T.13 | COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 11 et 12 Décembre 1986. Institut Dolomieu. Volume 1. 469 p. ....                                                                                                                                                                                    | 23 €                    |
| T.14 | COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 10 et 11 Décembre 1987. Institut Dolomieu. Volume 2. 305 p. ....                                                                                                                                                                                    | 23 €                    |
| T.15 | COLLOQUE A.G.S.E. "Risques naturels dans le S.E de la France".<br>Avignon, 19 et 20 Octobre 1989. 251 p. ....                                                                                                                                                                                                             | 16 €                    |
| T.16 | 6ième COLLOQUE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET. Auris-en-Oisans, 20-23 Mars 1991. 97 p. ....                                                                                                                                                                                                                                     | épuisé                  |
| T.17 | COLLOQUE INTERNATIONAL sur les événements de la limite Cénomanien-Turonien.<br>Grenoble, 24-26 Mai 1991. 129 p. ....                                                                                                                                                                                                      | épuisé                  |
| T.18 | COLLOQUE A.G.S.E. "Enregistrement de l'Eustatisme sur les marges Ouest-Tethysiennes au Mésozoïque". Lyon, 23 et 24 Novembre 1989. 136 p. ....                                                                                                                                                                             | épuisé                  |
| T.19 | GUILLLOT (S). 1993. - <i>Le granite de Manaslu (Népal central). Marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. Etude structurale, métamorphique et géochimique</i> . 97 p. + annexes. Thèse d'Université. Grenoble I. ....                                                                  | épuisé                  |
| T.20 | Lower Cretaceous cephalopod biostratigraphy of the western Tethys : Recent developments, regional synthesis and outstanding problems. IGCP 262 : Tethyan Cretaceous Correlations. Lower Cretaceous Cephalopod Team. 1994. 320 p. ....                                                                                     | 69 €                    |
| T.21 | DARMENDRAIL (X). 1994. - <i>Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison des mouvements</i> . 174 p. Thèse d'Université. Chambéry ....                                                                         | non publié              |
| T.22 | JOUANNE F. 1994. - Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison des données géodésiques historiques. Thèse de l'Université de Savoie. 153 p. ....                                                                                                                                  | 23 €                    |
| T.23 | CHALARON (E). 1994. - <i>Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen</i> . 134 p. Thèse d'Université. Grenoble I. ....                                                                                                         | épuisé                  |
| T.24 | BLANC-ALÉTRU (M.-C.). 1995 - <i>Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle</i> . 299 p., 14 pl., 156 fig. Thèse de l'Université de Neuchâtel (Suisse). ....                                  | épuisé                  |
| T.25 | BLANC (E.). 1996. - <i>Transect plate-forme - bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts des sédiments</i> . 311 p., 7 pl., 180 fig. Thèse d'Université. Grenoble I. ....                           | épuisé                  |
| T.26 | LEMENNICIER (Y.). 1996. - <i>Le complexe métamorphique du Sud Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan - Nord Pakistan). Étude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique</i> . 171 p. Thèse d'Université. Grenoble I. ....                                                                | épuisé                  |
| T.27 | CROUZET (C.). 1997. - Le thermopaléomagnétisme : méthodologie et applications. 197 p. Thèse de l'Université de Savoie. ....                                                                                                                                                                                               | 23 €                    |
| T.28 | LAZARRE (J.). 1997. - Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le massif du Pelvoux (Hautes-Alpes, France). Tectonique des socles et ds bassins à la limite secondaire-Tertiaire. 201 p. Thèse d'Université. Lyon I. ....                                                                     | 26 €                    |

|             |                                                                                                                                                                                                                                          |                |
|-------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|
| <b>T.29</b> | FUDRAL (S.) 1998. - Étude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales, de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint-Maurice (France). 306 p. Thèse de l'Université de Savoie. .... | <b>42 €</b>    |
| <b>T.30</b> | CHAPRON (E.) 1999 - Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays alpin (Lac du Bourget, Léman) durant le quaternaire récent. 261 p. Thèse de l'Université de Lille. ....                      | <b>37 €</b>    |
| <b>T.31</b> | Les Paléoalpins - Hommage à Pierre Bintz. 239 p. ....                                                                                                                                                                                    | <b>39 €</b>    |
| <b>T.32</b> | DENIAUD (Y.) 2000 - Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène : étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse. 157 p. Thèse d'Université Grenoble I, ..      | <b>25 €</b>    |
| <b>T.33</b> | BERNAUS (J.-M.) 2000 - L'Urgonien du bassin d'Organyà (NE de l'Espagne) : micropaléontologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle 138 p. Thèse d'Université Grenoble I .....                                                    | <b>23 €</b>    |
| <b>T.34</b> | MASCLE (G.) et TRICART (P.) 2001 - Le Canal de Sardaigne : les plongées CYANA 166 p. ....                                                                                                                                                | <b>39 €</b>    |
| <b>T.35</b> | EMPEREUR-MOT (L.) 2001 - La fragmentation naturelle des massifs rocheux. Modèles de blocs et bases de données tridimensionnelles : réalisation, exploration géométrique et applications. 187 p.                                          | <b>23 €</b>    |
| <b>T.36</b> | GONZALEZ-LARA (J. C.) 2001 - Le Paléocène du Chiapas (SE du Mexique) : biostratigraphie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle. 140 p. . ....                                                                                     | <b>24,40 €</b> |

### GÉOLOGIE ALPINE BULLETIN

|                     |       |      |                    |                     |         |               |              |
|---------------------|-------|------|--------------------|---------------------|---------|---------------|--------------|
| du                  | T. 33 | 1956 | au                 | T. 55               | 1979    | <b>5 €</b>    | l'exemplaire |
| du                  | T. 57 | 1981 | au                 | T. 69               | 1993    | <b>8 €</b>    | l'exemplaire |
| <i>sont épuisés</i> | T. 56 | 1980 | et                 | T. 61               | 1985    |               |              |
|                     | T. 70 | 1994 | thèse d'Univ.      | TALAVERA MENDOZA O. | incluse | <b>16 €</b>   | l'exemplaire |
|                     | T. 71 | 1995 | thèse d'Université | BENITEZ S.          | incluse | <b>16 €</b>   | l'exemplaire |
|                     | T. 72 | 1996 |                    |                     |         | <b>16 €</b>   | l'exemplaire |
|                     | T. 73 | 1997 |                    |                     |         | <b>20 €</b>   | l'exemplaire |
|                     | T. 74 | 1998 |                    |                     |         | <b>20 €</b>   | l'exemplaire |
|                     | T. 75 | 1999 |                    |                     |         | <b>23 €</b>   | l'exemplaire |
|                     | T. 76 | 2000 |                    |                     |         | <b>.... €</b> | l'exemplaire |

La liste des sommaires des bulletins est fournie sur demande adressée au Service Documentation de l'Institut Dolomieu  
**Voir aussi sur le Web <http://www.univ-savoie.fr/labos/lga/produ>**

### GÉOLOGIE ALPINE SÉRIE SPÉCIALE "COLLOQUES ET EXCURSIONS"

|            |                                                                                        |                                            |               |
|------------|----------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|---------------|
| <b>N°1</b> | Géotatier Alpin. Résumés.                                                              | Grenoble, 12-13 Novembre 1992. 105 p. .... | <b>8 €</b>    |
| <b>N°2</b> | <i>Mesure de la déformation récente et actuelle. Résumés.</i>                          | Chambéry 18-19 Mai 1993. 54 p. ....        | <i>épuisé</i> |
| <b>N°3</b> | ODP Leg 143 post-cruise meeting. Field-trip.                                           | Grenoble, 1-4 Juillet 1993. 106 p. ....    | <b>8 €</b>    |
| <b>N°4</b> | <i>Les Bassins d'avant-chânes. Résumés. Séance de la Société Géologique de France.</i> | Grenoble, 21-22 Novembre 1994. 111 p. .... | <i>épuisé</i> |

### AUTRES

|                       |                                                                      |             |
|-----------------------|----------------------------------------------------------------------|-------------|
| Fichier ORBITOLINIDAE | par A. ARNAUD-VANNEAU 1978. Ed. SNEA(P) . Types figurés -143 espèces | <b>39 €</b> |
|-----------------------|----------------------------------------------------------------------|-------------|

### CONDITIONS DE VENTE

Les prix indiqués sont à majorer des frais d'expédition. Prix préférentiels pour commande en nombre, nous consulter.

Adressez vos demandes à : *Institut de Géologie - Association Dolomieu. Documentation*  
*15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble cedex (France)*  
*Tel : 04 76 63 59 76 Fax : 04 76 87 82 43 E-mail : [ptalour@ujf-grenoble.fr](mailto:ptalour@ujf-grenoble.fr)*