



HAL
open science

Evolution géomorphologique et tectonique au front des Andes centrales (nord de la Bolivie)

Magalie M. Strub

► **To cite this version:**

Magalie M. Strub. Evolution géomorphologique et tectonique au front des Andes centrales (nord de la Bolivie). Sciences de la Terre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2006. Français. NNT : . tel-00660509

HAL Id: tel-00660509

<https://theses.hal.science/tel-00660509>

Submitted on 16 Jan 2012

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.

THESE

soutenue le 26 octobre 2006 à

l'Université Paul Sabatier (Toulouse III)

par

Magalie Strub

Docteur en Sciences

(Sciences de la Terre et de l'Environnement)

**EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE ET
TECTONIQUE AU FRONT DES ANDES
CENTRALES
(NORD DE LA BOLIVIE)**

Travaux dirigés par

Gérard Hérail et José Darrozes

et rapportés par

Mrs Yves Hervouët, Jean-Louis Mugnier et Hervé Philip

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I - LE CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE	5
I-A- La Cordillère des Andes.....	5
I-B- Les Andes Centrales.....	11
I-B-1- Esquisse de l'histoire tectonique	12
I-B-2- Déformation actuelle.....	15
I-C- La région étudiée	17
I-C-1- Contexte structural	23
I-C-2- Les séries sédimentaires néogènes	26
I-C-3- Contexte climatique	29
CHAPITRE II - SEDIMENTATION ET TECTONIQUE NEOGENE.....	33
II-A- Lithostratigraphie	35
II-A-1- Formation Bala	36
II-A-2- Formation Quendeque.....	40
II-A-3- Formation Cangalli.....	44
II-A-4- Formation Charqui	47
II-A-5- Formation Tutumo	49
II-A-6- Conclusion sur les environnements de dépôt.....	51
II-B- Ages des matériaux	52
II-B-1- Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas et feldspaths	53
II-B-2- Analyses de traces de fission dans les apatites	55
II-B-3- Résultats AFTA.....	57
II-B-4- Analyses AFTA dans les échantillons volcano-détritiques.....	62
II-B-5- Discussion des résultats AFTA et Ar/Ar.....	63
II-B-6- Conclusions	65
II-C- Relations entre la sédimentation et la tectonique	66
II-C-1- Le synclinal de l'Alto Beni	66
II-C-2- Le bassin de Tipuani	67
II-C-3- Le synclinal de Madidi	68
II-C-4- Géométrie des chevauchements	70
II-D- Mise en place des structures et des reliefs au Néogène	71
II-D-1- La zone subandine nord de Bolivie	71
II-D-2- Les zones subandines de l'Orocline Bolivien	77

CHAPITRE III - MORPHOLOGIE DU FRONT DE CHEVAUCHEMENT	81
III-A- L'ancien cours du Río Alto Beni.....	84
III-B- Le relief frontal	86
III-B-1- Le paléo-cône du Río Tuichi.....	86
III-B-2- Les vallées sèches	88
III-B-3- Les terrasses	91
III-C- La serranía de Eva Eva	94
III-D- La zone zubandine du sud Pérou	96
 CHAPITRE IV - GEOMORPHOLOGIE ET TECTONIQUE HOLOCENE.....	99
IV-A-Introduction.....	103
IV-B-Study area	104
IV-C- Fluvial terraces	107
IV-C-1- San Miguel syncline	107
IV-C-2- Madidi syncline.....	112
IV-C-3- Encuentro syncline.....	112
IV-C-4- Internal Subandean Zone.....	113
IV-C-4- Interandean Zone.....	114
IV-D- Tectonic features	115
IV-E- Alluvial fans and hydrographic network reorganization	115
IV-E-1- Ixiamas area	116
IV-E-2- Rurrenabaque-Yucumo area.....	119
IV-F- Discussion and conclusion	121
IV-F-1- Subandean terraces	121
IV-F-2- Foothills alluvial fans	126
IV-F-3- Conclusion	129
 CHAPITRE V - MORPHOLOGIE DE LA PLAINE DU BENI	131
V-A-La zone de dépôt-centre du bassin	134
V-B Le bourrelet périphérique.....	140
V-B-1- Déviations et captures	140
V-B-2- sinuosité	145
V-B-3- Mouvements récents du bourrelet périphérique	147
V-B-4- Géométrie du bourrelet	151
 CONCLUSION	153

BIBLIOGRAPHIE	159
RAPPORT D'ANALYSES AFTA.....	185

INTRODUCTION

La Cordillère des Andes s'étend sur ~8000 km le long de la côte Ouest de l'Amérique du Sud, depuis la Colombie jusqu'à la Terre de Feu. Elle surprend par ses grandes dimensions pour une chaîne née d'une subduction océan-continent. En effet, les plus hauts sommets culminent à près de 7000 m et, dans les Andes Centrales, la chaîne atteint 750 km de large. Dans la Cordillère Orientale la croûte a une épaisseur de 70 km (Dorbath et al., 1993; James, 1971). La compréhension de la mise en place de cette chaîne passe, entre autres, par la description de la construction des zones subandines. De nombreuses études ont été menées sur le flanc est de la Cordillère (voir références dans Gil Rodriguez, 2001; Jacques, 2003; Jaillard, 2000). Cette thèse a pour but de compléter ces travaux en se focalisant sur le développement tertiaire à actuel de l'arrière arc nord bolivien, au niveau de la zone subandine et la plaine du Beni.

Les premières recherches sur la géologie de ce secteur des Andes ont eu lieu dans les années 1930-1940 avec le début de l'exploration pétrolière. Une synthèse historique de ces recherches est contenue dans Suarez Soruco et Diaz (1996). De nouvelles recherches ont été entreprises dans les années 1980 et poursuivies depuis avec les travaux de : Oller (1986), Roeder (1988), Baby et al. (1989, 1993, 1999), Hérail et al. (1990), Zubieta (2001), Gil Rodriguez (2001) et G. Astorga (2006). Des recherches du même type ont été conduites dans la zone subandine du sud de la Bolivie (Baby et al. 1992 ; Marshall et al. 1993 ; Moretti et al. 1996 ; Horton et De Celles, 2001 ; Uba et al. 2005 ; Hulka et al. 2006).

Dans une première partie, nous présenterons la région étudiée en débutant par une exposition générale sur la Cordillère des Andes pour finir sur les caractéristiques géologiques et géomorphologiques de la zone subandine du nord de la Bolivie.

Dans une seconde partie, nous nous consacrerons à l'analyse de la structuration tertiaire. La compréhension de cette déformation est facilitée par la préservation des structures qui se trouvent en grande partie scellées par les sédiments d'avant pays. Nous analyserons et interpréterons les faciès sédimentaires tertiaires contemporains de l'avancée du front orogénique. Nous avons choisi de reconstruire les différents bassins à des stades clés de l'évolution de la chaîne depuis l'Eocène sur une coupe structurale de la région. Elle permettra de comprendre, au niveau du système d'avant pays, la dynamique de mise en place, les mécanismes de déformation et la réponse sédimentaire. Nous ferons appel à la sédimentologie de faciès, la tectonique et la

thermochronologie. Nous daterons les séries tertiaires de la zone subandine du nord de Bolivie qui étaient seulement corrélées à d'autres séries sédimentaires synorogéniques cénozoïques à partir de ressemblances litho-stratigraphiques.

Dans une troisième partie nous observerons la morphologie des reliefs frontaux de la zone subandine nord qui renseigne sur les relations entre leur mise en place et l'évolution du réseau hydrographique. Nous observerons la propagation latérale des relief frontaux, et nous ferons le lien entre les tectoniques néogènes et holocène.

La quatrième partie est focalisée sur la déformation holocène de cette région. La distribution actuelle du raccourcissement crustal est peu contrainte, la déformation se distribue-t-elle sur plusieurs failles simultanément ou bien se localise-t-elle au front de la chaîne ? La propagation d'ouest en est de la déformation au cours du tertiaire semble indiquer que la déformation actuelle se localise actuellement au front des zones subandines (Sébrier, 1988; Dumont, 1996). Au moment où débutait ce travail, seuls les travaux de Sébrier (1988), Lavenu (1984) et Dumont (1996) évoquaient la déformation holocène de ces régions. Depuis 2001 sont paru des travaux portant sur l'Holocène des zones subandines d'Equateur (Bès de Berc, 2005), du Sud de la Bolivie (Becel, 2004) et du Nord de l'Argentine (Colombo, 2000). Dans ce travail nous voulons décrire plus précisément la déformation récente du front orogénique des Andes pour le nord est de l'Orocline bolivien. Pour cela, nous utiliserons différents témoins de déformation récente : la répartition spatiale et temporelle des terrasses fluviales, ainsi que la morphologie du réseau fluvial et des cônes de piedmont, ainsi que la datation de leur déformation.

Dans une cinquième partie nous porterons notre regard sur la Plaine du Beni qui correspond au bassin d'arrière arc actuel. Malgré sa planéité extrême, nous pouvons y distinguer les domaines morphologiques et tectoniques typiques des bassins d'avant pays : la zone de dépôt centre du bassin (*foredeep*), le bourrelet périphérique (*forebulge*) et, en aval, le *backbulge* (Horton, 1997 ; Aalto R., 2002; Roddaz, 2004). L'organisation du réseau hydrographique dans cette zone nous permet de délimiter l'extension du bourrelet pérिमontagneux et ses relations avec les accidents du socle.

Nous allons donc reconstruire l'histoire tectonique de la zone subandine du nord de la Bolivie, depuis l'Oligocène jusqu'à l'Actuel, grâce à l'analyse combinée des archives sédimentaires, de la géomorphologie et de la morphologie des cours d'eau.

CHAPITRE I - LE CONTEXTE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

I-A- La Cordillère des Andes.....	9
I-B- Les Andes Centrales.....	13
I-B-1- Esquisse de l'histoire tectonique.....	14
I-B-2- Déformation actuelle.....	17
I-C- La région étudiée.....	19
I-C-1- Contexte structural.....	25
I-C-2- Les séries sédimentaires néogènes.....	28
I-C-3- Contexte climatique.....	31

I-A- La Cordillère des Andes

La Cordillère des Andes résulte de la subduction des plaques Nazca et Antarctique sous l'Amérique du Sud (Isacks, 1988). L'activité de la subduction se marque par un arc volcanique volumineux et une tectonique active. La Cordillère des Andes surprend par ses grandes dimensions pour une chaîne née d'une subduction océan-continent.

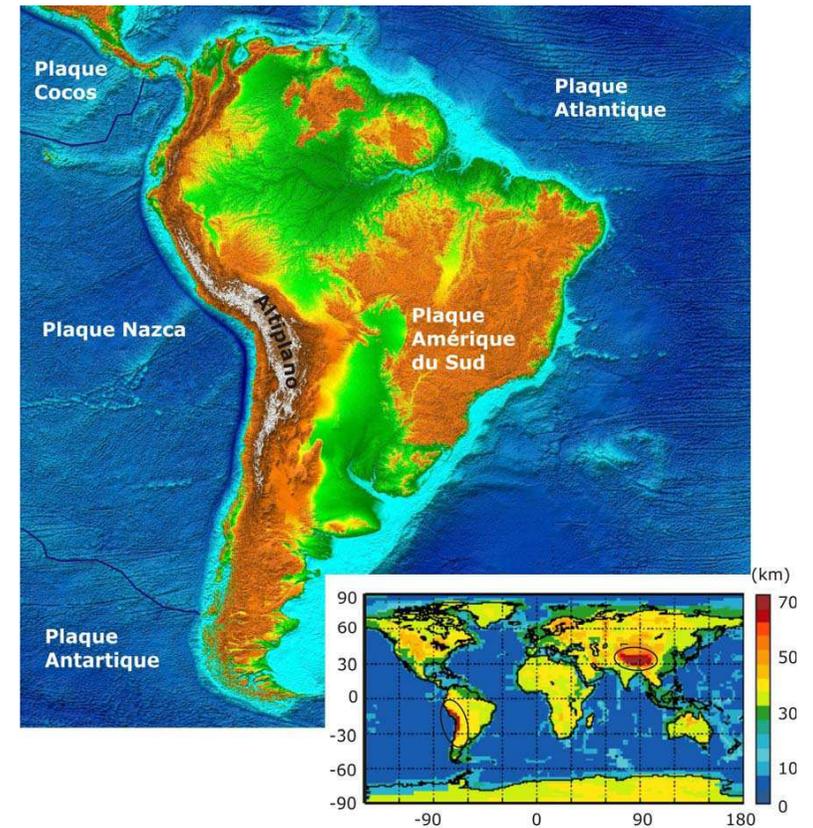


Figure I-1: Situation de la Cordillère des Andes par rapport aux différentes plaques et épaisseur de la croûte. Noter l'épaississement crustal considérable au niveau de l'Altiplano, dans les Andes, ainsi qu'au niveau de la chaîne Himalayenne (modèle CRUST2.0 de Laske et al., <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.html>).

Les plus hauts sommets culminent à près de 7000 m et, dans les Andes Centrales, la chaîne atteint 750 km de large au niveau de l'Altiplano-Puna. Dans cette zone, la croûte de la cordillère orientale atteint une épaisseur de 70 km (Fig. I-1) (James, 1971; Dorbath et al., 1993).

La côte ouest de l'Amérique du Sud est une bordure de plaque active depuis le Paléozoïque (Powell et al., 1993; Kennan, 2000). A cette période, se construit la proto-marge de Gondwana, la plaque de l'océan Iapetus passant en subduction sous l'Amérique du Sud (Fig. I-2). Cette subduction s'accompagne de l'accrétion de nombreux « terranes ». Du Dévonien au Trias se forment les Gondwanides, la première chaîne de montagne développée le long de la marge Pacifique, elle est associée à la subduction de l'océan Panthalassique. L'océan Iapetus se ferme avec la formation du super continent de la Pangée (Ramos et Alemán, 2000). Ce n'est qu'au Carbonifère terminal / Jurassique que le plancher du proto océan Pacifique passe en subduction sous l'Amérique du Sud (Jaillard et al., 2000). La Cordillère des Andes se développe à partir de la fin du Paléocène et a continué à s'élever jusqu'à nos jours.

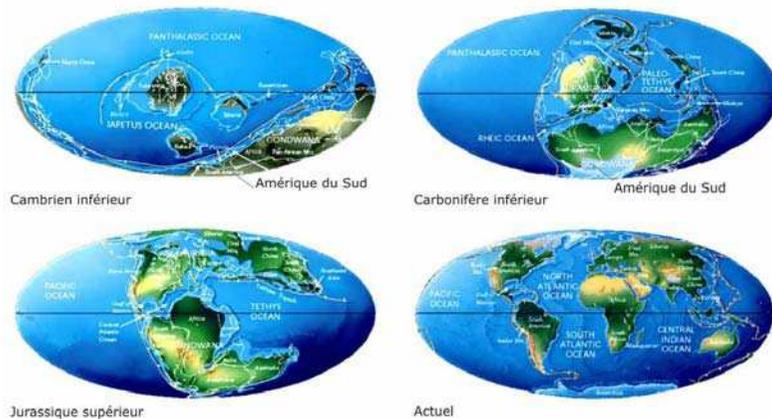


Figure I-2 : Reconstruction paléogéographique globale. Différentes plaques océaniques passent en subduction sous la plaque Amérique du Sud depuis le Cambrien inférieur (<http://www.scotese.com/earth.htm>).

La direction de déplacement relatif entre la plaque de Nazca et la plaque Amérique du Sud est relativement constante depuis 49 Ma (Pilger, 1984; Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998), elle est orientée globalement N 75 ± 5°. Par contre, la vitesse de convergence entre ces plaques a varié au cours du Cénozoïque (Fig. I-3). Les changements de vitesse de convergence influencent l'activité tectonique dans la Cordillère, les épisodes les plus rapides ayant été associés aux phases compressives majeures de l'orogénèse Andine (e.g. Allmendinger et al., 1983; Jordan et al., 1983; Urreiztieta, 1996; Lamb et al.1997).

Entre ~49 et 42 Ma, le taux de convergence dépasse les 15 cm/an: c'est la phase "Incaïque" de l'orogénèse. De la fin de l'Oligocène au milieu du Miocène, la vitesse de convergence accélère pour atteindre des valeurs de 15 à 20 cm/an (Pilger, 1984; Wortel, 1984; Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998). Cette accélération correspondrait, il y a environ 26 Ma, à la fragmentation de la plaque Farallón en deux plaques indépendantes, la plaque Cocos et la plaque Nazca (Pilger, 1984; Wortel, 1984). La déformation devient plus importante, le relief s'accroît et s'accompagne d'une reprise de l'activité volcanique dans la cordillère orientale; c'est la phase "Quechua" de l'orogénèse andine (Pardo-Casas et Molnar, 1987).

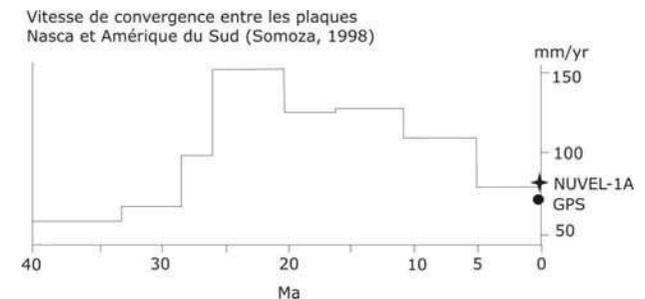


Figure I-3: Vitesse de convergence des plaques Nazca et Amérique du Sud en fonction de l'âge, (figure reprise de Somoza, 1998).

La vitesse de convergence diminue progressivement depuis le Miocène moyen, alors que la déformation est particulièrement active dans les zones orientales (Benjamin et al., 1987; Roeder, 1988; Baby et al., 1989; Sheffels, 1990; Norabuena et al., 1998; Kley, 1999; Hindle et al., 2002), et reste active dans la zone d'avant arc, sans

raccourcissement (Hartley et al., 2000; Riquelme, 2003). Actuellement la convergence est orientée N 76° avec une vitesse de 6.8 à 8.4 mm/an (Norabuena et al., 1998).

Le style tectonique et la morphologie de la Cordillère des Andes varient longitudinalement. Cette segmentation est notamment due à l'hétérogénéité rhéologique de la lithosphère, héritée de son histoire paléozoïque (Allmendinger et al., 1983; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1989; Kley, 1998; Tassara, 2005). De plus, du nord au sud de la Cordillère, la plaque océanique plonge avec différents pendages sous l'Amérique du Sud (Fig. I-4). Certains segments sont quasi horizontaux alors que d'autres plongent avec une trentaine de degrés. Les variations de pendage du plan de Wadati-Benioff semblent bien corrélées avec les variations du taux de raccourcissement orogénique dans l'arrière arc (Giambiagi et Ramos, 2002), le type de volcanisme (Gutscher et al., 2000) et le style tectonique de la Cordillère (Jordan et al., 1983).

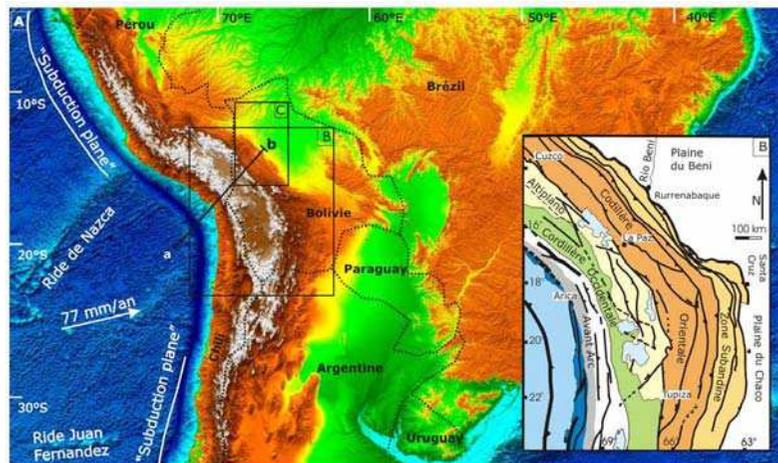


Figure I-4: A) Andes Centrale (MNT SRTM). Segments de subduction plane soulignés d'un trait blanc : segment péruvien et segment Chili central/Argentine. a-b : coupe de la figure I-5. B) Positionnement des unités tectoniques des Andes Centrales (Rochat, 2000). C) Rectangle noir : zone étudiée.

Deux segments de subduction "plane" s'étendent de 2° à 15° sud et de 27° à 33° sud, le plan de Benioff y est incliné de 5° à 10° vers l'est (Fig. I-4). Deux autres segments s'étalent de 15° à 24° sud et à plus de 33° sud avec une inclinaison "normale" de ~30° vers l'est (Stauder, 1973; Jordan et al., 1983; Ramos, 1999). Les segments pour lesquels la subduction est plane présentent un avant arc peu faillé et sans vallée longitudinale. Il n'y a pas de volcan actif et l'arrière-arc est déformé par une combinaison de chevauchements superficiels et de raccourcissements de la croûte. Par contre, les segments où la subduction est normale sont caractérisés par des failles normales et une large vallée longitudinale au niveau de l'avant-arc (Dépression Centrale, Fig. I-5). L'arc volcanique est actif et l'arrière-arc est déformé par un système de plis et chevauchements qui migre vers l'est (cordillère orientale et zone subandine, fig. I-5) (Schweller et al., 1981; Jordan et al., 1983). La région étudiée se situe dans les Andes Centrales où la zone de subduction est de pendage "normal".

I-B- Les Andes Centrales

Les Andes Centrales, zone large et coudée de la chaîne, se découpent en sept unités morphostructurales parallèles à l'orogène (Jordan et al., 1983). Elles sont définies par leurs caractéristiques morphologiques et géologiques (Fig. I-5). A l'est de la subduction se trouve l'avant-arc du Pérou et du nord du Chili. La Cordillère de la Côte correspond à l'arc volcanique mésozoïque, la Précordillère et la Cordillère Occidentale correspondent à l'arc volcanique cénozoïque à actuel. Les volcans néogènes et quaternaires reposent sur un substratum porté à plus de 4000 m d'altitude; ces volcans peuvent atteindre 6000 m d'altitude (le Sajama est à 6520 m). Ils forment la Cordillère Occidentale qui constitue le bord ouest de l'Altiplano-Puna, plateau à ~4000 m d'altitude.

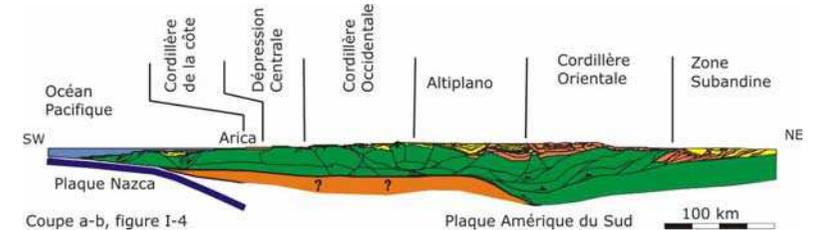


Figure I-5 : Coupe schématique des Andes Centrales montrant les différentes unités morphostructurales (Rochat, 2000).

A l'est, l'Altiplano est limité par la Cordillère Orientale dont les sommets culminent aux alentours de 6700 m (massif granitique de l'Illimani, 6428 m). A l'est, la zone interandine est limitée par le Chevauchement Frontal Principal (CFP, Sempéré et al., 1990). La zone subandine correspond à une ceinture de plis et chevauchements d'avant pays. Elle s'amortit à l'est dans les plaines du Beni et du Chaco qui sont composées de la zone de dépôt *foredeep* et puis du *forebulge* (Watts et al., 1995; Horton et DeCelles, 1997; Aalto et al., 2002; Roddaz et al., 2005).

Depuis le Jurassique, le front de déformation et l'arc volcanique se sont petit à petit propagés d'ouest en est (Lamb et al., 1997). La migration de l'arc est bien contrainte. Au Crétacé, il se trouvait au niveau de l'actuel avant arc Chilien (Coira et al., 1982; Campusano, 1990; Hammerschmidt et al., 1992). Pendant le Paléocène et l'Eocène, il se trouvait au niveau de l'actuelle Précordillère (Campusano, 1990; Hammerschmidt et al., 1992; Scheuber et González, 1999; Cortés, 2000). Il est actuellement au niveau de la Cordillère Occidentale. La déformation a également migré vers l'est au cours du Cénozoïque. Elle se situe actuellement dans les zones subandines, voire même dans la plaine du Beni. Nous observerons les phases récentes de cette migration dans les régions les plus externes, au front oriental des Andes du nord de la Bolivie.

I-B-1- Esquisse de l'histoire tectonique

Jusqu'à la fin des années 1980, l'histoire de la déformation des Andes Centrales était interprétée comme une suite d'événements courts de compression et de relaxation (Martinez, 1980; Lavenu et Marocco, 1984; Sébrier et al., 1988). Ces phases tectoniques étaient reliés aux changements de vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (Martinez, 1980; Pardo-Casas et Molnar, 1987). Six phases ont été distinguées pour le Tertiaire: à l'Eocène supérieur (phase Incaïque), à l'Oligocène terminal (phase Aymara), au Miocène inférieur, au Miocène moyen, au Miocène supérieur (phase Quechua) et au Pliocène terminal-Quaternaire (Martinez, 1980; Lavenu et Marocco, 1984; Sébrier et al., 1988). Au début des années 1990, de nouvelles données indiquent une évolution en continu tout au long du Tertiaire (Sempéré et al., 1990; Noblet et al., 1996; Horton et DeCelles, 1997, par exemple). Ce seraient les périodes de migration de la déformation, d'une unité tectonique à l'autre, qui marquent l'histoire de la construction des Andes Centrales (Jordan et al., 1983; Sempéré et al., 1990; Horton et DeCelles, 1997, par exemple).

Dans les Andes Centrales, pendant la première moitié de l'Eocène, la subduction est normale et l'arc volcanique est bien développé. Il est situé au niveau de l'actuelle Précordillère. La déformation est limitée dans l'arrière arc (James et Sacks, 1999). La subsidence y est faible et les dépôts sont peu épais, ceci serait dû à la présence d'un bombement périmontagneux au niveau des actuels Altiplano et cordillère orientale (Sempéré et al., 1990; Horton et DeCelles, 1997; McQuarrie et al., 2005).

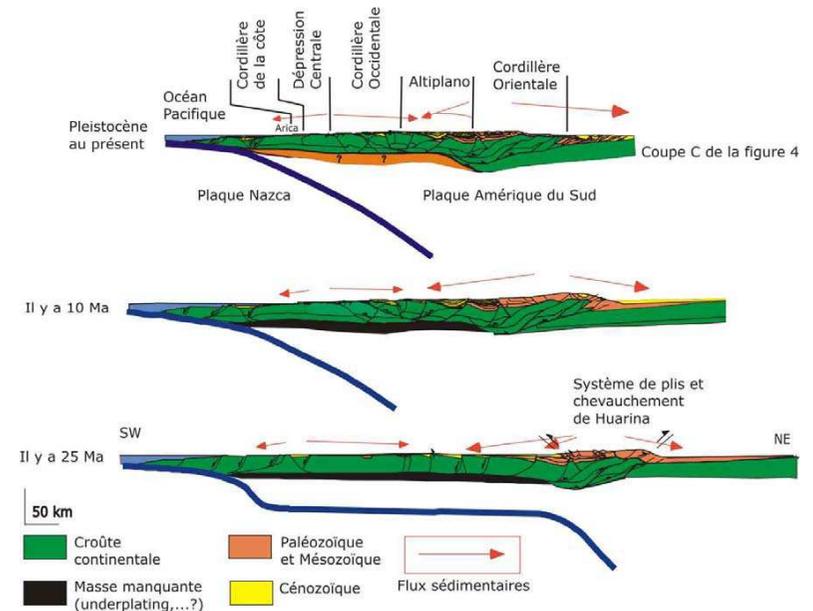


Figure 1-6: Evolution de la tectonique et des flux sédimentaires dans les Andes Centrales depuis l'Oligocène. Passage d'un plan de subduction plat à normal vers 25 Ma (figure reprise de Rochat, 2000).

C'est à l'Eocène Moyen (45-35 Ma) que la subduction passe de normale à plate (James et Sacks, 1999) accompagnée d'une accélération de la vitesse de convergence (Pardo-Casas et Molnar, 1987). En régime de subduction plane, le raccourcissement et le soulèvement sont concentrés au niveau de l'arrière arc et le volcanisme d'arc s'interrompt (James et Sacks, 1999). Le dépôt est peu épais au niveau de l'avant arc et peut être mis en relation avec un relief encore faible à cette période (Kennan, 2000).

Par contre la dissection y est forte (Riquelme, 2003). L'accumulation est importante au niveau de l'est de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale, avec l'individualisation de deux bassins séparés par un système de plis et chevauchements. Ces deux bassins deviendront l'Altiplano et la zone subandine (Rochat, 2000; McQuarrie et al., 2005).

La migration majeure du front de plis et chevauchements dans la cordillère orientale s'est produite à l'Eocène terminal - Oligocène (DeCelles et Horton, 2003). C'est à cette période que la subduction redeviendrait normale (Fig. I-6) (James et Sacks, 1999), ce qui provoque la reprise du volcanisme. Notons aussi que la vitesse de convergence chute à cette période (entre ~36 Ma et 26 Ma) (Pardo-Casas et Molnar, 1987). On assiste alors à la croissance du système de chevauchements d'arrière arc des Andes Centrales, au développement de l'Altiplano et à la surrection de la Cordillère Orientale (Lavenu et Marocco, 1984; Benjamin et al., 1987; Roeder, 1988; Sempéré et al., 1990; Kennan et al., 1995; Kennan, 2000; McQuarrie et DeCelles, 2001; DeCelles et Horton, 2003; Pinto, 2003). Une épaisse série sédimentaire se dépose dans l'Altiplano, les sédiments provenant essentiellement des reliefs de la Cordillère Occidentale (Martinez, 1980; Kennan et al., 1995; Pinto, 2003; Mpodozis et al., 2005).

Les chevauchements d'arrière arc se mettent en place à l'Oligocène terminal avec la formation de la zone interandine (Martinez, 1980; Baby et al., 1989; Sempéré et al., 1990; Allmendinger et al., 1997; Baby et al., 1997; Lamb et al., 1997). L'Altiplano lui-même se soulève principalement à partir de ~25 Ma (Allmendinger et al., 1997), grâce à une compression particulièrement active pendant le Miocène (Isacks, 1988; Rochat, 2000). En fait, au début du Miocène, la paléobotanique montre que l'Altiplano avait 2000 à 2500 m de moins qu'aujourd'hui (Gregory-Wodzicki, 2000). Dans la Cordillère Orientale sud bolivienne des bassins transportés se mettent en place (Hérail et al., 1996; McQuarrie et al., 2005).

Au Miocène supérieur, le raccourcissement cesse dans l'Altiplano (Hérail et al., 1993) et un système de plis et chevauchement se forme dans la zone subandine (Sébrier et al., 1988; Sheffels, 1990; Gubbels et al., 1993; Baby et al., 1997). Une partie des sédiments déposés sur l'Altiplano vient de l'est (Pinto, 2003; Pinto et al., 2004). Le développement de la zone subandine interne vers 10Ma s'accompagne de la flexure du Bouclier Brésilien sous le poids de la Cordillère Orientale (Lyon-Caen et al., 1985; Gubbels et al., 1993; Kennan, 2000).

Au cours du Miocène terminal–Pliocène, cette subsidence augmente fortement dans la zone subandine comme le montre l'accumulation de 5000 m de sédiments détritiques syntectoniques dans le synclinal de l'Alto Beni (Oller, 1986; Baby et al., 1995a). Le dépôt-centre associé se déplace ensuite vers l'est avec la propagation de la déformation andine entre 10 et 6 Ma (Fig. I-6) (Gubbels et al., 1993; Baby et al., 1995b; Gil Rodriguez, 2001). La zone subandine externe se serait donc déformée pendant la deuxième moitié du Néogène.

Durant le Néogène, la migration vers l'est du front de chevauchements et du bassin d'arrière arc s'est déroulée de façon plus continue (DeCelles et Horton, 2003). Certains auteurs suggèrent que la vitesse d'exhumation de la Cordillère Orientale a commencé à augmenter au Miocène supérieur (vers 15-10 Ma) jusqu'à 3 Ma et sûrement jusqu'à aujourd'hui (Benjamin et al., 1987; Safran, 1998). La déformation de la zone subandine se serait accélérée depuis 5 Ma, période à laquelle le raccourcissement ralentissait dans les Andes du nord du Chili et de la Bolivie (Lamb et al., 1997). Au cours du Néogène, la zone subandine passe progressivement d'une zone de dépôt de *foredeep* à une zone de dépôt de *wedgetop* (Gil Rodriguez, 2001, Hulka, 2006) (Fig. I-6).

La déformation se poursuit pendant le Pléistocène et l'Holocène dans l'ensemble de la chaîne (Sébrier et al., 1988; Lamb, 2000), mais la plus grande part de la déformation est probablement accommodée dans le front oriental de la chaîne (Roeder, 1988; Sébrier et al., 1988; Sheffels, 1990; Baby P. et al., 1992; Dumont, 1996; Jaillard et al., 2000). Il y a toutefois peu d'études pour conclure plus précisément et nous tâcherons d'apporter des informations nouvelles à ce problème.

I-B-2- Déformation actuelle

Les données de déformation issues des mesures GPS (Bevis, 2001, fig. I-7) montrent que les déplacements actuels seraient de l'ordre de ~10 mm/an pour les zones internes de la zone subandine et ils seraient presque nuls sur le système de chevauchements frontaux de la zone subandine (Fig. I-7) (mais le réseau GPS SNAPP n'avait que ~2 ans en 2001). Pour Bevis et al. (2001), le décollement à la base de la zone subandine serait libre en profondeur mais bloqué au niveau du front de la ceinture de chevauchements de la zone subandine Interne (Fig. I-9).

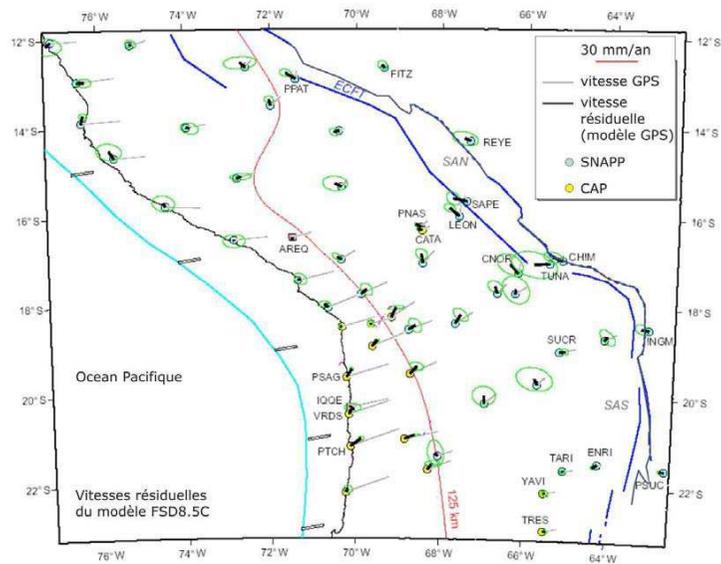


Figure I-7: Vitesses résiduelles (observées et calculées) par le modèle FDS8.5C (lignes noires épaisses), réseau GPS SNAPP. Vitesses de GPS matérialisées par les lignes grises. Les ellipses représentent les 95% d'erreur des vitesses résiduelles par rapport aux vitesses de GPS observées (Bevis et al., 2001).

La faible activité sismique enregistrée dans la zone subandine nord laisse supposer l'existence d'une déformation asismique (Fig. I-8) (Ayala, 1996). Les séismes crustaux sont essentiellement localisés, soit au niveau de la cordillère orientale soit dans la plaine du Beni. Par contre ils sont absents de la zone subandine nord elle-même. La déformation peut être asismique ou bien il ne s'est rien passé pendant le dernier siècle.

Nous analyserons donc les marqueurs morphologiques de la déformation pour identifier l'activité tectonique récente de cette zone.

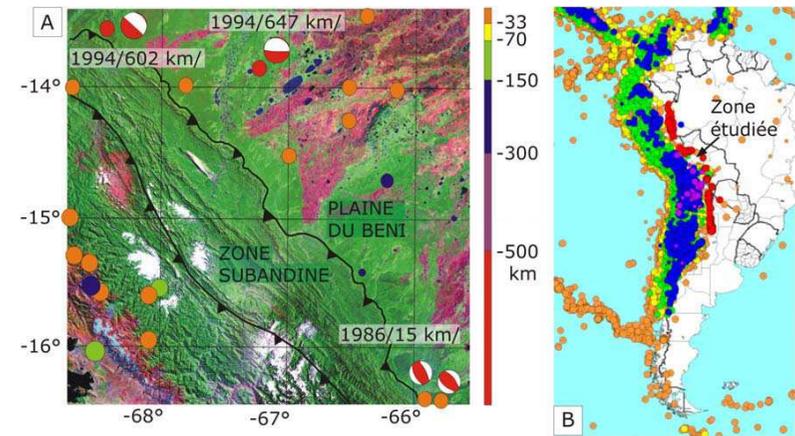


Figure I-8: A) Localisation des séismes sur le flanc nord-est des Andes Boliviennes. B) Carte générale de la sismicité en Amérique latine. (<http://neic.usgs.gov>; www.ceresis.org, www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html).

I-C- La région étudiée

Ce travail a été effectué dans la zone subandine (SAN : Sub-Andin Nord) et le piedmont amazonien des Andes du nord de la Bolivie, entre 14°S et 17°S (Fig. 9 et 10). Dans cette partie des Andes, la zone subandine est large d'environ 100 km, avec une décroissance topographique vers l'est, de 1500 et 150 m. La région est entièrement recouverte de forêt tropicale humide dense et de savanes. Les savanes se localisent sur les interfluviaux, légèrement en relief (en rose, Fig. I-9). Ce sont en général des zones où le sol est relativement appauvri. La forêt se compose en général d'un 1^{er} étage de 30/40m de hauteur constitué de grands feuillus dont la cime forme la canopée amazonienne, et d'un second étage, moins élevé (~10m), qui se caractérise par l'enchevêtrement de palmiers, de grandes fougères et de lianes. La forêt est brûlée par endroit pour l'agriculture.

Dans la plaine, les pistes sont essentiellement tracées pour l'exploitation forestière, elles nous ont permis d'accéder au front de la chaîne. On peut également se déplacer en pirogue sur le Río Beni et ses principaux affluents. Certaines agglomérations de la zone interandine et de la zone subandine interne se sont développées autour de la recherche d'or alluvial: Tipuani, Guanay et Mayaya. Dans la plaine amazoniennes,

Ixiamas s'est surtout développée grâce à l'exploitation forestière, Rurrenabaque profite également d'un fort tourisme, et Yucumo se trouve sur un carrefour stratégique, passage obligé entre La Paz et la plaine du Beni.

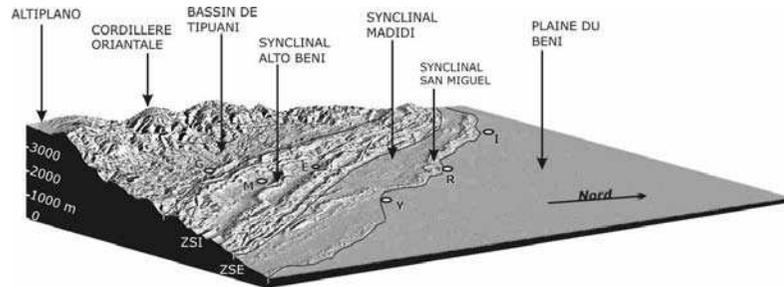
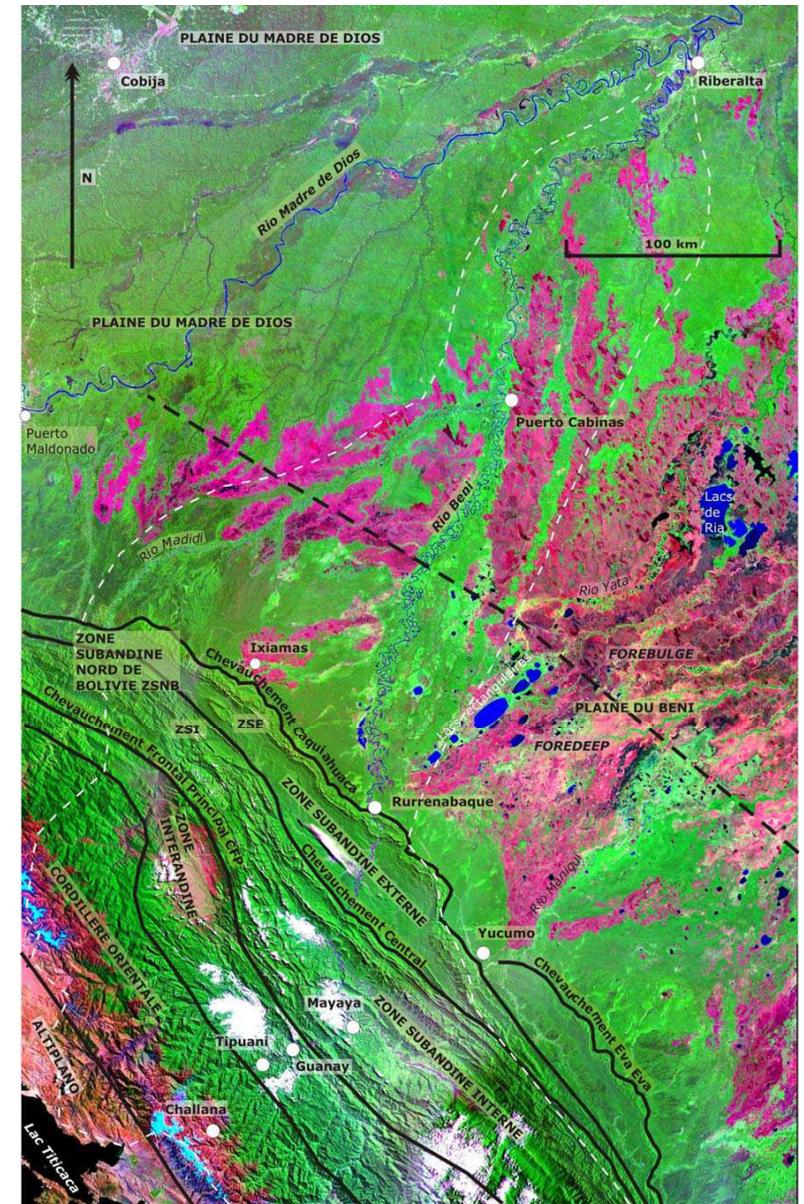


Figure I-9: Vue de la façade est des Andes du nord de la Bolivie (MNT SRTM). ZSI : zone subandine interne ; ZSE : zone subandine externe ; E : Encuentro ; G : Guanay ; I : Ixiamas ; M : Mayaya ; R : Rurrenabaque ; Y : Yucumo.

Les rivières qui drainent la cordillère orientale et la zone subandine sont des tributaires du Río Beni qui conflue avec les ríos Madre de Dios et Mamoré pour former le Río Madeira qui se jette dans l'Amazone (Fig. I-10). Le Río Beni prend sa source au niveau de la cordillère orientale, il capture actuellement deux bassins altiplaniques par les ríos La Paz et Sorata (Fig. I-11). Le bassin du Beni draine 67500 km² dans les Andes du nord de la Bolivie et 50 000 km² de plaine en forêt tropicale. A la sortie de la zone subandine son débit est en moyenne de l'ordre de 2050 m³/s. En période de crue, le débit atteint régulièrement 15000 m³/s et peut excéder 20000 m³/s (Maurice-Bourgoin, 2001).

Figure I-10: Image satellite Landsat de la façade est des Andes du nord de la Bolivie. En rose, les zones de savane et en vert les zones de forêt. Les lacs sont en bleu. En pointillé blanc : limite du bassin versant du Río Beni. Les lignes noires définissent les principaux chevauchements.



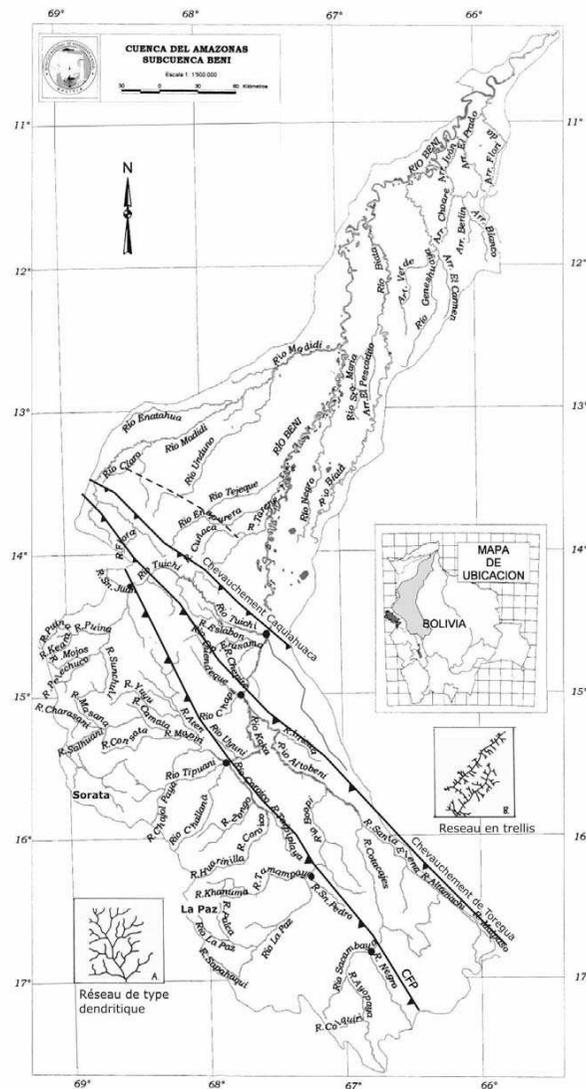


Figure I-11: carte hydrographique du bassin du Beni extraite et modifiée de l'Atlas Digital de Bolivia. Lignes barbelées : principales structures qui contrôlent le tracé des cours d'eau. Points : principales confluences liées aux structures géologiques majeures.

La charge en suspension varie en moyenne de 4360 mg/l à 1420 mg/l (Guyot, 1992). A la confluence avec le Río Madre de Dios, le Río Beni a un débit moyen de l'ordre de 2870 m³/s et une charge sédimentaire en suspension estimée à 165.10⁶ t yr⁻¹, fluctuant en moyenne de 1010 mg/l à 740 mg/l. Le Río Beni dépose à peu près 100 Mt/an de sédiments en traversant les zones de dépôt d'arrière arc (Guyot et al., 1999; Aalto et al., 2002). La granulométrie des sédiments transportés par le Río Beni diminue brutalement au niveau du piedmont. Ceci est provoqué par la rupture de pente entre la zone subandine et la plaine du Beni, associée à une forte subsidence (Guyot et al., 1999). Le transport en suspension est 80 fois supérieur au transport en solution et plus de 60% du flux de matière particulaire d'origine andine se dépose lors de la traversée de la plaine du Beni (Guyot, 1992). Les particules fines sont transportées jusqu'à l'Amazone. Les zones d'inondation jouent le rôle de régulation dans le transfert (Guyot et al., 1999).



Figure I-12 : Río Beni dans le synclinal de Madidi et Serranía de Bala

La région subandine est composée de larges bassins synclinaux dans lesquels les rivières méandrent. Ils sont séparés par de longues crêtes formées par les anticlinaux de rampe, au travers desquels les principales rivières incisent des gorges rectilignes (Fig. I-9 et 12). Ces longs reliefs rectilignes sont appelés *serranías*. Ils sont très allongés (souvent plus de 100km de long), mais leur nom change régulièrement. Pour faciliter la lecture de ce travail nous leur donnerons les noms simplifiés, proposé par Gil Rodriguez (2001) (Fig. I-14).

Dans la Cordillère Orientale et la zone interandine, les cours d'eau entaillent de profondes vallées perpendiculaires aux plis et chevauchements, le réseau y est de type dendritique (Fig. I-11). Les cours d'eau ne commencent à longer les anticlinaux qu'à partir du chevauchement frontal principal (CFP), au début de la zone subandine (Fig. I-11). C'est au dos de cette structure que confluent les principales rivières qui descendent de la cordillère orientale (les *ríos* Coroico, Tipuani, Challana et Mapiri).

Dans la zone subandine le réseau est en treillis (Fig. I-11), les cours d'eau coulent parallèlement aux anticlinaux. Les principaux cours d'eau confluent au dos des principales structures chevauchantes de la zone subandine : Serranía de Beu et Serranía de Susi. Dans la plaine du Beni la pente régionale devient extrêmement faible (~5 cm/km), le réseau devient alors parallèle avec une forte tendance dendritique.

Du sud-ouest au nord-est se distinguent trois synclinaux majeurs (Fig. I-9 et 15): le synclinal de l'Alto Beni, qui est composé de deux synclinaux mineurs, celui de Mayaya et celui de l'Encuentro. Viennent ensuite le bassin du Madidi et enfin celui, plus petit, de San Miguel (Fig ; I-9). La zone subandine nord se termine par le chevauchement de Caquiahuaca (Fig. I-10). Toutefois nous observerons, dans les chapitres suivants, des traces de la propagation de la déformation dans la plaine du Beni.

La morphologie de la plaine du Beni a déjà été étudiée pour deux de ses caractéristiques, d'une part pour la migration antihoraire du Río Beni dans la plaine (Plafker, 1964; Dumont, 1996) et d'autre part pour la présence de lacs rectangulaires alignés (Allenby, 1988). Cinq étapes successives de migration du lit du Río Beni s'observent sur les images satellites (Fig. I-10 et 13). Pour chaque étape, le Río Beni formait un coude, noté 3' à 5' sur la figure I-13. Dumont (1996) observe une différence de morphologie du piedmont, entre l'ouest et l'est du Río Beni. A l'ouest, les petits cours d'eau descendant du piedmont transportent des galets dans leur lit incisé. Ils descendent radialement en direction des secteurs bas de la plaine. Par contre, à l'est, les rivières errent à la surface de cônes sableux très plats.

La plaine alluviale du Beni arrive sans transition très près du relief frontal. Cette morphologie suggère que la zone est en dépression par rapport au bloc ouest, ceci serait contrôlé par la tectonique, expliqué par des failles N-S à l'ouest du Beni (Dumont, 1996, Fig. I-13). L'alignement SW-NE des lacs rectangulaires serait contrôlé par une fracturation du socle (Allenby, 1988).

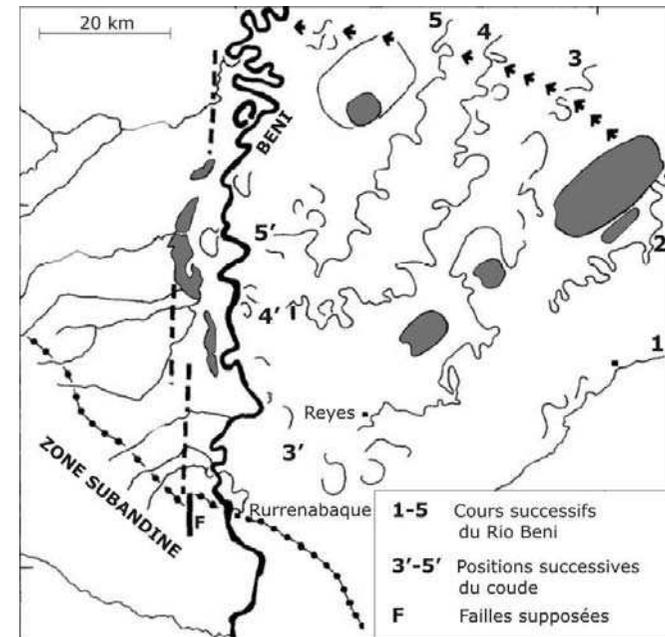


Figure I-13: Différentes étapes de migration du lit du Río Beni et position du "coude" correspondant à chaque étape. Failles supposées (Figure tirée de Dumont, 1996).

I-C-1- Contexte structural

La partie est de la zone interandine est essentiellement caractérisée par de monotones séries ordoviciennes qui constituent le substratum de petits bassins transportés néogènes au toit du chevauchement frontal principal (CFP, Fig. I-15) (Pareja et al., 1978; Fornari et al., 1987; Hérial et al., 1994). La zone subandine se distingue de la zone interandine par des séries néogènes syn-tectoniques épaisses.

La zone subandine se caractérise par de larges synclinaux (30 km) associés à une tectonique de chevauchements à vergence est (Fig. 14 et 15) (Baby et al., 1989). Les chevauchements affectent des séries paléozoïques (Ordovicien-Permien), mésozoïques et cénozoïques (Oligocène supérieur-récent) (Martinez, 1980). Ils se matérialisent soit par des imbrications, soit par des plis par propagation de failles. Ils se

branchent sur un décollement qui se situe à la base de la série sédimentaire paléozoïque (lutites ordoviciennes) et qui plonge de ~6° vers l'ouest (Oller, 1986; Baby et al., 1994a; Gil Rodriguez, 2001).

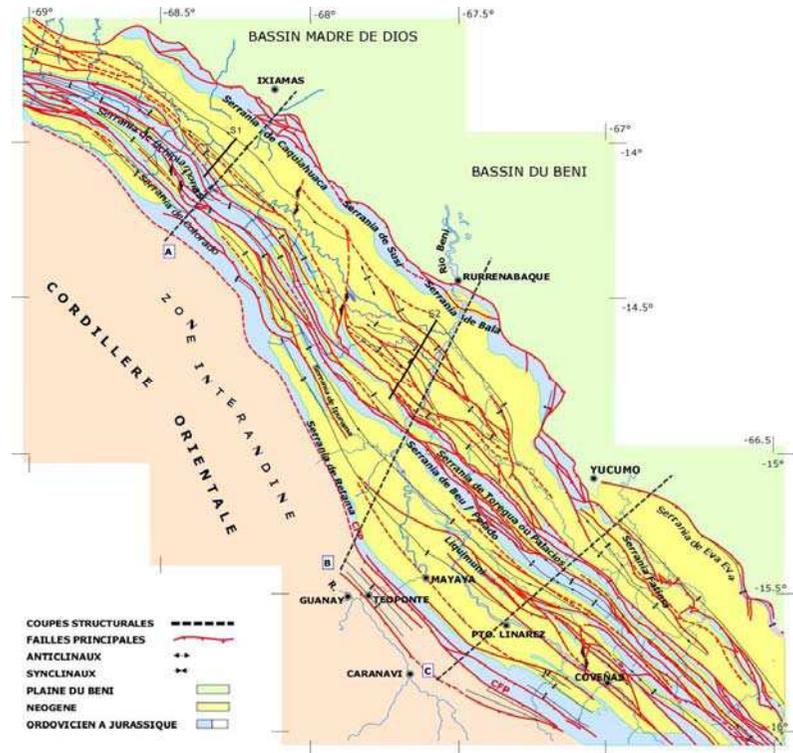


Figure I-14 : Carte structurale de la zone subandine nord de Bolivie (figure tirée de Gil Rodriguez, 2001). Localisation des coupes structurales de la figure Fig. I-15.

Au sein de la pile sédimentaire paléozoïque, la base du dévonien constitue un autre décollement d'importance régionale, notamment dans la partie interne. En effet, le synclinal de l'Alto Beni se situe sur un décollement au toit d'un duplex de paléozoïques (Martinez, 1980; Jordan et al., 1983; Oller, 1986; Roeder, 1988; Baby et al., 1989; Baby et al., 1993; Gil Rodriguez, 2001).

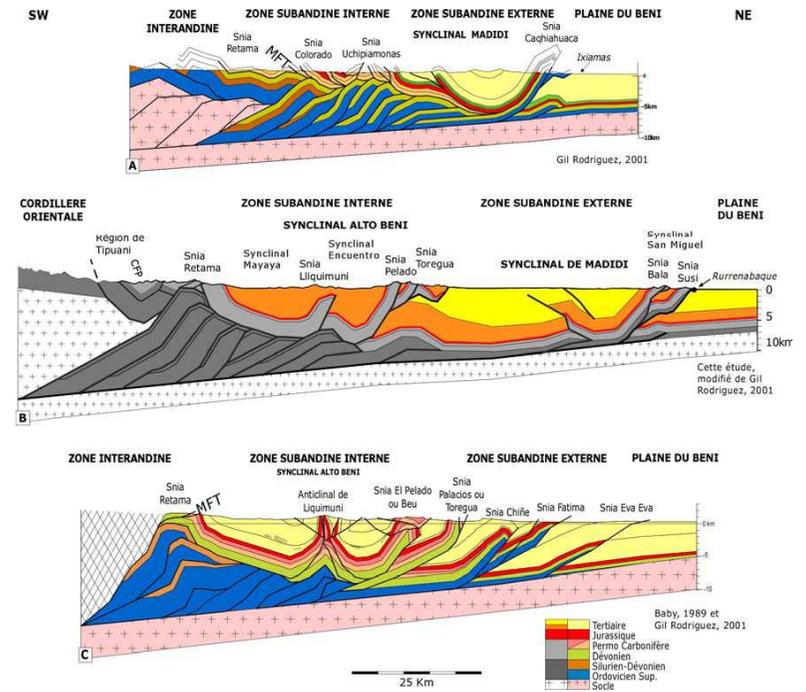


Figure I-15 : Coupes structurales au travers des zones subandines Interne et Externe. A et C : Willy Gil Rodriguez (2001), B : cette étude qui reprend les coupes de Roeder (1988) et Gil Rodriguez (2001). Coupes localisées Fig. I-14.

Dans la partie la plus externe de la zone subandine, les chevauchements se branchent directement sur le niveau de décollement principal. L'existence de ces deux niveaux de décollement, la forte pente du décollement basal et les variations d'épaisseur des unités lithologiques contrôlent la propagation de la déformation (Baby et al., 1989). En surface les chevauchements forment des monoclinaux et anticlinaux asymétriques, avec un flanc avant sub-vertical.

Le raccourcissement au niveau de la zone subandine nord est estimé à 150 km (Roeder, 1988; Baby et al., 1989, 1992). Le raccourcissement néogène total de la cordillère orientale et de la zone subandine serait de l'ordre de 210 km (Sheffels, 1990). Malgré ce fort taux de raccourcissement, le relief de la zone subandine est

relativement faible. L'épaississement se localiserait au niveau de la cordillère orientale (Kennan, 2000).

La zone subandine nord est divisée en deux domaines structuraux: les zones subandines interne et externe (Fig. I-9 et 15) (Roeder, 1988). La zone subandine interne (ZSI) est caractérisée par un épais duplex de séries paléozoïques. Alors que sous la zone subandine externe (ZSE) on ne trouve que des prismes intracutanés. Ces deux zones sont séparées par les *serranías* de Pelado et de Toregua, constituées d'épaisses écailles qui chevauchent les sédiments accumulés dans le synclinal de Madidi.

Le synclinal de l'Alto Beni constitue l'essentiel de la ZSI. Il s'agit d'un synclinorium de 350 km de long et 30 km de large, où se sont accumulés jusqu'à 7 000 m de sédiments tertiaires et qui est limité par des chevauchements majeurs (El Pelado et Toregua). Ce synclinorium est structuré dans sa partie axiale par l'anticlinal de Lliquimuni qui le segmente en deux synclinaux, celui de Mayaya à l'ouest et celui de l'Encuentro à l'est. Son bord oriental correspond à l'arrière flanc d'un pli par propagation de faille d'échelle régionale (anticlinal El Pelado).

Le synclinal de Madidi forme l'essentiel de la ZSE dans la région étudiée. Il correspond à un synclinorium de 350 km de long et 40 km de large. Il est limité sur son flanc nord-est par la *serranía* de Susi et le chevauchement de Caquiahuca qui est une structure majeure. Il émerge et vient chevaucher en surface les sédiments de la plaine du Beni. Il est constitué d'un duplex évoluant en prisme intracutané. Le raccourcissement dû au développement de cette structure profonde est compensé en surface par l'émergence d'un chevauchement progressivement déformé en synforme (synclinal San Miguel), et prolongé à l'avant par un autre chevauchement. Sur la bordure sud-ouest la série tertiaire est très épaisse et dressée par la croissance d'un prisme intracutané (Baby et al., 1989). Le raccourcissement se concentre au nord-est et au sud-ouest du synclinal de Madidi.

I-C-2- Les séries sédimentaires tertiaires

Dans la zone interandine, les sédiments tertiaires sont conservés seulement dans les petits bassins de Tipuani. Dans la zone subandine, les séries tertiaires s'observent

dans les synclinaux de l'Alto Beni et de Madidi où elles ont entre 4 et 7 km d'épaisseur. Dans la plaine du Beni, le remplissage tertiaire est de ~4-7 km au front de la chaîne et diminue progressivement vers l'est (Oller, 1986; Watts et al., 1995; Horton et DeCelles, 1997). A ~350 km du front de la chaîne, en aval du bourrelet périmontagneux, les séries tertiaires disparaissent et ce sont les roches du Mésozoïque et du Bouclier Brésilien qui affleurent (Pareja et al., 1978). Elles sont recouvertes par des alluvions quaternaires peu épaisses.

Dans la zone subandine, la série paléozoïque est recouverte en discordance par les séries détritiques tertiaires (du Miocène à l'actuel). Les couches paléozoïques se biseautent et disparaissent vers le nord-est (Baby et al., 1989). Les séries tertiaires se sont déposées dans le bassin d'arrière pays en relation avec la déformation de la cordillère orientale et de la zone subandine elle-même. Ces séries sont intensément faillées et plissées par le système de chevauchements qui accommode le raccourcissement (Roeder, 1988; Baby et al., 1993).

Oller (1986) a fait un bilan et enrichi la description stratigraphique et structurale de la zone subandine nord de Bolivie. Baby (1993-1999), Zubieta (2001) et Gil Rodriguez (2001) ont complété cette étude. La série tertiaire commence par la formation fluviatile Quendeque, elle vient en discordance sédimentaire sur la formation Bala dont le toit a été remanié au cours d'une longue évolution à l'air libre (Fig. I-16). On observe par endroit un paléosol latéritique. La Formation Quendeque s'observe dans les bassins de l'Alto Beni et de Madidi. Elle n'est pas datée, mais par comparaison avec les séries tertiaires de la zone subandine sud, elle se serait déposée entre 11 et ~6 Ma (Marshall et Sempéré, 1991; Baby et al., 1993; Gubbels et al., 1993). Cette série peu atteindre 3 à 4 km d'épaisseur dans les deux bassins de la zone subandine. C'est une série fluviatile rythmique avec une alternance de grès grossiers et d'argiles ou de marnes brun-rouge, ainsi que des paléosols à limonites. Les bancs de grès, épais de 1 à 30 m, sont lenticulaires.

La Formation Charqui s.s. est fluviatile, et elle est uniquement présente dans le synclinal de Madidi. Elle est très faiblement discordante sur la Fm. Quendeque. Elle est composée d'une suite de bancs de grès d'une dizaine de mètres d'épaisseur avec des lentilles de conglomérats fins. Les clastes des conglomérats sont subarrondis et leur taille varie de quelques millimètres à 5cm ; ce sont essentiellement des fragments des formations de la cordillère orientale et des formations sous jacentes, mais aussi des

fragments d'argile de la Fm. Charqui elle-même. Les grès s'organisent en couches d'une dizaine de mètres groupées en séquences d'une cinquantaine de mètres. Intercalées, des couches d'argiles limonitiques forment des bancs de 3 à 10 m d'épaisseur. On trouve de nombreux fragments de bois et de plantes carbonisés. Un niveau volcano-détritique présent dans cette formation a été daté dans cette étude, c'est le seul âge disponible pour les séries tertiaires du nord de la Bolivie. L'épaisseur maximale de la formation est de 3500 m.

Dans la zone interandine, des sédiments tertiaires sont conservés dans le bassin de Tipuani. Il s'agit de la Fm. Cangalli, une épaisse série fluviatile grossière. Elle remplit de profondes paléovallées (~ 1000 m de profondeur) qui sont sub-parallèles aux vallées actuelles. Cette formation est essentiellement conglomératique avec un faciès proximal de flux de masse avec des blocs plurimétriques et des chenaux fluviatiles conglomératiques grossiers. Le long des bordures des vallées il y a des débris de pente et des faciès de plaine d'inondation (Fornari et al., 1987; Hérial et al., 1994). Un niveau de tuffite a été daté à ~8 Ma (Hérial et al., 1994). Nous verrons plus loin que la Fm. Cangalli est, en fait, contemporaine de la Fm. Charqui.

La formation fluviatile Tutumo vient en concordance sur la Fm. Charqui. Elle n'est conservée que dans le synclinal de Madidi. Elle se compose essentiellement de conglomérats avec des intercalations de grès et d'argiles. Dans les conglomérats, les blocs et galets ont jusqu'à 40 cm de long, ils sont allongés et arrondis. La plupart sont des quartzites. On observe aussi beaucoup des grès du crétacé ainsi que du quartz laiteux et des cherts ; mais aussi quelques fragments de roches volcaniques et des granites. Les blocs sont portants et la matrice est grès-argileuse. Toute la formation est oxydée et certains niveaux sont particulièrement cimentés par les oxydes de fer. La formation pourrait atteindre 700 m d'épaisseur.

Les sédiments quaternaires sont distribués tout le long du réseau fluviatile actuel, ils constituent le remplissage d'une série de terrasses alluviales étagées, composé de galets, de sables et d'argiles. Leur épaisseur peut atteindre 30 mètres. Certains niveaux sont très oxydés.

La série sédimentaire conservée dans la zone subandine évolue d'un faciès fluviatile fin vers des faciès de plus en plus grossiers. Gil Rodriguez (2001) a mis cette évolution

en relation avec les profils sismiques et rattaché les dépôts à la progression de la déformation (Fig. I-16). Nous proposerons une évolution légèrement différente dans le chapitre II.

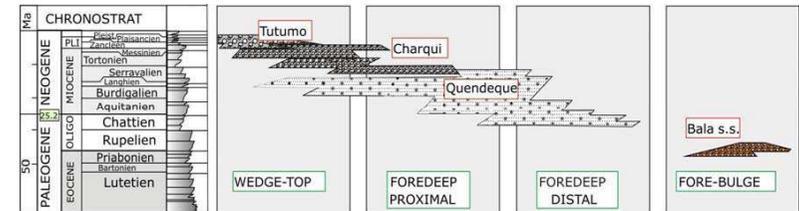


Figure I-16: Evolution du système d'avant pays du bassin du Beni d'après Gil Rodriguez (2001).

Les séries ne sont pas datées dans cette région, leur correspondance avec l'histoire tectonique décrite figure I-16 est faite par comparaison avec les séries du sud du Pérou et du sud de la Bolivie. Les séries cénozoïques enregistrent donc la déformation avec des dépôts en position *foredeep* pour la Fm. Quendeque qui passent progressivement, et diachroniquement pour les différents bassins, à la Fm. Charqui qui est syntectonique. Cette dernière passe à des sédiments grossiers de cônes proximaux (Fm. Tutumo) qui terminent le remplissage des bassins transportés.

I-C-3- Contexte climatique

Les montagnes affectent le climat parce qu'elles interfèrent avec les circulations atmosphériques globales qu'elles modifient localement (Raymo et Ruddiman, 1992; Fluteau et al., 1999). Elles changent le régime des précipitations et des températures. La surrection des Andes a formé l'unique barrière à la circulation atmosphérique zonale de l'hémisphère sud, ce qui a probablement affecté la circulation globale, notamment la trajectoire des masses d'air humide (Lenters et Cook, 1995). Sur le flanc ouest des Andes, le désert d'Atacama est devenu plus sec vers 15 Ma (Alpers et Brimhall, 1988). L'érosion a augmenté sur le flanc est de la Cordillère entre 10 et 15 Ma (Gregory-Wodzicki, 2000; Hartley et Chong, 2002). Les forages dans les sédiments marins du delta amazonien montrent un flux de terrigènes qui commence à augmenter de façon significative vers 10 Ma. Tout ceci suggère une augmentation de l'érosion dans les Andes liée à une surrection et/ou un changement climatique (Gregory-Wodzicki, 2000).

Actuellement, la région la plus élevée des Andes Centrales est située dans le nord de la Bolivie, elle est soumise aux plus fortes précipitations et à la plus forte érosion (Masek et al., 1994, Guyot, 1992). Par ailleurs, le climat influence aussi la répartition des charges par l'érosion et l'évacuation des sédiments, et par conséquent influence aussi la déformation (Mugnier et al., 1997).

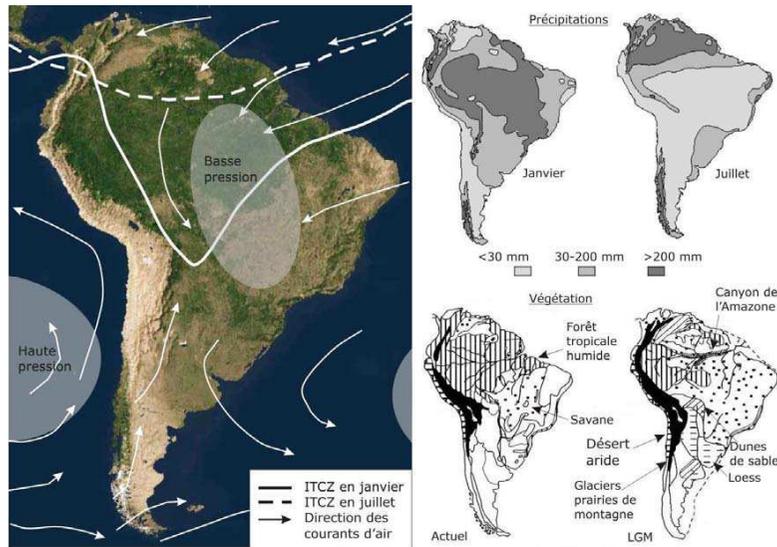


Figure I-17: Distribution des courants atmosphériques pour l'Amérique du Sud. ITCZ : Intertropical Convergence Zone (Maslin et Burns, 2000). Carte schématique des précipitations (Servant et Servant-Vildary, 2003). Carte schématique de la végétation pour l'actuel et le dernier maximum glaciaire (LGM) (Thompson et al., 2000) modifié de Clapperton (1993).

De nos jours, les Andes Centrales présentent deux façades très différentes (Fig. I-17): le flanc est, tropical humide et le flanc ouest, extrêmement aride. Ce dernier constitue la région la plus sèche du monde : le désert d'Atacama (Alpers et Brimhall, 1988; Hartley et Chong, 2002). Il est lié à la fois à la barrière formée par la Cordillère des Andes qui bloque les courants d'air humides venant de l'Amazonie, mais aussi au courant océanique froid de Humboldt qui remonte au niveau des Andes Centrales.

L'Altiplano est également une zone sèche car il est protégé des courants humides par la cordillère orientale. La pluviométrie augmente fortement à l'est de la cordillère orientale sur laquelle viennent se bloquer les nuages amazoniens. Les pluies s'intensifient au fur et à mesure que l'on s'approche de la plaine amazonienne, de ~200 à ~6000 mm/an (Guyot et al., 1999). Le bassin du Beni est essentiellement affecté par deux saisons, une saison humide de décembre à mai et une saison sèche de juin à novembre.

Pendant l'été, la convection active au dessus de la plaine amazonienne résulte de la pénétration vers le sud de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) (Fig. I-17). Elle véhicule les masses d'air humide depuis l'Océan Atlantique à travers la plaine amazonienne, ce qui provoque la saison des pluies sur le piedmont nord bolivien (Maslin et Burns, 2000). La saison humide est accompagnée de nombreuses inondations le long du Río Beni qui dépose alors la charge en suspension (Guyot et al., 1999), change de cours et recoupe les méandres. Pendant l'hiver, l'ITCZ remonte vers le nord, les masses humides n'arrivent presque plus sur le piedmont nord bolivien, c'est la saison sèche. Les courants froids venant de l'Antarctique arrivent alors parfois jusque dans la plaine du Beni, faisant baisser la température de quelques degrés.

L'essentiel des données paléoclimatologiques de l'est des Andes Centrales proviennent de l'étude des lacs et paléolacs de l'Altiplano, des glaciers des cordillères, mais aussi des sédiments accumulés sur le flanc est de la cordillère orientale. Les données sont plus rares dans l'Amazonie du sud de la Bolivie et du Brésil. Depuis le Pléni-glaciaire Moyen, le climat amazonien est affecté par les changements climatiques globaux (dernier maximum glaciaire, Younger Dryas, etc.). La région se caractérise par des avancés et reculs de glacier dans la Cordillère accompagnées par des alternances de période humides et sèches dans la zone subandine. Mais les avis sont loin d'être concordants. Nous verrons par la suite que ces variations climatiques sont, dans l'ensemble, bien corrélées avec les âges de dépôt des terrasses de la zone subandine.

II- SEDIMENTATION ET TECTONIQUE NEOGENES

Où l'on la description des séries sédimentaires tertiaires et l'âge de ces séries permettent de décrire la mise en place des chevauchements.

II-A- Lithostratigraphie	35
II-A-1- Formation Bala.....	36
II-A-2- Formation Quendeque.....	40
II-A-3- Formation Cangalli.....	44
II-A-4- Formation Charqui	47
II-A-5- Formation Tutumo.....	49
II-A-6- Conclusion sur les environnements de dépôt.....	51
II-B- Ages des matériaux	52
II-B-1- Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas et feldspaths	53
II-B-2- Analyses de traces de fission dans les apatites	55
II-B-3- Résultats AFTA.....	57
II-B-4- Analyses AFTA dans les échantillons volcano-détritiques.....	62
II-B-5- Discussion des résultats AFTA et Ar/Ar.....	63
II-B-6- Conclusions	65
II-C- Relations entre la sédimentation et la tectonique	66
II-C-1- Le synclinal de l'Alto Beni.....	66
II-C-2- Le bassin de Tipuani.....	67
II-C-3- Le synclinal de Madidi	68
II-C-4- Géométrie des chevauchements.....	70
II-D- Mise en place des structures et des reliefs au Néogène	71
II-D-1- La zone subandine nord de Bolivie.....	71
II-D-2- Les zones subandines de l'Orocline Bolivien	77

II-A- Lithostratigraphie

La zone d'arrière arc des Andes Centrales est actuellement une zone d'avant pays classique selon DeCelles et Giles, 1996. Les séries néogènes de la zone subandine nord et les sédiments de la plaine du Beni sont des sédiments syntectoniques mis en place dans un environnement fluviatile (Oller, 1984). Ils se sont accumulés au pied de la Cordillère Orientale en réponse à la propagation des chevauchements et plis d'arrière arc. Ils proviennent de l'érosion des roches qui composaient la Cordillère Orientale durant cette période (Pinto, 2003). Les séries ordoviciennes à actuelles sont intensément déformées par le système de chevauchements *thin-skinned* qui accommode le raccourcissement (Roeder, 1988; Baby et al., 1993) (Fig. II-A-1).

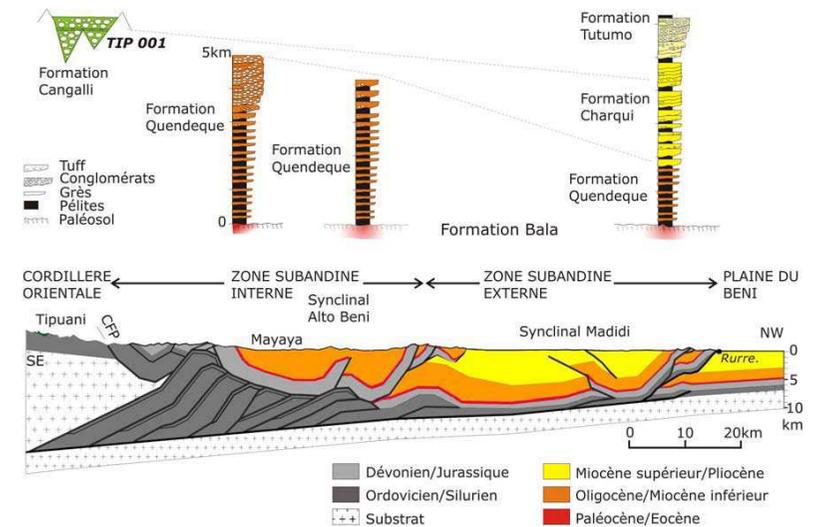


Figure II-A-1: Colonnes sédimentaires simplifiées et situées le long de la coupe structurale de la zone subandine nord de Bolivie, modifiée d'après Oller (1986); Roeder (1988); Baby et al. (1989) et Gil Rodriguez (2001). Trait de coupe : figure II-A-2.

Dans les synclinaux de la zone subandine, les séries tertiaires atteignent des épaisseurs de 4 à 7 km (Fig. II-A-1) (Baby et al., 1993). Dans la plaine du Beni, le

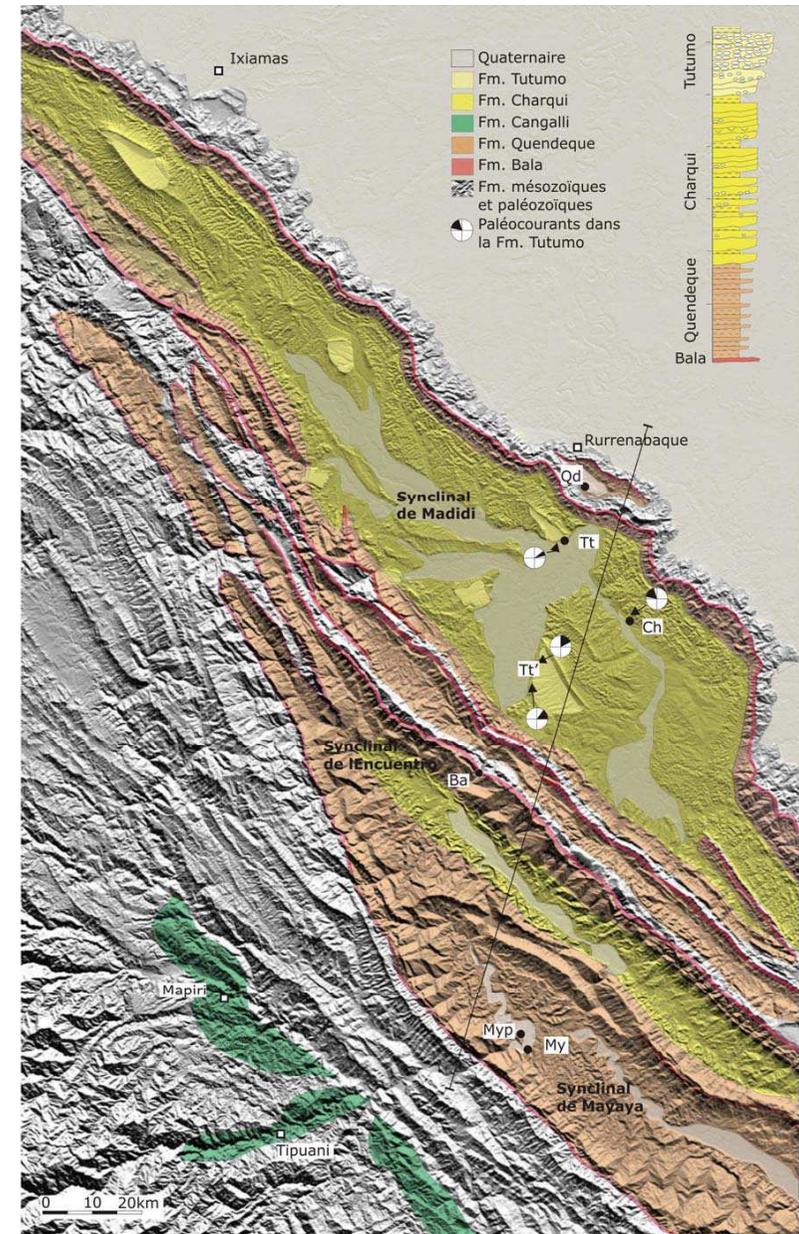
remplissage tertiaire diminue progressivement vers l'est (Oller, 1986; Watts et al., 1995; Horton et DeCelles, 1997). A l'est de la zone de dépôt *forebulge*, les séries tertiaires disparaissent progressivement, et se sont les roches mésozoïques et du bouclier brésilien qui affleurent (Pareja et al., 1978).

Les sédiments néogènes sont traditionnellement rassemblés en quatre *formations* (Fm.), depuis la base : la Fm. Bala (Schagintweit, 1939), la Fm. Quendeque (Schlagintweit, 1939), la Fm. Charqui (Canedo Reyes, 1960) et enfin la Fm. Tutumo (Mariaca et Vargas, 1966). Cette série est attribuée au Miocène-Pliocène. Une succession lithostratigraphique semblable a été identifiée dans la zone subandine du sud de la Bolivie (formations Petaca, Tariquia, Guandacay, Emborozu). Dans la zone interandine, les seuls sédiments cénozoïques qui soient conservés correspondent à la Fm. Cangalli, déposée dans le bassin de Tipuani-Mapiri (Frochot et al 1901 ; Fornari et al. 1987 ; Hérail et al. 1991, par exemple).

II-A-1- Formation Bala

La Fm. Bala a été définie comme une série conglomératique marquant la base de la sédimentation tertiaire (Schagintweit, 1943 ; Davila et al. 1965; Oller, 1986). Elle est en discordance érosive sur les grès de la Fm. Beu d'âge Trias-Jurassique (Oller et Sempéré, 1990). La Fm. Bala affleure en plusieurs points dans la zone subandine du nord de la Bolivie. Au niveau des *snias*. de Torregua, Fatima et El Pelado (Fig. I-14), elle est constituée par un paléosol "latéritique" développé sur le toit de la Fm. Beu. Alors qu'au niveau de la Snia. de Bala, il s'agit d'un niveau micro-conglomératique. Sur le flanc nord de la Snia. de Torregua (Ba, Fig. III-A-2), elle affleure sur 27 mètres d'épaisseur et on peut y observer la succession de trois faciès différents (Fig. II-A-3).

Figure II-A-2 : Modèle numérique de terrain (MNT SRTM) drapé par la carte des formations détritiques néogènes de la zone interandine et la zone subandine nord de Bolivie d'après Oller (1986) et Hérail et al. (1994). Colonne stratigraphique générique de la série tertiaire dans le synclinal de Madidi. Qd, Tt, Ch, etc... : Localisation des colonnes et photographies suivantes. →→→



a) A sa base, un faciès grossier de grès et conglomérats (niveau A, Fig. II-A-3). Les grès sont moyens et les galets ont 1 à 5 cm de diamètre. Ce sont des galets de quartzites, de grès et de cherts (A, Fig. II-A-3). Ces galets sont sub-arrondis et, en général, flottants. Ils sont plus nombreux en base de banc qu'en leur sommet. Les bancs ont des bases érosives. Dans le niveau supérieur apparaissent des galets anguleux flottants issus de l'érosion de la Fm. Beu (B, Fig. II-A-3). Ce niveau se termine par une série de bancs de brèches disposés en chenaux, avec une base nettement érosive. Les éléments y sont portants, ce sont uniquement des fragments de la Fm. Beu. L'ensemble du banc est très silicifié et oxydé.

b) Le deuxième niveau est composé d'une succession de lits de nodules silitato-ferrugineux, grano-décroissants (niveau B, Fig. II-A-3), surmontés par 5m de grès avec quelques niveaux de galets flottants anguleux de grès ou quartzites. La base des lits est érosive, la forme des chenaux indique un paléo-écoulement dans la direction 60°N.

c) Sur ces grès, on observe cinq mètres de nodules silicato-ferrugineux (D, Fig. II-A-3). Ils sont organisés en bancs dont la base est érosive. La matrice et les nodules sont de même nature ; un grès moyen violacé. Les clastes sont peu arrondis et présentent un cortex d'altération jaune clair. Ils sont regroupés en chenaux de 1 à 3 mètres. Ce faciès montre les caractéristiques d'un dépôt fluviatile: base de dépôt érosive et une stratification grossièrement plane. Mais les nodules et la matrice ont la même composition et le tout est intensément oxydé. Une météorisation très importante, postérieure au dépôt, est responsable de la structure actuelle de la formation. Il s'agit d'une ferruginisation intense et d'un cuirassement des grès en place avec, pour résultat, une nodulation in situ qui aboutit à un aspect "conglomératique" tout en conservant les stratifications initiales des grès. De tels faciès ont été décrits en domaine latéritique (Leprun et Nahon, 1973, Santos et Varajão, 2004). Les nodules silicato-ferrugineux ont un cortex jaunâtre de goethite. Les grès sous-jacents sont très silicifiés. La silice partiellement lessivée lors de la "latéritisation" du niveau nodulaire a pu migrer et précipiter dans les grès sous-jacents sous forme de silice amorphe.

Sur le flanc nord de la Snía. de Torregua, la Fm. Bala correspond à un sédiment mis en place par ruissellements et ravinements superficiels sur une surface d'érosion avec très peu de relief. En effet, les clastes ont une origine très locale. Ce matériau a ensuite été longuement exposé à la météorisation et profondément altéré, sans doute

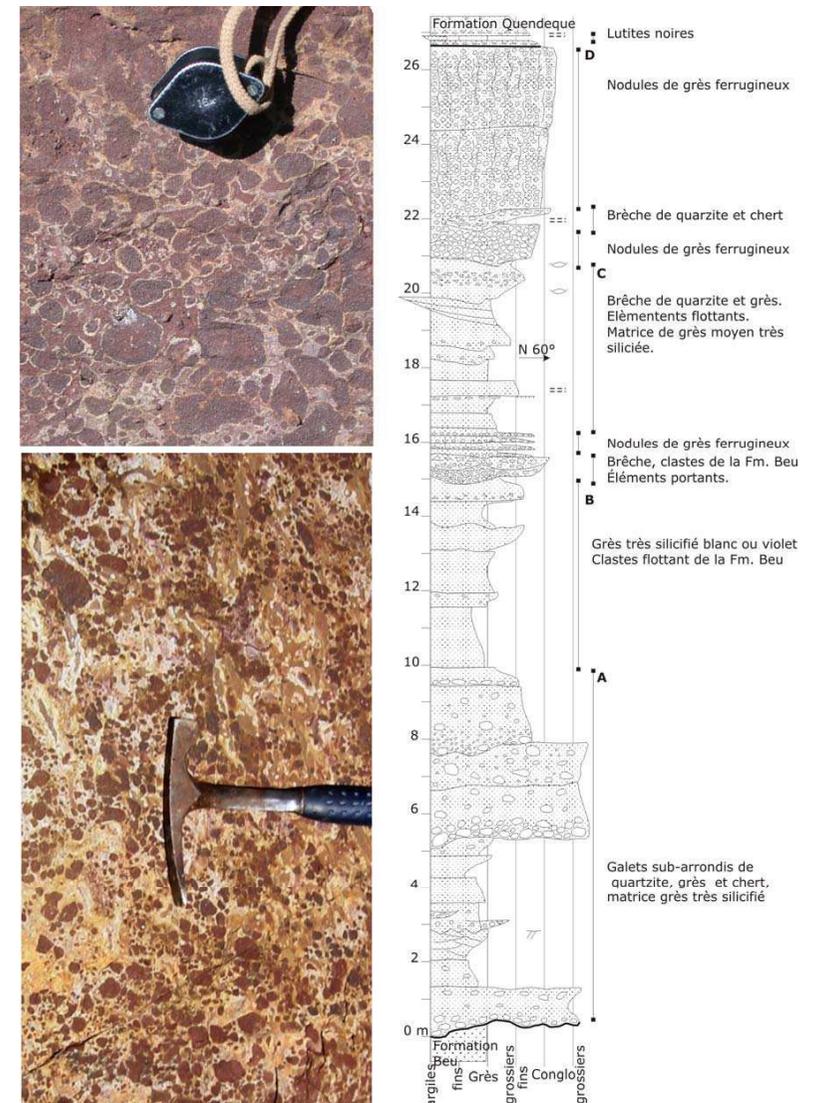


Figure II-A-3 : Affleurement et colonne stratigraphique de la Fm. Bala dans la Snía. Torregua (Ba, Fig. II-A-2). Détail des couches noduleuses.

en milieu tropical avec une saison sèche marquée. La Fm. Bala peut donc être interprétée comme le témoin d'une surface d'érosion sur laquelle se sont développés des paléosols au sein desquels les hydroxydes reprécipitent, où les carbonates sont éliminés et où la silice est mise en solution mais peut reprécipiter de manière amorphe dans certains horizons. Des sols de ce type se forment en environnement tropical à subtropical à saison sèche plus ou moins marquée comme il y en a eu dès l'Eocène dans de nombreuses régions amazoniennes (Tardy et Roquin, 1998). Les faciès de la Fm. Bala varient selon les affleurements mais on observe toujours des faciès de pédogenèse en milieu tropical à subtropical et des niveaux conglomératiques. Dans certains cas les galets sont très émousés et témoignent d'un environnement fluvial. Ces paléosols et paléoprofils de météorisation sont épais, évolués et dénotent une longue évolution sur des topographies où la météorisation primait sur la dénudation.

II-A-2- Formation Quendeque

La Fm. Quendeque a été définie dans la vallée du Río Quendeque (Schagintweit, 1939). Elle repose en concordance sur la Fm. Bala et s'observe dans les synclinaux de l'Alto Beni et de Madidi. Cette série a une épaisseur de 2 km sur le flanc est du synclinal de Madidi. Elle s'épaissit vers le sud-ouest pour atteindre 5 km dans les synclinaux de la zone subandine interne. Les faciès qui prédominent dans les synclinaux de San Miguel, Encuentro ou Madidi sont ceux d'une série fluviale rythmique avec une alternance de grès grossiers et d'argiles ou de marnes brun-rouge, ainsi que des paléosols à limonite (Fig. II-A-4). Les niveaux de grès sont lenticulaires, épais de 1 à 30 m, et longs de plus de 100m à l'affleurement. Leur base est très légèrement convexe. Ces grès sont de type litoarenites à grauwwacke, riches en feldspaths. On observe quelques niveaux micro-conglomératiques. Ils sont généralement granocroissants. Les niveaux argileux sont prédominants (60 à 80%). Régulièrement stratifiés, ils constituent des bancs de 1 à 30m d'épaisseur.

La série peut être divisée en six ensembles (Astorga, 2006). L'ensemble inférieur correspond à une alternance d'argiles rouges légèrement laminées et de bancs gréseux réguliers avec des laminations en auge et parallèles. Dans l'ensemble 2, les bancs gréseux sont caractérisés par des stratifications entrecroisées et contiennent des micro-conglomérats lenticulaires.

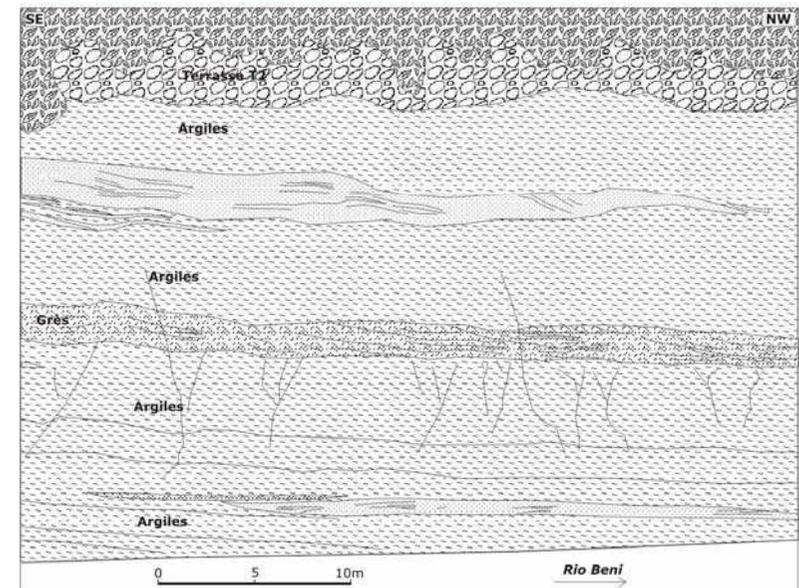
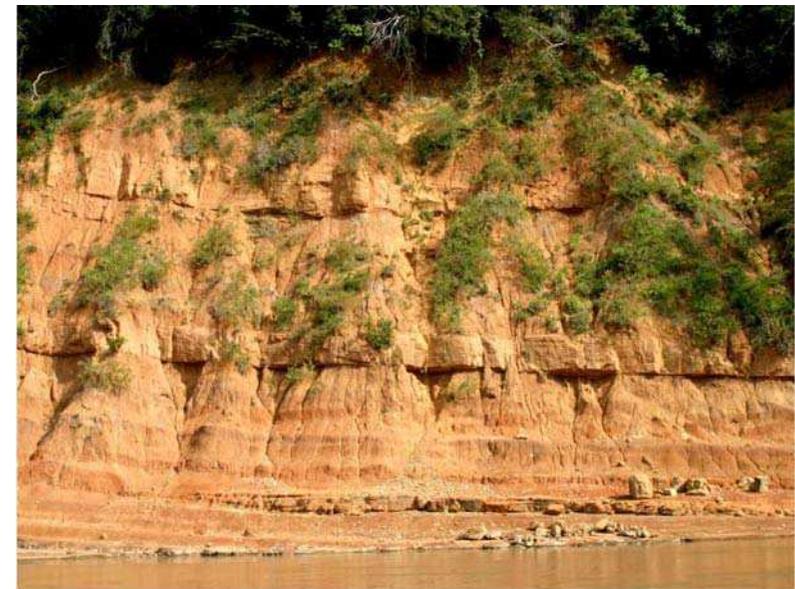


Figure II-A-4 : Forme synclinal de San Miguel Quendeque dans l'Alto Beni (Qd, Fig. II-A-2).

Dans l'ensemble 3, les niveaux argileux présentent de nettes laminations parallèles et les bancs gréseux, des stratifications entrecroisées. Dans le quatrième ensemble, les grès sont massifs avec une matrice argileuse. Des marnes grises et des niveaux de paléosols à concrétions calcaires viennent s'y interstratifier. Ces paléosols calcaires disparaissent dans l'ensemble 5. Le sixième et dernier ensemble se caractérise par l'arrivée de micro-conglomérats. La Fm. Quendeque est stratocroissante. Les grès sont beaucoup plus mûres à la base de la formation, et s'enrichissent en feldspaths vers le haut. Cette évolution peut indiquer un environnement de plus en plus proximal associé à une augmentation du relief, le tout limitant l'altération chimique de feldspaths au profit de l'altération mécanique.

Les bancs gréseux sont très allongés et peu épais, suggérant une mise en place par des cours d'eau peu profonds. De plus, ils sont généralement granocroissants ce qui indique la progradation des *crevasses splays* dans la plaine d'inondation pendant les crues. Entre les inondations, ces zones sont soumises à la pédogenèse. L'ambiance de dépôt était fluviale probablement de type anastomosé (Miall, 1996).

Dans le synclinal de Mayaya, la Fm. Quendeque se présente sous la forme d'une série granocroissante avec des bancs conglomératiques prenant place graduellement sur une alternance de marnes et grès. Certaines de ces marnes montrent des traces de paléosol (Fig. II-A-5). Les premières arrivées conglomératiques sont constituées par des lentilles de grès à galets flottants de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Ces lentilles deviennent ensuite de plus en plus épaisses jusqu'à un banc de conglomérats de 50m d'épaisseur. Les galets y sont portants, de 7cm de long en moyenne, les plus gros atteignant 15cm. Les galets sont essentiellement des quartzites de la Cordillère Orientale mais présentent aussi de nombreux fragments calcaires provenant de l'érosion de la Fm. Copacabana. Celle-ci affleure dans la Snía. Retama (Fig. II-A-1). Ils sont organisés en chenaux conglomératiques d'une dizaine de mètres de large, de 2 à 5 mètres de haut, et leur base est érosive (faciès Gp) (Fig. II-A-5). Ces chenaux grossiers alternent avec de longs chenaux gréseux à stratifications obliques planes (faciès Sp). Il s'agissait de cours d'eau anastomosés d'énergie élevée. Ces conglomérats n'affleurent que dans le synclinal de Mayaya. Leur épaisseur et leur granulométrie diminuent vers le nord-est où ils s'interstratifient avec des grès et des argiles.



Figure II-A-5: Faciès caractéristiques de la Formation Quendeque dans le synclinal de Mayaya, conglomérats, grès, et silts de plaine d'inondation (A et B :My; C: Myp sur Fig. II-A-2).

Sur le flanc est du synclinal, on ne trouve plus que quelques petits galets de quartzite et des galets mous flottants à la base des bancs gréseux. Les données de paléocourants montrent de très fortes variations de direction dans une composante générale vers l'est.

II-A-3- Formation Cangalli

Dans la zone interandine, les sédiments néogènes syntectoniques de la Fm. Cangalli sont conservés uniquement dans le bassin de Tipuani-Mapiri (Fig. II-A-2 et 6). C'est une formation conglomératique fluviatile qui a été décrite pour la première fois par Frochot (1901) puis Freydanck (1965) dans des rapports inédits destinés au Ministère des Mines de Bolivie ainsi que par Stoll (1961).

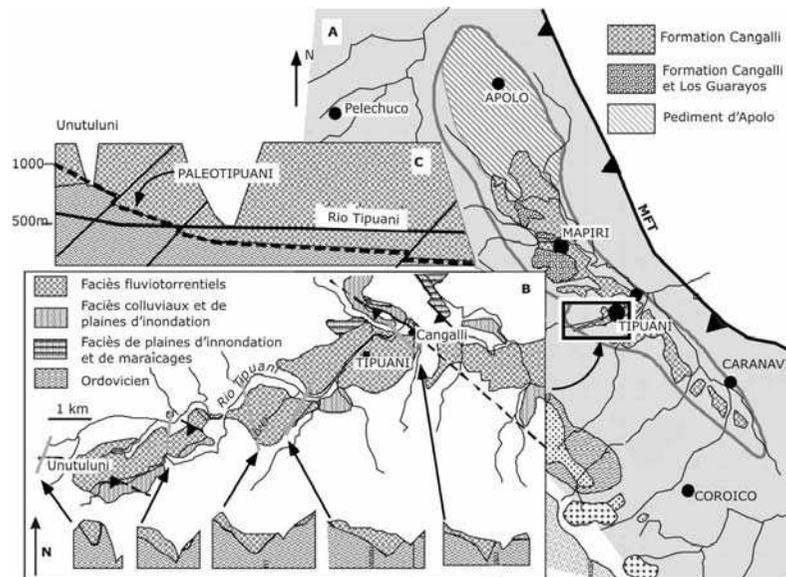


Figure II-A- 6 : Faciès sédimentaires, paléotopographie et déformation du néogène du bassin de Tipuani (modifié de Héralil 1996).

Ces études ont été reprises dans les années 1985-1990 dans le but de mieux comprendre les significations synorogéniques et gîtologiques de ce bassin. En effet, c'est un placer d'or très important (Freydanck, 1965; Héralil, 1991 ; par ex.).

Le bassin de Tipuani, large de 10 à 30 km, s'étend sur environ 200 km, parallèlement aux structures andines (Fig. II-A-6). Le fond des vallées actuelles est situé à 500 - 600 m d'altitude tandis que les interfluvies sont généralement aux alentours de 1200 m (asl). C'est dans la partie centrale et méridionale de ce bassin que la Fm. Cangalli est bien conservée alors qu'au contraire, vers le nord, dans la région d'Apolo, seul le substratum paléozoïque affleure, pénéplané et profondément météorisé (Fig. II-A-6). Dans la partie méridionale du bassin, la Fm. Cangalli est conservée seulement sur les crêtes interfluvies, le bassin étant profondément disséqué.

Les sédiments qui constituent la Fm. Cangalli sont contenus dans un réseau de paléovallées profondes de plus d'un millier de mètres (Fig. II-A-6). Ceci explique les importantes variations d'épaisseur et de faciès de cette formation (Frochot, 1901; Stoll, 1961; Freydanck, 1965; Héralil, 1991). La plupart de ces paléovallées sont orientées perpendiculairement aux structures andines. Dans la partie centrale et nord-ouest, elles ne présentent aucune déviation de leur tracé à l'approche des reliefs situés au niveau du CFP. Par contre, dans le sud est du bassin, elle longe ce relief dans la direction de Guanay. Ceci indique que le creusement des vallées contenant la Fm. Cangalli est antérieur puis contemporaine de l'apparition des reliefs engendrés par le fonctionnement des chevauchements andins. Dans leur partie aval, les vallées actuelles sont canalisées le long des ces serranías.

La nature et la distribution des faciès sédimentaires constituant la Fm. Cangalli sont contrôlées par l'organisation morphologique du bassin au moment de son remplissage (Viscarra, 1986, Fornari et al. 1987). Le long des paléovallées, de l'amont à l'aval, on passe de sédiments fluvio-torrentiels contenant des blocs atteignant plusieurs mètres cubes à des conglomérats fluviatiles constitués de galets bien émoussés. A l'écart de l'axe des vallées ont coexisté trois environnements (Fig. II-A-6) :

- contre les paléoversants, des colluvions très grossières composées de fragments non émoussés de schistes de l'Ordovicien emballés dans une abondante matrice argilo-sableuse rouge.

-en bordure des paléovallées principales, au débouché de paléovallées secondaires, des sables et argiles déposés en environnement de faible énergie. Ces dépôts, riches en débris organiques, contiennent localement des végétaux en position de croissance et même des niveaux de lignites. Ils se déposèrent dans des environnements palustres confinés, généralement situés au débouché de vallées secondaires dans une vallée plus importante. Le confinement est dû à l'obturation de dépressions par l'accumulation rapide de conglomérats fluviaux dans la partie axiale des vallées, ce qui témoigne d'une vitesse élevée de la sédimentation dans les vallées principales issues de la Cordillère et d'une sédimentation beaucoup plus lente dans les vallées issues de bassins versants locaux.

-à l'aval des vallées principales, des sables et argiles déposés dans des environnements fluviaux distaux et de plaines d'inondation. Cependant, il n'y a nulle part de faciès lacustres conservés à l'aval des faciès fluviaux, contre les reliefs qui ferment le bassin (Snía. de Carrura) ce qui signifie que le bassin de Tipuani n'était pas endoréique (Fornari et al., 1987).

Au toit, la Fm. Cangalli est recoupée par une surface d'érosion dont l'altitude oscille entre 1100 et 1300 m. Sur la bordure ouest du bassin, cette surface mord sur le substrat paléozoïque tandis que vers l'intérieur elle est couverte soit par les sédiments des terrasses fluviales les plus hautes, soit par des dépôts de cônes de déjection (Freydanck, 1963; Fm. Chimate, Hérail et al., 1988). C'est en contrebas de ces surfaces que se sont développées les formes de dissection et les terrasses fluviales quaternaires associées au creusement des vallées actuelles.

La plupart des galets contenus dans la Fm. Cangalli proviennent de l'érosion des roches sédimentaires de l'Ordovicien. Cependant, à la base de la Fm. Cangalli et dans les terrasses quaternaires, les galets et blocs provenant de l'érosion de la Cordillère Orientale sont fréquents. Ceci suggère qu'au début de chaque phase d'érosion, marquée par la reprise de l'incision des vallées, la haute Cordillère a été soumise à une forte érosion. Au contraire pendant la phase de remplissage du bassin, la zone de crêtes semble avoir fourni moins de sédiments par rapport à l'apport des reliefs plus bas situés plus près du bassin.

II-A-4- Formation Charqui

La Fm. Charqui ne s'observe que dans le synclinal de Madidi (Canedo Reyes, 1961). Son épaisseur maximale y est de 3500m. Elle est très faiblement discordante sur la Fm. Quendeque. Le passage se marque par l'arrivée prédominante de grauwackes. La Fm. Charqui est une séquence fluviale grano et strato-croissante. Elle est composée d'une suite de bancs de grès avec des lentilles de conglomérats fins, des pélites et des argiles. Les lentilles de conglomérats sont très fines, de quelques cm à 0,5 m d'épaisseur mais peuvent avoir plusieurs mètres de long. Les clastes y sont subarrondis et leur taille varie de quelques millimètres à 5cm. Ce sont essentiellement des quartzites paléozoïques, mais l'on retrouve aussi des grès provenant des formations sous jacentes et des galets mous d'argile de la Fm. Charqui elle-même. Très exceptionnellement on retrouve des fragments de calcaire. Ces lentilles conglomératiques sont fortement indurées par des oxydes de fer. Les grès sont fins à grossiers, bien classés, friables. Leur composition est de type quartz-arenite, quartzique à ciment calcaire et grauwacke. Les grains sont brun jaunâtre à gris vert. Les grès s'organisent en couches d'une dizaine de mètres groupées en séquences d'une cinquantaine de mètres. Des couches d'argiles limonitiques violacées peu compactes, plastiques et onctueuses au toucher sont intercalées. Elles forment des bancs de 3 à 10 m d'épaisseur. On trouve de nombreux fragments de bois et de plantes carbonisés. Deux niveaux volcano-détritiques sont présents dans cette formation à 900m et 80m du sommet. Le plus vieux a été daté à $8,7 \pm 0,9$ Ma dans cette étude, c'est le seul âge disponible pour les séries tertiaires de la zone subandine du nord de la Bolivie.

Cette formation peut être subdivisée en trois ensembles : la partie inférieure, épaisse de 700m, montre une légère prédominance des grès sur les pélites ; dans la partie moyenne, épaisse de 1700m, les grès sont nettement dominants par rapport aux argiles ; et la partie supérieure, dont l'épaisseur varie entre 650 et 870m, et où les argiles sont dominantes. Le sommet de la Fm. Charqui et le passage à la Fm. Tutumo sus-jacente s'observe le long de la Snía. Susi (Fig. II-A-7). Cette transition s'effectue en quelques mètres. La granulométrie et la proportion de grès augmentent vers le haut de la série. Les lentilles gréseuses deviennent clairement érosives. Des lentilles de conglomérats de plus en plus épaisses prennent place dans les grès. Enfin, la base de la Fm. Tutumo s.s., conglomératique, érode fortement le toit de la Fm. Charqui.

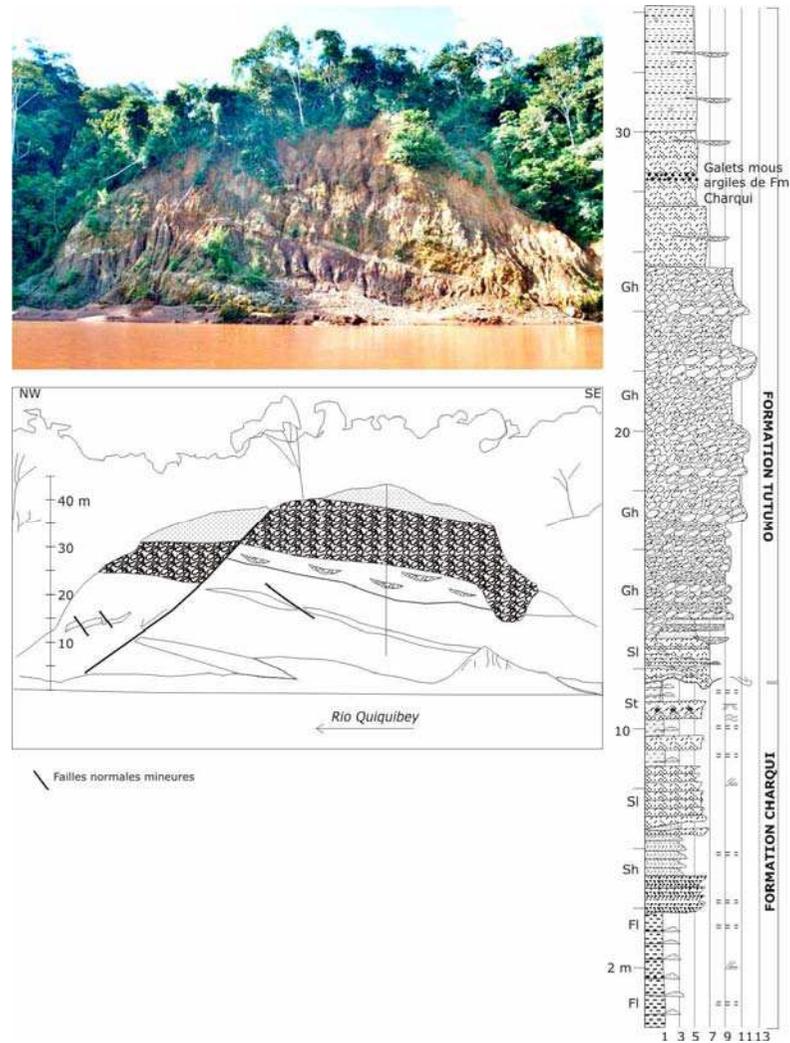


Figure II-A- 7 : Formations Charqui et Tutumo le long du Río Quiquibey (Ch, Fig. II-A-2)

II-A-5- Formation Tutumo

La Fm. Tutumo n'est présente que dans le synclinal de Madidi (Fig. II-A-1 et 2) (Davila et al., 1965). A l'échelle des affleurements, la Fm. Tutumo vient en concordance sur la Fm. Charqui. Toutefois, on observe à sa base des figures d'érosion. A l'échelle régionale, elle vient en discordance sur les sédiments néogènes sous-jacents (Fig. II-A-2). Elle a une épaisseur de 20 à 700 m. Elle se compose essentiellement de conglomérats grossiers avec quelques intercalations d'argiles et de grès jaune rosé riches en micas (Fig. II-A-8). Toute la formation est oxydée, certains niveaux sont particulièrement cimentés par les oxydes de fer. Nous avons observé cette formation en trois points. Le long du Río Quiquibey où elle a une vingtaine de mètres d'épaisseur (Fig. II-A-7 et Ch, Fig. II-A-2). Le long du Río Tuichi où elle a une centaine de mètres d'épaisseur (Fig. II-A-8), et enfin au centre du synclinal de Madidi (Tt', Fig. II-A-2). Elle se découpe en trois segments. Le segment inférieur est constitué de conglomérats grossiers avec quelques lentilles gréseuses (Fig. II-A-8). Les galets sont imbriqués parallèlement aux cours d'eau actuels. Ces galets ont jusqu'à 50 cm de long, ils sont allongés et arrondis. La majorité sont des quartzites, mais on observe aussi beaucoup de galets de grès mésozoïques ainsi que du quartz laiteux et des cherts, quelques fragments de roches volcaniques et de granites et des troncs carbonisés. Ces conglomérats proviennent de la Cordillère Orientale. Les galets sont portants et la matrice est grés-argileuse. Les bancs de galets ont entre 1,5m et 10m d'épaisseur. Ils sont grandécroissants, horizontaux et affleurent sur de grandes distances.

Le segment médian ne s'observe qu'au centre du synclinal de Madidi. Il a une cinquantaine de mètres d'épaisseur, il se caractérise par la présence de niveaux argilo-gréseux. Soit ces grès s'inter-digitent avec les lentilles conglomératiques, soit ils se présentent sous la forme de gros bancs, jusqu'à 30m d'épaisseur. Ces bancs s'organisent en lits à base érosive, grandécroissants (de micro-conglomérats à argiles gréseuse), de 25 cm à 3 m d'épaisseur. Les grès sont riches en lutites, blanc verdâtre ou gris, très riches en micas.

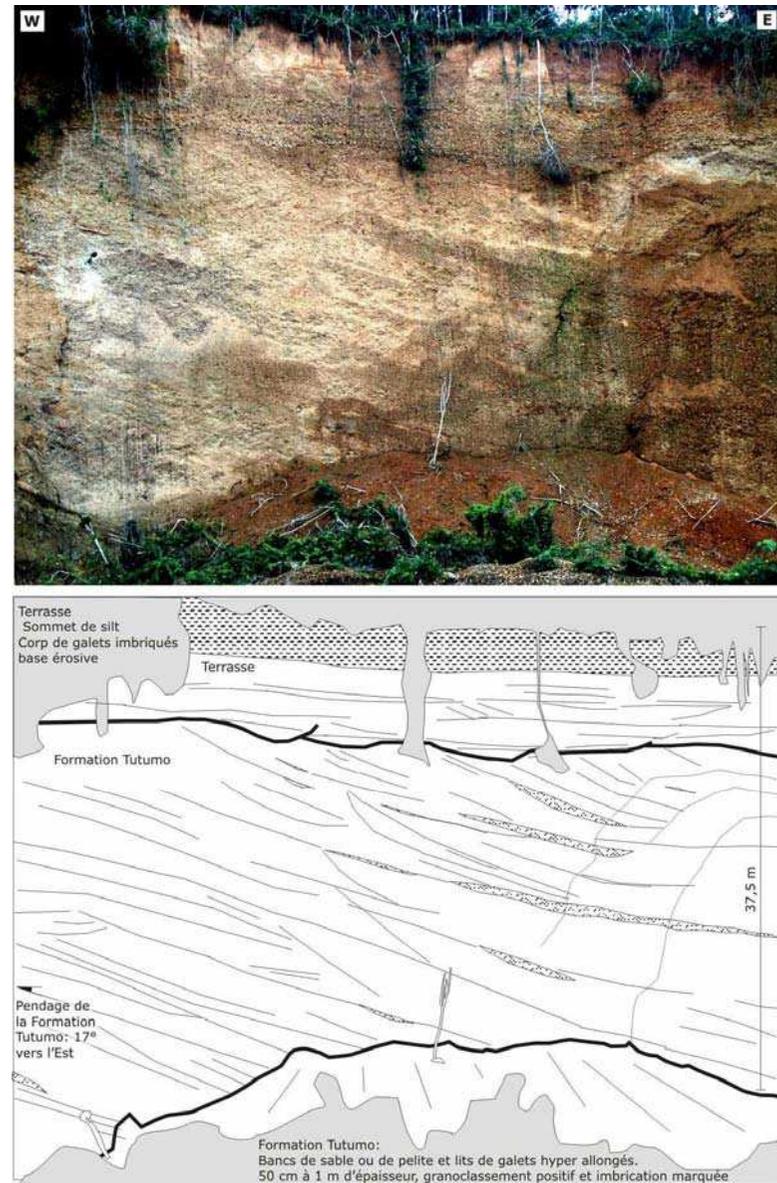


Figure II-A-8 : Formation Tutumo et terrasse supérieure le long du Río Tuichi (Tt, Fig. II-A-2).

Le segment supérieur affleure le long des ríos Quiquibey et Tuichi (Fig. II-A-7). C'est une alternance grandécroissante de grès grossiers et de niveaux argileux. Elle atteint 30m le long du Río Tuichi. En résumé, la base de la Fm. Tutumo marque une ingression brusque de sédiments fluviaux grossiers sur des sédiments fluviaux moyens. Il pourrait s'agir de barres de graviers de cours d'eau en tresse (Miall, 1996). Le sommet, constitué de matériaux très fins, indique l'abandon de la formation et son incision par les cours d'eau.

II-A-6- Conclusion sur les environnements de dépôt des séries néogènes

L'association de faciès et les éléments architecturaux de la succession sédimentaire néogène indiquent quatre milieux de dépôt. La Fm. Bala est un paléosol qui témoigne d'une longue période d'élaboration d'une surface d'érosion pédogénisée. Dans le contexte d'avant pays, ce paléosol, très étendu le long des Andes Centrales, est un faciès de zone de bourrelet péri-montagneux (*forebulge*) (Gil Rodriguez, 2001). A l'Oligocène les premiers sédiments fluviaux de la Fm. Quendeque viennent se déposer sur ce paléosol. Ils sont mis en place dans une plaine subsidente, par des cours d'eau anastomosés de faible gradient. Il s'agit de dépôts de *foredeep* distal puis proximal. Dans le synclinal de l'Alto Beni, la Fm. Quendeque se termine par une arrivée conglomératique, nous verrons qu'il s'agit alors de dépôts de *wedgetop*. Dans le synclinal de Madidi, la transition entre les formations Quendeque et Charqui se marque par le passage graduel de faciès de plaines d'inondation bien développées à une dominante gréseuse avec un plus grand nombre d'avalanches. Cette transition a pu être provoquée par l'arrivée d'une charge sédimentaire plus importante et/ou une augmentation de la pente régionale. Nous verrons que ces sédiments se déposent alors que se développent les chevauchements de la zone subandine externe, la zone de dépôt est de type *wedgetop*. Les derniers dépôts sont conglomératiques grossiers, la Fm. Tutumo. Ces conglomérats épousent les reliefs naissants de la zone subandine externe. Ils sont déformés puis incisés au cours du Pléistocène.

II-B- Ages des matériaux

Pour comprendre l'évolution tectonique de la zone subandine il est nécessaire de connaître l'âge des séries tertiaires et/ou l'âge de mise en place des chevauchements. Les séries sédimentaires tertiaires de la zone subandine nord de Bolivie n'avaient jamais été datées, elles avaient été corrélées à d'autres séries sédimentaires synorogéniques cénozoïques à partir de ressemblances litho-stratigraphiques. Nous avons daté le dépôt de la Fm. Charqui par Ar/Ar dans un niveau volcano-détritique (BEN 052, fig. II-B-1). De plus nous avons pu disposer d'analyses de traces de fission dans des apatites (AFTA) qui avaient été effectuées pour dater l'exhumation des chevauchements.

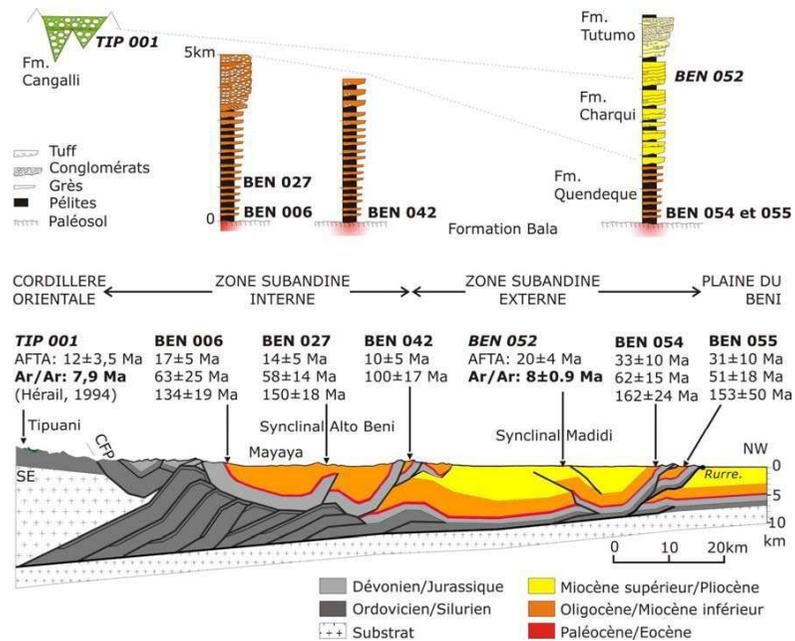


Figure II-B-1 : Localisation des échantillons datés par AFTA et Ar/Ar sur les colonnes stratigraphiques simplifiées. Ages en italique : échantillons volcano-détritiques, autres âges : grès de la Fm. Quendeque. Ages donnés pour les différentes populations de grains d'apatites, P1, P2 et P3. Les incertitudes sur les âges sont à 2σ (95%).

II-B-1- Datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur micas et feldspaths

Dans le synclinal de Madidi nous avons identifié et échantillonné un niveau volcano-détritique, qui se situe dans la Fm. Charqui, 900m sous le sommet (BEN 052, 14,71°S ; 67,58°W) (Fig. II-B-1 et Fig. II-B-6). Il s'agit d'un niveau fluviatile blanc-gris à stratifications obliques marquées par des lamines riches en biotites. Cet échantillon a été daté par méthode Ar/Ar sur biotites au Laboratorio de Geochronología del Servicio Nacional de Geología y Minería de Santiago du Chili. Les biotites sont bien conservées et automorphes. Le plateau donne un âge de 8.7±0.9 Ma (Fig. II-B-2) (Strub et al, 2005).

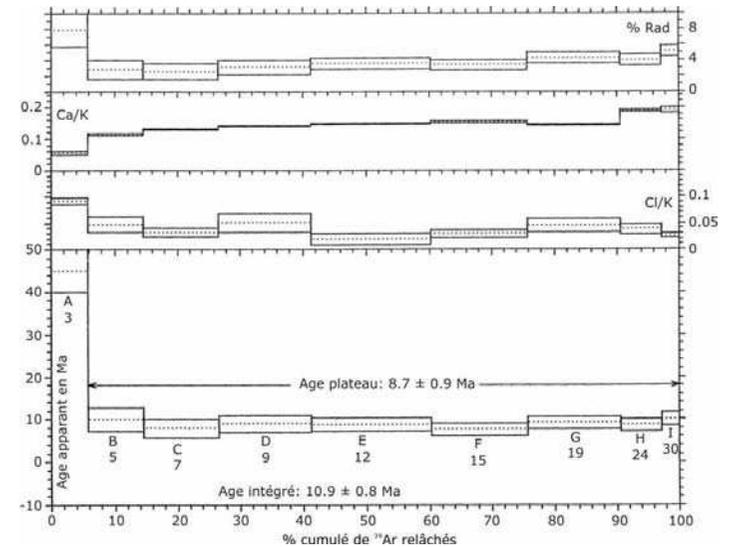


Figure II-B-2 : Spectre ⁴⁰Ar/³⁹Ar du chauffage de l'échantillon BEN 052. Plateau MSWD= 0.98.

Un autre niveau volcano-détritique, la *toba Chontaloruni*, a été décrit et daté dans le bassin de Tipuani (Fig. II-B-1). Ce niveau volcano-détritique est interstratifié dans la Fm. Cangalli (Fornari et al. 1987). Un âge ⁴⁰Ar/³⁹Ar a été obtenu par fusion laser sur des biotites et sur des feldspaths (Fig. II-B-3). La moyenne des mesures répétées sur

plusieurs grains a donné un âge de $7,96 \pm 0,58$ Ma pour les micas et $7,79 \pm 0,03$ Ma pour les feldspaths (Hérail et al., 1994).

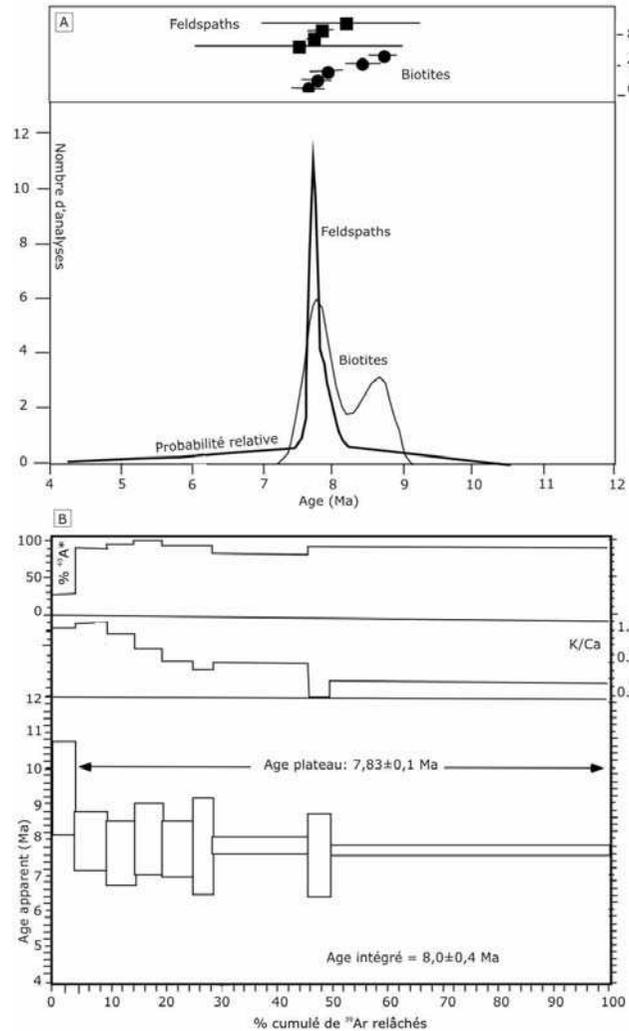


Figure II-B-3 : A) Courbes d'âges probables des feldspaths et des biotites de la Toba Chontaloruni. B) Spectre en plateaux du chauffage de la Toba Chontaloruni

Ces données géochronologiques nouvelles permettent de conclure que les niveaux volcano-détritiques de la Fm. Cangalli et de la Fm. Charqui sont contemporains. Ils constituent un niveau repère allant de la zone interandine à la zone subandine externe. Les conglomérats de Cangalli et les sables et argiles de Charqui sont donc les faciès proximaux et distaux d'un paléo bassin du Beni.

II-B-2- Analyses des traces de fission dans les apatites

Les traces de fission dans les apatites sont des traînées linéaires qui reflètent un intense dommage à l'échelle atomique. Ce dommage résulte du passage de particules nucléaires chargées dans le cristal. Les traces naturelles dans les échantillons géologiques sont produites presque exclusivement par la fission spontanée de l'isotope ^{238}U . Les traces de fission sont donc un moyen de dater les minéraux (Gallagher et al., 1998). Elles sont métastables: lorsque le minéral hôte est soumis à de hautes températures, les traces se raccourcissent irréversiblement et peuvent disparaître. La température nécessaire pour que se produise le raccourcissement des traces varie suivant les minéraux. Pour les apatites, elle est couramment de 60 à 120°C (Partial Annealing Zone, PAZ). Le raccourcissement dépend aussi de la vitesse de réchauffement de l'échantillon et de la composition chimique des apatites. L'analyse de la longueur des traces permet donc de retrouver depuis combien de temps l'échantillon a franchi la zone PAZ. Ceci permet de retrouver le taux d'exhumation de la région.

Les sédiments détritiques contiennent des grains d'apatites caractérisés par des traces de fission accumulées au sein de la roche d'origine. Ces traces sont effacées si les sédiments sont enfouis suffisamment profondément et recuits. Les traces formées ensuite racontent l'histoire de l'exhumation. Par contre, si l'échantillon n'est pas profondément enfoui dans le bassin, les traces décrivent une histoire complexe : toutes les traces décrivent l'histoire thermique subie dans ce bassin, mais celles qui ont été accumulées au sein de la roche d'origine décrivent également l'histoire thermique subie dans la région source. C'est le cas des échantillons de la zone subandine nord de la Bolivie.

A partir des âges des différents grains d'un échantillon, on peut définir statistiquement des populations d'âges similaires (Fig. II-B-6). Chaque population d'apatites détritiques est caractérisée par l'âge de fermeture de ses grains (âge AFTA),

c'est-à-dire le moment où ils ont franchi la zone PAZ (Fig. II-B-4). Un indice statistique, le *Chi-squared probability* (X^2 prob.), indique si les grains d'apatite d'un échantillon ont des âges correspondant à une ou plusieurs populations. Si cet indice est inférieur à 0.05, il y a plusieurs populations de grains au sein de l'échantillon.

La différence entre l'âge de dépôt d'un grain et son propre âge AFTA est appelée le temps de retard ou *lag-time* (Fig. II-B-4). Le temps de retard peut être utilisé pour déduire le taux de dénudation dans la région source. Il s'agit du temps écoulé entre le passage de la PAZ dans la région source et le moment de dépôt des grains dans le bassin (Zeitler et al., 1986; Ruiz et al., 2004). Un temps de retard court traduit donc une tectonique active et une érosion rapide dans la région source. Un temps de retard long sera plutôt indicateur d'une exhumation lente. Cela peut également témoigner de la reprise de sédiments détritiques au cours d'un processus de cannibalisme. Par contre, on considère souvent le temps de transport comme nul (Ruiz et al., 2004).

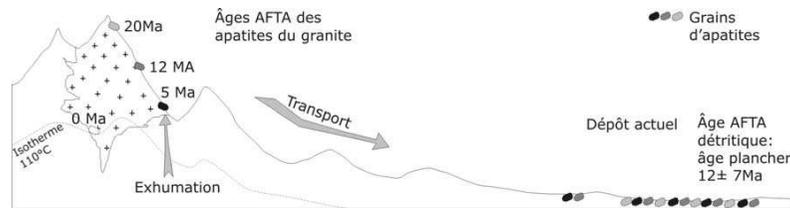


Figure II-B-4 : Mise en évidence du temps de retard (*lagtime*) et du large panel d'âges AFTA pour des grains provenant d'une source unique, ici une seule population provenant d'un granite.

La sédimentation des grains se produisant après leur exhumation, l'âge AFTA des grains est donc supérieur à l'âge de leur dépôt. L'âge de la population la plus jeune permet donc de déterminer un âge maximum de dépôt des sédiments. Il est appelé âge plancher. Cette méthode peut être utilisée dans des séries sédimentaires pour lesquelles il n'y a pas d'autre indice chronologique. Cet âge doit être utilisé avec un regard critique car il peut exister un fort décalage entre l'âge des apatites datées et l'âge de dépôt de la série sédimentaire qui les contient (Fig. II-B-4). Nous avons utilisé cette méthode pour donner un âge plancher à la base des séries tertiaires de la zone subandine.

II-B-3- Résultats AFTA

La majorité des grains d'apatite analysés dans ce travail proviennent de grès échantillonnés sur les flancs des principaux anticlinaux (Fig. II-B-6). Ils sont issus de la formation fluviatile miocène Quendeque, plus particulièrement de sa base pour BEN 006, 042, 054 et 055 (Fig. II-B-2). Nous avons également analysé les apatites de deux échantillons d'un niveau volcano-détritique intercalé dans les Fms. Cangalli et Charqui (TIP 001 et BEN 052). L'échantillon BEN 095 a été prélevé sur le bouclier brésilien. Tous les échantillons ont été traités chez Apatite to Zircon, Inc., les analyses y ont été effectuées par Paul O'Sullivan et Raymond Donelick.

Echantillons	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Nb. grains	Traces spontanées (Ns)	ps (10 ⁴ traces cm ⁻²)	Traces induites (Ni)	pi (10 ⁴ traces cm ⁻²)	Dosimètre (Nd)	P(X ²)	Âge AFTA (Ma±1σ)
TIP 001	15.48	67.93	25	54	0.765	755	3.417	4278	0,2272	12.8±1.8
BEN 001	15.483	67.805	3	2	0.113	6	3.440	4278	0.411	
BEN 006	15.436	67.681	25	684	2.704	1618	3.464	4278	0.000	
BEN 027	15.209	67.674	26	761	2.652	4278	3.488	4278	0.000	
BEN 036	14.982	67.694	5	40	2.537	197	3.511	4278	0.246	
BEN 042	14.899	67.683	25	258	2.042	800	3.535	4278	0.000	
BEN 047	14.860	67.627	7	89	3.058	279	3.558	4278	0.000	
BEN 052	14.706	67.578	25	48	0.485	359	3.582	4278	0.838	20.1±3.5
BEN 054	14.550	67.501	39	713	2.589	1611	3.606	4278	0.000	
BEN 055	14.547	67.530	18	215	2.505	850	3.629	4278	0.000	
BEN 095	10.535	65.581	40	1277	2.735	1980	3.653	4278	0.000	

Figure II-B-5 : résumé des données de traces de fission pour tous les échantillons. En grisé les échantillons volcano-détritiques, les autres sont des grès fluviatiles.

Les échantillons BEN 001, 036 et 047 ne sont pas utilisables car le nombre de grains analysés n'est pas suffisant, nous avons retenu les échantillons contenant plus de 18 grains (Fig. II-B-5). Pour les échantillons de grès, l'indice statistique *Chi-squared prob* ($P(X^2)$) est toujours inférieur à 5% (Fig. II-B-5). Ceci indique que la distribution des âges des grains résulte d'un mélange de différentes sources (Green, 1985). Ces échantillons sont donc composés de plusieurs populations de grains. Par contre, pour les échantillons volcano-détritiques, $P(X^2)$ est supérieur à 5%, il s'agit donc bien d'apatites provenant d'une source unique.

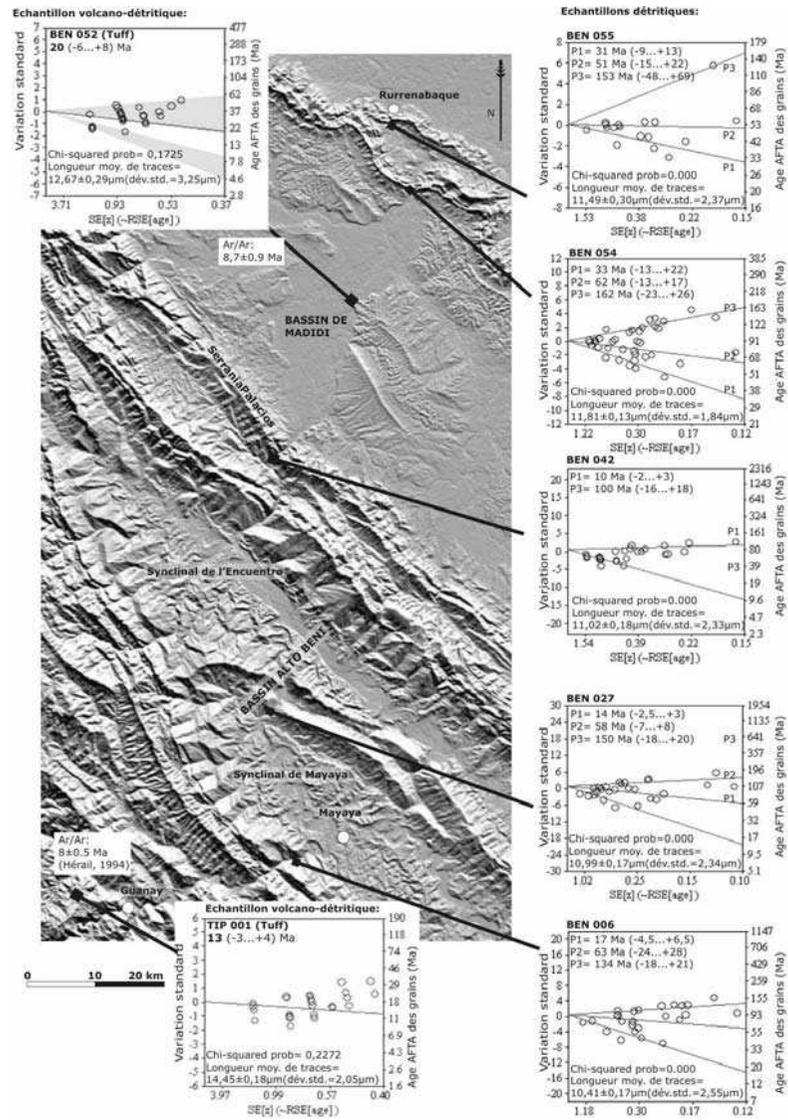


Figure II-B-6 : Diagrammes radiaux de séparation des populations de grains d'apatites (Binomfit®, Bradon, 2002). En abscisse, l'incertitude sur les âges. Les lignes matérialisent les différentes populations de grains.

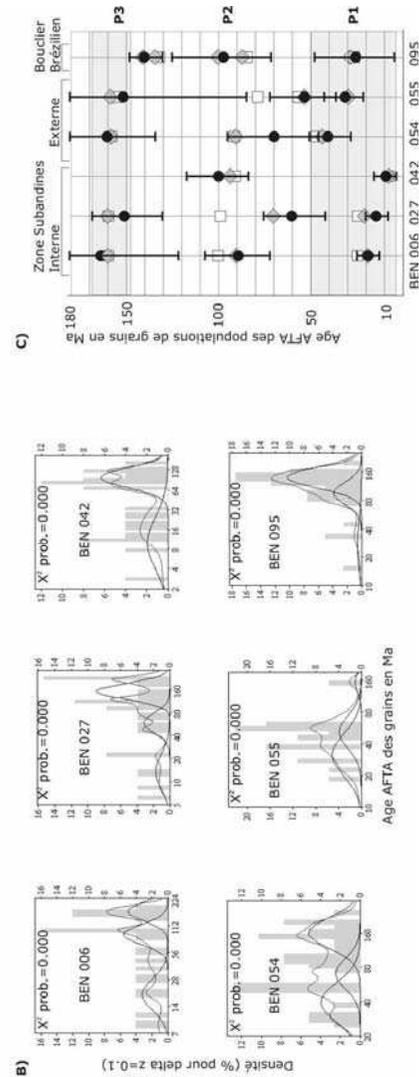
Pour déterminer l'âge des différentes populations de grains d'apatites, nous avons utilisé les logiciels Binomfit® (Brandon, 2002) et PopShare® (Dunkl et Székely, 2002). Ils regroupent les grains en fonction de leur âge et de l'incertitude sur cet âge (Fig. II-B-7). La statistique est appliquée pour deux ou trois populations, le choix se faisant pour l'indice Chi-squared prob le plus bas possible associé à un test F supérieur à 5%. Les logiciels Binomfit et PopShare utilisent des tests statistiques différents. Les âges calculés avec ces deux logiciels sont en bonne adéquation pour la population la plus jeune et de la plus vieille (Fig. II-B-6). Par contre, les âges de la population médiane sont très dispersés, les nuages d'âges intermédiaires sont éparpillés et les différents algorithmes trouvent des âges variables pour cette population. En accord avec les résultats de ces deux méthodes, seuls les âges les plus jeunes et les plus vieux (P1 et P3) peuvent être identifiés avec une certaine confiance. De plus ces populations sont cohérentes entre les différents échantillons et les résultats des différents tests statistiques sont homogènes.

Trois populations se distinguent : la plus vieille (P3) aux alentours de 155 Ma, une population Paléocène–Eocène (P2) entre 100 et 60 Ma et la population la plus jeune (P1), entre 10 et 45 Ma. Cette dernière a entre 20 et 10 Ma dans la zone subandine interne (ZSI) et entre 45 et 30 Ma dans la zone subandine externe (ZSE) (fig. II-B-1). Au niveau du bouclier brésilien, elle a ~ 30 Ma. Malgré la bonne cohérence des populations entre les échantillons et entre les méthodes statistiques, les âges P1 et P3 sont calculés avec de fortes incertitudes ($2\sigma > 10$ Ma) (Fig. II-B-5). De nombreux facteurs produisent ces incertitudes élevées (Donelick et al., 2005). Tout d'abord, le nombre de grains analysés est relativement faible, 20-30 grains par échantillon, partagés entre les trois populations en présence. Une population est au final définie par 1 à 16 grains (Fig. II-B-5). À cette incertitude statistique s'ajoute l'incertitude analytique qui est donnée par le laboratoire.

Une population détritique est elle-même inhomogène. En effet, des apatites provenant d'une même formation peuvent présenter des âges s'étalant sur plusieurs millions d'années. Actuellement, pour les granites se trouvant en amont du bassin du Beni, les âges d'exhumation varient de 5 à 20 Ma (Fig. II-B-8). En supposant que le transit est immédiat, la population la plus jeune se déposant actuellement dans les sables du Río Beni auraient donc 12 ± 7 Ma (Fig. II-B-4).

A)	Déterminées par Binomfit ●					Déterminées par Popshare												
	Crist. l. traces	P1	CI1	%cl	P2	CI2	P3	CI3	RMS	W1	W2	P1	SD1	%cl	P2	SD2	P3	SD3
BEN 006	25	10.41	19	6	33	90	18	164	29	W1	18	19	22	47	98	6	159	13
BEN 027	26	10.99	14	6	23	58	16	150	20	W2	18	19	22	91	5	160	11	
BEN 042	25	11.02	10	6	45	100	18			W1	4	15	4	98	61	159	13	
BEN 054	39	11.81	39	11	40	71	25	162	26	W2	13	37	89	22	160	13		
BEN 055	18	11.49	31	12	60	52	20	153	70	RMS	4	16	14	92	4	158	36	
BEN 095	40		27	21	9	96	25	141	9	W1	9	8	3	95	32	159	35	
										W2	8	47	3	92	6	155	44	
										RMS	59	23	75	69	41	155	20	
										W1	31	16	58	52	10	157	18	
										W2	37	20	69	59	16	157	6	
										RMS	26	14	11	85	8	133	26	
										W1	30	3	10	86	10	135	24	
										W2	29	3	9	92	18	141	22	

Figure II-B-7: A) Crist. : Nombre de cristaux d'apatites datés; l. : traces. longueur moyenne des traces; P1 à P3 âges moyens des populations (Ma); CI1 à CI3 intervalle de confiance sur les âges; SD1 à SD3 variation standard sur les âges (2 sigma); %cl



←← pourcentage des grains faisant partie de P1; B) Spectres des âges de grains; courbes: populations pour le logiciel Binomfit; C) Ages des populations pour chaque échantillon.

A)	Vallée	Altitude	Age (Ma)
	Taquesi	4640	5,7 ± 0,7
	Taquesi	4490	6,1 ± 0,8
	Taquesi	4080	6,5 ± 1
	Taquesi	3500	5,5 ± 0,8
	Challana	5020	14,7 ± 2,1
	Challana	4800	17,6 ± 1,5
	Challana	4800	12,5 ± 1,1
	Challana	4630	19,3 ± 3,2
	Challana	4580	17,9 ± 1,4
	Challana	3380	10,9 ± 1,4
	Challana	3070	10,7 ± 1
	Challana	2875	9,1 ± 1,4

B)	Pluton	Altitude	Age (Ma)
	Huayna Potosi	5100	14,7 ± 1,7
	Huayna Potosi	4720	12,8 ± 1,1
	Huayna Potosi	4780	11,7 ± 3,4
	Huayna Potosi	4560	15,5 ± 2
	Huayna Potosi	4280	10,3 ± 3,1
	Zongo	3450	9 ± 1
	Zongo	3300	4,9 ± 1,7
	Zongo	3000	14,1 ± 3,7
	Zongo	3680	8 ± 1,5
	Zongo	2380	11,4 ± 1,9
	Zongo	2040	6,7 ± 2,3

Figure II-B- 8 : Ages AFTA prélevés à différentes altitudes dans des granites affleurants dans le haut bassin du Beni : A : échantillons collectés le long des rivières Challana et Taquesi (Safran, 1998). B : granites du Zongo et Huayna Potosi (Benjamin et al., 1987).

De plus, l'incertitude sur l'âge plancher attribué à une formation vient aussi de la vitesse d'exhumation. Le décalage entre l'âge de franchissement de la PAZ et la mise à l'affleurement peut être de plusieurs millions d'années, par exemple d'au moins 5 Ma pour les granites du Zongo et de Taquesi (Fig. II-B-8) (Benjamin et al., 1987; Safran, 1998). Les grains d'apatites de la population P1 ont donc un âge AFTA beaucoup plus vieux que l'âge de dépôt.

Enfin, une dernière incertitude est due au recuit partiel des traces pendant l'enfouissement. Les traces ont donc pu être partiellement détruites, réduisant ainsi les âges apparents des populations. Tout ceci nous incite à traiter les données AFTA détritiques avec beaucoup de prudence.

II-B-4- L'analyse AFTA des niveaux volcano-détritiques

Nous avons également récolté 2 échantillons volcano-détritiques (TIP 001 dans la Fm. Cangalli et BEN 052 dans la Fm. Charqui, Fig. II-B-1). L'échantillon BEN 052 contient une seule population de grains (indice Chi-squared prob. supérieur à 0.05). Ces grains ont un âge moyen de 20 ± 7 Ma (Fig. II-B-4). Cet âge est bien supérieur à celui donné par la datation Ar/Ar sur des micas de la même formation ($8,7 \pm 0,9$ Ma, Fig. II-B-2). Même si apparemment les grains appartiennent à une population unique, ce banc volcano-détritique contient sûrement des grains de diverses origines. Ceci n'est pas surprenant, cet échantillon a été prélevé dans un niveau déposé dans un environnement fluviatile situé à plus de 100 km de la Cordillère où serait situé le volcan à l'origine du dépôt. Les longueurs de traces de fission de cet échantillon sont en moyenne de $12,67 \pm 0,29$ μ m, elles sont très courtes pour un échantillon volcanique qui n'a pas été recuit (il n'est situé qu'à 900 m sous le sommet de la série néogène, d'après Zubieta, 2001). Ceci indique que certains grains ont subi un réchauffement avant leur dépôt. Ces grains seraient des grains hérités mêlés aux grains volcaniques. Il n'est pas possible de séparer statistiquement des populations au sein de cet échantillon. Par contre, on peut observer 2 populations : l'une aux alentours de 7 Ma et l'autre à 26 ($-4,3 \square +5,1$) Ma (Fig. II-B-6). Il y aurait donc, dans cet échantillon, quelques grains d'apatites provenant de l'événement volcanique à 8 Ma, et une majorité provenant d'autres roches de la Cordillère.

L'échantillon TIP 001 provient de la zone interandine (Fig. II-B-1). Il a été prélevé dans un bloc anguleux du tuf de Chontaloruni au fond d'un ruisseau, à proximité de l'affleurement où G. Hérial avait récolté l'échantillon daté par Ar/Ar (Fig. II-B-3) (Hérial et al., 1994). Il est donc beaucoup plus proche de la région source que BEN 052. Son âge AFTA est $12,8 \pm 4$ Ma (Fig. II-B-7). Cet âge est, là encore, une moyenne sur une large distribution d'âges de grains (ayant tout de même un indice Chi-squared prob. > 0.005). Cet âge ne chevauche pas avec l'âge Ar/Ar qui est de 8 ± 0.5 Ma, il en est toutefois très proche. Notons, que se sont les grains dont l'âge est le plus incertain qui tirent le résultat vers l'ancien. Il y pourrait donc y avoir, dans ces deux cas, des grains hérités qui vieillissent les âges AFTA par rapport aux âges Ar/Ar.

II-B-5- Discussion des résultats AFTA et Ar/Ar

La présence de plusieurs populations de grains d'apatite dans les grès indique que les traces n'ont pas été totalement effacées lors de l'enfouissement sous la série néogène. Les sédiments de la base de la Fm. Quendeque n'ont donc pas été enfouis sous plus de 3 à 5 km de sédiments, le gradient thermique étant estimé à $25^\circ\text{C}/\text{km}$ (Baby, 1995b). Au centre du synclinal de Madidi, la série tertiaire atteint actuellement une épaisseur de 10 km (Fig. II-B-1). Donc 5 à 7 km de sédiments se sont déposés dans le centre du synclinal de Madidi alors qu'ils ne se déposaient pas au niveau du flanc est. Ceci indique que le remplissage supérieur du synclinal de Madidi est syntectonique, il est contrôlé par la propagation du chevauchement de Caquiahuaca (Fig. II-B-1).

Dans la mesure où les traces n'ont pas été partiellement effacées, la population la plus jeune donne une indication de l'âge plancher de l'échantillon. Nous avons récolté la plupart des échantillons de grès à la base de la série néogène (BEN 006, 027, 042, 054 et 055), ils se sont donc déposés à la même période. Ces grès ont été déposés par des cours d'eau provenant de la Cordillère Orientale (Pinto, 2003), les échantillons sont alignés perpendiculairement à la pente régionale, ceci laisse supposer que ces grès proviennent de roche ayant une histoire thermique comparable. Leurs populations de grains d'apatite devraient être d'âges semblables. Ce n'est pas le cas. L'âge de la population P1 est entre 20 et 10 Ma dans la ZSI et entre 45 et 30 Ma dans la ZSE (C, fig. II-B-7).

S'il y avait eu une progradation des sédiments dans le bassin, les premiers dépôts d'avant pays se seraient mis en place dans la ZSI et les derniers dans la ZSE, et la répartition géographique des âges serait inverse de celle que nous observons (Fig. II-B-7). Nous pouvons supposer que les premiers dépôts de bassin d'avant pays se sont mis en place dans l'ensemble de la région à peu près en même temps, après 35 Ma. Dans ce cas, le fait que P1 des échantillons de la ZSI soit plus jeune s'expliquerait par un rajeunissement de ces échantillons par réduction partielle des traces de fission, donc par enfouissement.

Aujourd'hui, dans le synclinal de l'Alto Beni, les sédiments néogènes ont une épaisseur de 4700 m. La base de ces sédiments est soumise à une température de

110 °C pour un gradient de 25°C/km (Baby, 1995b). Les traces de fission dans les apatites y sont, au moins partiellement, réduites. Ceci confirme qu'avant son exhumation par les chevauchements, les échantillons de la ZSI ont pu être soumis à une température suffisante pour que certaines traces soient totalement effacées, rajeunissant ainsi l'âge AFTA. Ce type de rajeunissement a déjà été observé, par exemple, dans les apatites issues d'un forage dans le bassin d'Otway, en Australie, où l'âge a été réduit de ~60 Ma (Green et al., 1985; O'Sullivan, 1989).

En outre, les moyennes de longueurs de traces mesurées dans les échantillons de la ZSI sont de 10.4 à 11 µm ; alors qu'elles sont de 11.5 et 11.8 µm au front de la ZSE. Ces raccourcissements sont probablement largement hérités des histoires thermiques que les différentes populations ont subies dans leur région source. Mais le fait que les traces de la ZSI soient plus courtes que celles de ZSE, est cohérent avec l'idée qu'elles aient été plus rajeunies par enfouissement.

Les échantillons auraient été exhumés par le jeu des chevauchements de la ZSI. L'âge indiqué par leur population P1 est forcément plus ancien que l'âge de cette exhumation. BEN 006 aurait donc été exhumé après 20-25 Ma, BEN 027 après 15-20 Ma et BEN 042 après 10 Ma. Si l'on conserve cette hypothèse, l'ensemble des âges AFTA des échantillons devient cohérent : la base de la Fm. Quendeque se serait donc déposée après 35 Ma. Cette hypothèse concorde avec les âges déterminés pour la Fm. Quendeque dans la zone subandine du sud du Pérou : un forage a montré des charophytes (*Tectochara ucayaliensis coronata*) et un foraminifère (*Bathysiphon*) qui indiquent un âge Oligocène supérieur-Miocène (Carpenter et Berumen, 1999). De plus, des traces de fission dans des apatites de la base de la formation ont donné un âge de 29,6±1,2 Ma (Hermosta, 2004). Ceci permet de définir un modèle d'évolution simple pour la zone subandine nord de Bolivie. Le passage d'une zone de dépôt *forebulge*, avec développement du paléosol latéritique régional, à une zone de dépôt *foredeep* se serait produit il y a moins de 35 Ma. La sédimentation aurait été moins importante dans la zone distale (BEN 054 et 055) que dans la zone proximale (BEN 006, 027 et 042) où les apatites auraient été partiellement recuites par enfouissement sous la série tertiaire. Dans le synclinal de l'Alto Beni, le dépôt de la Fm. Quendeque aurait cessé avant 8,7± 0,9Ma (BEN 052).

La présence des populations 2 et 3, à ~55 et ~160 Ma n'implique pas forcément une reprise de sédiments plus anciens. Elles peuvent provenir directement de la Cordillère Orientale. En effet, actuellement, dans la Précordillère du nord de l'Argentine, les roches cristallines renferment des apatites de ~13 à ~160 Ma (Ávila et al., 2005). Les sables de la Fm. Quendeque proviennent de la Cordillère Orientale (Pinto, 2003). Les trois populations observées correspondent à des périodes d'exhumation dans la Cordillère, au Jurassique, au Paléocène et à l'Oligocène. Par exemple, dans les granites de la Cordillère Orientale du sud Pérou des analyses de traces de fission dans des zircons montrent une exhumation pendant le Jurassique (Bathonien, ~165 Ma) (Laubacher et Naeser, 1994). Il est probable que la Cordillère Orientale de Bolivie ait également subi une exhumation jurassique, ce qui expliquerait la présence de la population P3. Du milieu du Paléocène au milieu de l'Eocène, on observe un épaissement crustal au niveau de la Cordillère Orientale (Horton et al., 2001) qui correspondrait à l'exhumation de la population P2. Mais la surrection de la Cordillère Orientale se produit essentiellement entre la fin de l'Eocène et l'Oligocène, ce qui correspond à la formation de la population P1 (Lavenu et Marocco, 1984; Benjamin et al., 1987; Roeder, 1988; Sempéré et al., 1990; Kennan et al., 1995; McQuarrie et DeCelles, 2001; Decelles et Horton, 2003). La déformation et l'épaississement de la Cordillère Orientale à l'Oligocène ont provoqué une subsidence et un dépôt fluvial épais dans la zone subandine.

II-B-6- Conclusions

La base de la Fm. Quendeque se serait déposée après ~35 Ma. Cette formation correspondrait aux premiers dépôts du bassin d'avant pays créé par la surrection de la Cordillère Orientale. L'épaisseur de la série sédimentaire tertiaire étant supérieure dans les zones proximales par rapport aux zones distales, les échantillons de la ZSI ont été partiellement recuits. Le fait que les échantillons de la ZSE ne soient pratiquement pas recuits indique que les sédiments du synclinal de Madidi sont synchrones du développement des chevauchements frontaux (faille de Caquiahuaca). Dans la ZSI, la Fm. Quendeque ne se dépose plus après 8 Ma, date à laquelle se mettent en place la Fm. Charqui et le remplissage conglomératique des vallées de Tipuani. La Fm. Tutumo s'est déposée après 8 Ma.

L'exhumation du flanc sud du synclinal de l'Alto Beni se produit après le Miocène inférieur et de son flanc nord au Miocène supérieur. Le chevauchement de Lliquimuni se met en place après le Miocène moyen. La série de chevauchements se développe de façon "normale", depuis les zones internes vers les zones externes.

II-C- Relations entre la sédimentation et la tectonique

Les bassins transportés se développent et se remplissent au dos d'un chevauchement en mouvement (Ori et Friend, 1984). Ils sont synchrones de la déformation et peuvent constituer un bon enregistrement de son histoire.

II-C-1- Le synclinal de l'Alto Beni

L'étude sismique et les relevés de terrain de Patrice Baby (1995) mettent en évidence d'importantes variations d'épaisseur des séquences sédimentaires néogènes d'un flanc à l'autre du synclinal de l'Alto Beni (Fig. II-C-1). Des analyses Rock-Eval, indiquent par ailleurs que la roche mère permienne de l'anticlinal El Pelado est immature (Baby et Moretti, 1995b). Ces données montrent que ce pli n'a pas été profondément enfoui. Sa structuration a débuté alors que peu de sédiments néogènes s'étaient déposés. Le synclinal transporté de l'Alto Beni se remplissait et se déformait au dos de l'anticlinal El Pelado, au fur et à mesure de sa déformation.

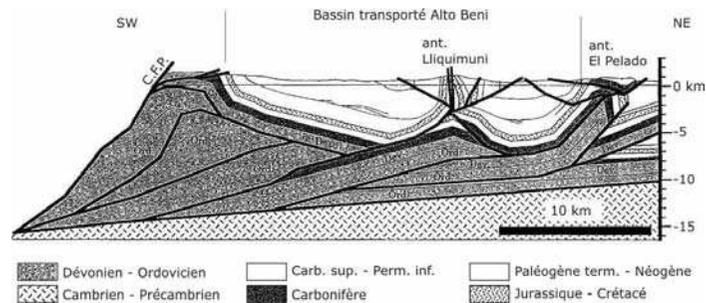


Figure II-C-1 : Coupe structurale du bassin transporté de l'Alto Beni (figure reprise de Baby et al., 1995a). Fragment de la coupe C sur la figure I-15.

Les derniers dépôts de ce synclinal sont grossiers (Fm. Quendeque, chapitre II). Ces conglomérats fluviatiles sont limités aux dix premiers kilomètres amont du synclinal de Mayaya. En aval, la série est composée d'argiles et de grès. Cette chute de la granulométrie peut être associée à une rupture de pente à l'entrée du synclinal. Actuellement des galets beaucoup plus grossiers transitent au travers du synclinal de l'Alto Beni. Pendant le remplissage et la structuration de ce bassin il y a eu une augmentation progressive de la pente. Elle a d'abord augmenté dans la partie amont du bassin puis dans sa totalité, jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de dépôt, mais du transit de sédiments et de l'incision. Cette évolution a eu lieu entre ~30 Ma et 8 Ma, c'est-à-dire entre le début du dépôt de la Fm. Quendeque et l'arrivée du niveau volcano-détritique. Ce niveau régional n'est pas présent dans le synclinal, il se dépose alors qu'il n'y a plus de sédimentation dans le synclinal de l'Alto Beni.

II-C-2- Le bassin de Tipuani

Dans le bassin de Tipuani, la Fm. Cangalli est disposée dans des paléotalwegs. Leur pente est plus forte que celle des talwegs actuels qui suivent les mêmes vallées (Fig. II-A-6). Dans le cas de la vallée du Río Tipuani, la pente du talweg actuel est de 0,3% tandis que celle du talweg du Paléotipuani est en moyenne de 4,5%. A Cangalli le fond de la paléovallée est à 220 m en dessous du lit du Río Tipuani alors qu'à Unutuluni elle est à près de 300 m au dessus du lit actuel de la rivière. Cette paléopente moyenne n'est pas une pente de dépôt; elle intègre des déformations en compression marquées par des failles inverses visibles à l'échelle de l'affleurement et accompagnées de plis. Toutes ces structures sont parallèles aux structures andines. Le traitement des données de microtectonique obtenues dans les conglomérats (galets poinçonnés, galets fracturés et déformés) et sur les plans de faille striés indiquent que le remplissage sédimentaire a été soumis à une compression subhorizontale orientée aux alentours de N 050 E (Hérail et al., 1994; Fornari et al., 1987). Les sédiments susjacentes à la Formation Cangalli (Formation Chimate, Formation de los Guarayos et terrasses alluviales les plus anciennes) ne sont pas affectés par cette compression. La différence de pente entre les cours d'eau actuels et les paléorivières traduit un soulèvement de la Cordillère Orientale par rapport au secteur aval du bassin de Tipuani. Si l'on considère que la pente du Paléotipuani était du même ordre que celle du Tipuani actuel, le soulèvement de la bordure ouest du bassin, par rapport à la

bordure est, peut être estimé à près de 600 m. Ce soulèvement s'est produit pendant le dépôt et s'est poursuivi après 8 Ma.

II-C-3- Le synclinal de Madidi

Dans le synclinal de l'Alto Beni, seule la Fm. Quendeque est présente. Par contre, dans le synclinal de Madidi, les formations Charqui et Tutumo surmontent la Fm. Quendeque. La Fm. Charqui contient un niveau volcano-détritique d'extension régionale, il est connu à la fois dans la zone interandine et dans le synclinal de Madidi. Ce niveau est absent dans le synclinal de l'Alto Beni. Nous pouvons donc considérer que la sédimentation avait cessé dans ce dernier alors qu'elle se poursuivait dans le bassin de Madidi.

Le bassin de Madidi est affecté par des chevauchements mineurs. La ligne sismique qui le traverse montre un retro-chevauchement passif au toit d'une zone triangulaire, le retrochevauchement de Charqui (Fig. III-C-2). Dans le flanc oriental de ce synclinal, Gil Rodriguez (2001) mentionne des réflecteurs sismiques parfois divergents qui indiqueraient des discordances progressives vers l'est (Fig. III-C-2 et 3), et qui peuvent être interprétés de trois façons. 1) Soit il s'agit de *downlaps* formés par la diminution vers l'est des épaisseurs de dépôts fluviaux. 2) Soit ce sont des *onlaps* formés contre le relief d'un paléo-*bulge*. 3) Ou bien il y a là un retrochevauchement qui provoque une inclinaison plus importante des couches, mais qui n'est pas repéré sur l'interprétation sismique.

D'après P. Baby (1995a), les sédiments de la ZSE sont isopaques. Ne possédant pas le profil original, il est difficile de confirmer la présence de ces variations d'épaisseur. Mais si l'on considère valide l'interprétation de W. Gil Rodriguez, les variations d'épaisseur sont trop localisées pour une diminution naturelle du taux de sédimentation dans la bassin d'avant pays distal. Ces variations d'épaisseur de couches se situaient, au moment du dépôt, à une centaine de kilomètres du front de la chaîne. Il pourrait donc s'agir de *onlaps* disposés sur le flanc oriental du bourrelet péri-montagneux au Miocène inférieur. Il faudrait bien sûr étudier la coupe sismique originale pour départager ces hypothèses.

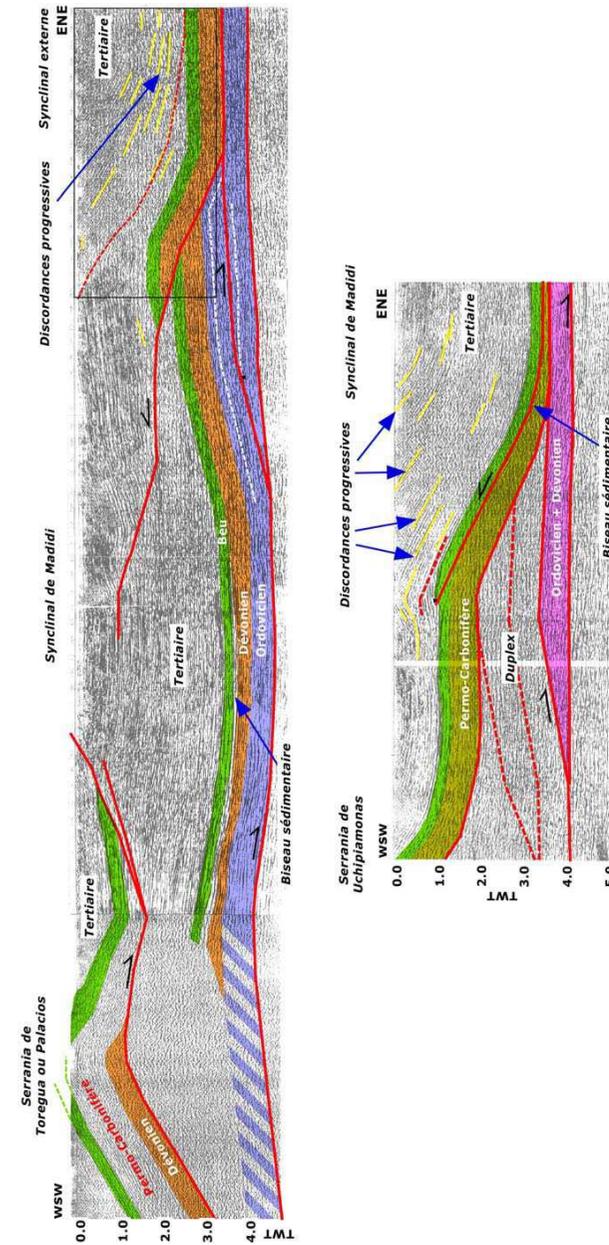


Figure II-C-2: Profil sismique dans le synclinal de Madidi, (S2 et S1 sur la fig. I-14)(figures reprise de Gil Rodriguez, 2001)

L'analyse des traces de fission dans les apatites nous a montré que la base de la série sédimentaire néogène n'a pas été enfouie sous plus de 4 km de sédiments. Or actuellement, le synclinal de Madidi contient des sédiments tertiaires ayant jusqu'à 7 km d'épaisseur. La partie supérieure de ces sédiments s'est donc déposée alors que le chevauchement de Caquiahuaca était actif.

L'orientation des imbrications de galets dans la Fm. Tutumo indique que le paléo-Río Beni était canalisé le long de l'actuelle *Snía* Susi (Fig. II-A-2). Au niveau des affleurements, la Fm. Tutumo n'est pas discordante sur la formation sous jacente Charqui (voir Chap. II-A). L'épaisseur de la Fm. Tutumo varie de façon significative dans le synclinal de Madidi. Au centre et le long du Río Tuichi nous observons une centaine de mètres d'épaisseur alors que le long du Río Quiquibey, il n'y a plus qu'une vingtaine de mètre. L'ensemble de ces données indique qu'au moment du dépôt de la Fm. Tutumo, le relief frontal de la *Snía* Susi se mettait en place.

II-C-4- Géométrie des chevauchements

Nous venons de voir que l'organisation des séquences sédimentaires nous renseigne sur le développement des chevauchements. Mais la sédimentation contrôle en partie la localisation de la déformation. Une sédimentation épaisse favorise le transfert de la déformation vers le front de la zone d'avant pays, alors que l'érosion limite sa propagation vers l'avant et provoque l'activation des rétro-chevauchements (Baby et al., 1995a). Mais ce phénomène est en concurrence avec des aspects qui contrôlent en premier lieu la propagation de la déformation comme la répartition des structures héritées et les variations de lithologie ; sans oublier les variations de subsidence du substrat et la vitesse de raccourcissement (Mugnier et al. 1997).

Les synclinaux de l'Alto Beni et de Madidi sont particulièrement larges par rapport aux synclinaux des zones subandines voisines. Cela pourrait être dû à la morphologie de la limite est de la Cordillère orientale qui est concave vers l'est dans cette région (Fig. I-14). Nous pouvons aussi invoquer un apport sédimentaire très important par les ríos Kaka, Alto Beni et Beni. Une forte accumulation sédimentaire dans les synclinaux pourrait contrôler le développement des chevauchements en influençant la géométrie du prisme d'avant pays en bloquant les chevauchements amonts, ce qui aurait pour conséquence de propager le décollement qui émerge plus aval.

Au niveau des villes de Rurrenabaque et Ixiamas, le chevauchement de Caquiahuaca est la structure frontale principale (Davila et al., 1965). Ce chevauchement se ramifie localement au niveau de ces deux villes sous forme de chevauchements imbriqués (*thrust imbricates* de McClay, 1992). Il se forme alors de petits synclinaux, comme celui de San Miguel. Ces ramifications sont situées au niveau du passage des principaux cours d'eau : l'actuel Río Beni et l'ancien passage du Río Tuichi. L'érosion du relief par le passage de la rivière pourrait activer des chevauchements à l'avant du chevauchement principal.

II-D- Mise en place des structures et des reliefs au Néogène

II-D-1- La zone subandine nord de Bolivie

Les formations Quendeque, Charqui et Tutumo montrent une tendance générale grano et strato-croissante avec une diminution de la proportion de sédiments de plaine d'inondation. A l'échelle de chacune des formations, on observe un accroissement des parts des conglomérats vers le haut de la série. C'est le cas pour la Fm. Quendeque avec le dépôt de faciès conglomératiques dans la région de Mayaya. La Fm. Charqui est constituée essentiellement de sédiments fins mais son équivalent chronologique, la Fm. Cangalli déposée dans la zone interandine, est conglomératique. Ce n'est qu'au moment de la mise en place de la Fm. Tutumo que des sédiments majoritairement conglomératiques se déposent dans la zone subandine externe (ZSE). Cette évolution découle de la structuration complexe de la zone subandine qui passe progressivement d'une zone de dépôt de type *foredeep* à *wedge-top* (Fig. III-D- 1) (Gil Rodriguez, 2001).

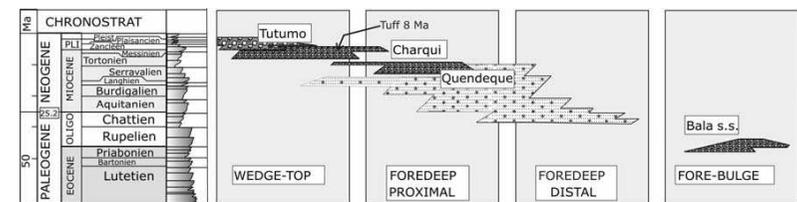


Figure II-D-1 : Evolution du système d'avant pays du bassin du Beni modifié de Gil Rodriguez (2001).

L'analyse des traces de fission dans les apatites, les datations Ar/Ar, mais aussi les données de profils sismiques nous permettent de reconstituer l'histoire de la mise en place des chevauchements et de la sédimentation associée.

i) L'étude des traces de fission dans les apatites (AFTA) nous a permis de donner un âge plancher pour le début de la sédimentation des séries tertiaires. Les premiers dépôts ont eu lieu après 35Ma (2σ) (A, Fig. II-D-2). Ils viennent se déposer sur la Fm. Bala, un paléosol profondément développé qui indique une longue période de non dépôt. Ce paléosol est présent régionalement, ils se retrouvent au sud de la Bolivie, dans la zone subandine (Fm. Petaca) (Horton et al., 2001; Uba et al., 2005).

ii) Les sédiments de la Fm. Quendeque aggradent rapidement dans la plaine d'inondation, subsidente, qui était traversée par un réseau anastomosé de pente faible, avec des lits bien définis et des interfluves marécageux. La zone de dépôt forbulge se situait peut-être au niveau du flanc est de l'actuel synclinal de Madidi. Vers le haut de la série, dans la zone proximale, la formation devient conglomératique. Ces conglomérats sont présents uniquement dans le synclinal de Mayaya (C, Fig. II-D-2).

Les AFTA nous indiquent également que ces dépôts étaient beaucoup plus épais dans la zone subandine interne que dans la zone subandine externe. Les apatites de la base de la série néogène ont été partiellement recuites. Elles ont donc été enfouies sous 4000 à 8000 m de sédiments tertiaires. Alors que les échantillons de la ZSE distale ont été beaucoup moins recouverts (BEN 054 et 055).

Par contre, au niveau de la *Snía*. El Pelado, la base des sédiments tertiaires a été peu enfouie, l'anticlinal généré par le chevauchement El Pelado s'est donc développé comme une structure précoce (Baby et al., 1995b). Le chevauchement Toregua se développe par la suite, la base de la série tertiaire ayant été profondément enfouie (B, Fig. II-D-2). Le développement de la structure El Pelado a construit le synclinal de l'Alto Beni sous la forme d'un bassin transporté comme l'indiquent les discordances progressives (Baby et al., 1995b). La partie supérieure de la Fm. Quendeque s'y est déposée alors que la déformation avait déjà commencé, aussi bien du côté de la *Snía*. Retama que de la *Snía*. Toregua.

iii) L'incision Miocène de la région de Tipuani a produit une grande quantité de galets. Nous pouvons supposer que se sont ces sédiments, mêlés aux galets provenant d'autres secteurs de la Cordillère qui ont alimenté le synclinal de Mayaya (Fig. II-D-2). Lors de cette incision, la géométrie des vallées de Tipuani était partiellement contrôlée par le Chevauchement Frontal Principal (CFP). Ces vallées sont toutes sub-perpendiculaires aux structures andines. Mais les vallées du sud-est de bassin longent le relief créé par le CFP. Ces reliefs portent à l'affleurement les calcaires de la Fm. Copacabana que l'on trouve dans les conglomérats de Mayaya. De plus ils contiennent des fragments de la Fm. Quendeque, ceci indique que la surrection de la *Snía*. Retama s'accompagne de la mise à l'érosion de la Fm. Quendeque elle-même. Les conglomérats de Mayaya sont relativement fins pour des sédiments aussi proximaux que le seraient ceux provenant de l'érosion de la région de Tipuani. Ces conglomérats peuvent être le faciès le plus distal conservé, les sédiments grossiers, plus proximaux, ayant été soulevés et érodés. La sédimentation est donc contemporaine du mouvement des chevauchements de El Pelado et Retama. L'accumulation sédimentaire aurait permis au chevauchement El Pelado de se propager verticalement, et au synclinal transporté de l'Alto Beni de s'approfondir (Baby et al., 1995a). Mais elle a aussi tendance à sceller ce chevauchement frontal et à bloquer son fonctionnement. L'érosion à l'arrière du synclinal permet alors au rétro-chevauchement CFP de fonctionner et soulever la *Snía*. Retama (Baby et al., 1995a) et la région de Tipuani incisée à cette période (C, Fig. II-D-2).

iv) Le soulèvement de la *Snía* Retama canalise les cours d'eau amont vers un seul exutoire, au niveau de Guanay. De même le soulèvement de la *Snía* El Pelado impose un exutoire unique pour le Bassin de l'Alto Beni. Les sédiments sont alors concentrés au niveau du centre du synclinal de Madidi. La concentration de la sédimentation dans les synclinaux de l'Alto Beni et de Madidi repousse le développement des chevauchements vers l'aval. Il se forme alors des synclinaux très larges (plus de 30 km) alors que, latéralement, les synclinaux sont très resserrés (carte structurale, Fig. I-14).

v) Le développement du chevauchement de Toregua est tardif. D'une part, il chevauche toute la série tertiaire du synclinal de Madidi. D'autre part, les données AFTA indiquent qu'il a été exhumé il y a moins de 10 Ma (Chapitre II-B).. Cet âge est

cohérent avec les âges de soulèvement des écailles frontales de la zone subandine interne du sud du Pérou, entre $7,91 \pm 1,16$ et $11,4 \pm 1,1$ Ma (1σ) (Hermoza, 2004).

vi) L'âge Ar/Ar du tuff de la Fm. Charqui indique que la partie supérieure (~900m) de cette formation s'est déposée après 8Ma, au Miocène supérieur (D, Fig. II-D-2). Le dépôt de la Fm. Quendeque a cessé avant 8 Ma pour céder la place à la Fm. Charqui, contemporaine de la Fm. Cangallí. Ce passage se marque par l'augmentation de la proportion de grès par rapport aux argiles de plaine d'inondation. Les sédiments de plaine d'inondation ont donc été érodés au fur et à mesure de leur dépôt. Ceci indique une divagation importante des cours d'eau. Les relations entre le dépôt de cette formation et le développement des chevauchements frontaux de la ZSE restent obscures. Les données AFTA indiqueraient que le chevauchement de Caquiahuaca s'est exhumé alors que moins de 3000 à 5000 m de sédiments tertiaires le recouvraient. La partie supérieure de la Fm. Charqui s'est donc déposée alors que ce chevauchement se mettait en place (D, Fig. II-D-2). La déformation passe de la ZSI à la ZSE au Miocène supérieur-Miocène terminal. Pendant cette période le chevauchement de Toregua se propage dans le bassin de Madidi, et le chevauchement de Caquiahuaca commence juste à chevaucher les sédiments de la plaine du Beni. Cette propagation de la déformation vers le nord-est au Miocène supérieur s'accompagne de la mise en place du bourrelet péri montagneux à son niveau actuel (Roddaz, 2004).

vii) Dans la zone interandine la déformation peut être appréciée à plusieurs échelles, en utilisant plusieurs marqueurs. A l'échelle de l'ensemble du bassin de Tipunani on peut comparer la pente des paléotalwegs qui contiennent la Fm. Cangallí et celle des talwegs actuels qui suivent les mêmes vallées. Dans le cas de la vallée du Rio Tipunani, la pente du talweg actuel est de 0,3% tandis que celle du talweg du Paléotipunani est de 4,5% (Hérail et al., 1991). Cette paléopente moyenne n'est pas une pente de dépôt; elle intègre des déformations en compression marquées par de failles inverses visibles à l'échelle de l'affleurement. La différence de pente entre les cours d'eau actuels et les paléorivières traduit un soulèvement de la Cordillère Orientale par rapport au secteur aval du bassin de Cangallí de l'ordre de 600 m (Hérail et al., 1991).

viii) La Fm. Tutumo se dépose alors que le synclinal de Madidi se structure. Les cours d'eau étaient déjà canalisés par le relief naissant de la Snía Susi. Ce relief n'était

toutefois pas aussi marqué qu'à présent. En effet, la Fm. Tutumo est géométriquement concordante sur la Fm. Charqui. Du plus la Fm. Tutumo est déformée par la mise en place de ces reliefs frontaux (Oller, 1986).

Pour illustrer l'évolution de la déformation nous avons déplié la coupe structurale (Fig. II-D-2) : A) l'Oligocène : Les premiers sédiments de foredeep distal se déposent sur le paléosol de la Fm. Bala.

B) Au Miocène Moyen : dans le synclinal de l'Alto Beni le soulèvement des structures El Pelado et Retama a commencé. La Fm. Quendeque se dépose dans le synclinal transporté de l'Alto Beni et dans le synclinal de Madidi. Les grès de la base du tertiaire sont enfouis sous au moins 4km de sédiments dans la ZSI.

C) Au Miocène Supérieur : Le soulèvement de la Snía. Retama continue, le réseau de drainage s'approfondit et longe ce relief en amont. L'érosion dans la zone interandine est alors suffisante pour excaver des vallées profondes d'un millier de mètres. A la limite de la zone subandine elles étaient plus profondes que les vallées actuelles. L'érosion de cette région produit les conglomérats de Mayaya. Le chevauchement de Toregua commence, ce qui induit le soulèvement relatif du synclinal de l'Alto Beni dans lequel les dépôts cessent. Dans le synclinal de Madidi la sédimentation devient plus grossière avec l'augmentation progressive de grès par rapport aux argiles de plaine d'inondation. C'est la Fm. Charqui.

D) Au Miocène terminal, se déposent les conglomérats de Cangallí et le kilomètre supérieur de la Fm. Charqui. Le piégeage des conglomérats dans la région de Tipunani est dû au soulèvement de la Snía. Retama et du synclinal de l'Alto Beni. L'activité des chevauchements de la ZSE a commencé.

E) Au Pliocène : Les conglomérats de la Fm. Tutumo viennent brusquement se déposer sur la Fm. Charqui. Jusqu'à maintenant : le chevauchement de Caquiahuaca et le rétro-chevauchement du synclinal de Madidi se propagent et déforment la Fm. Tutumo qui est actuellement incisée.

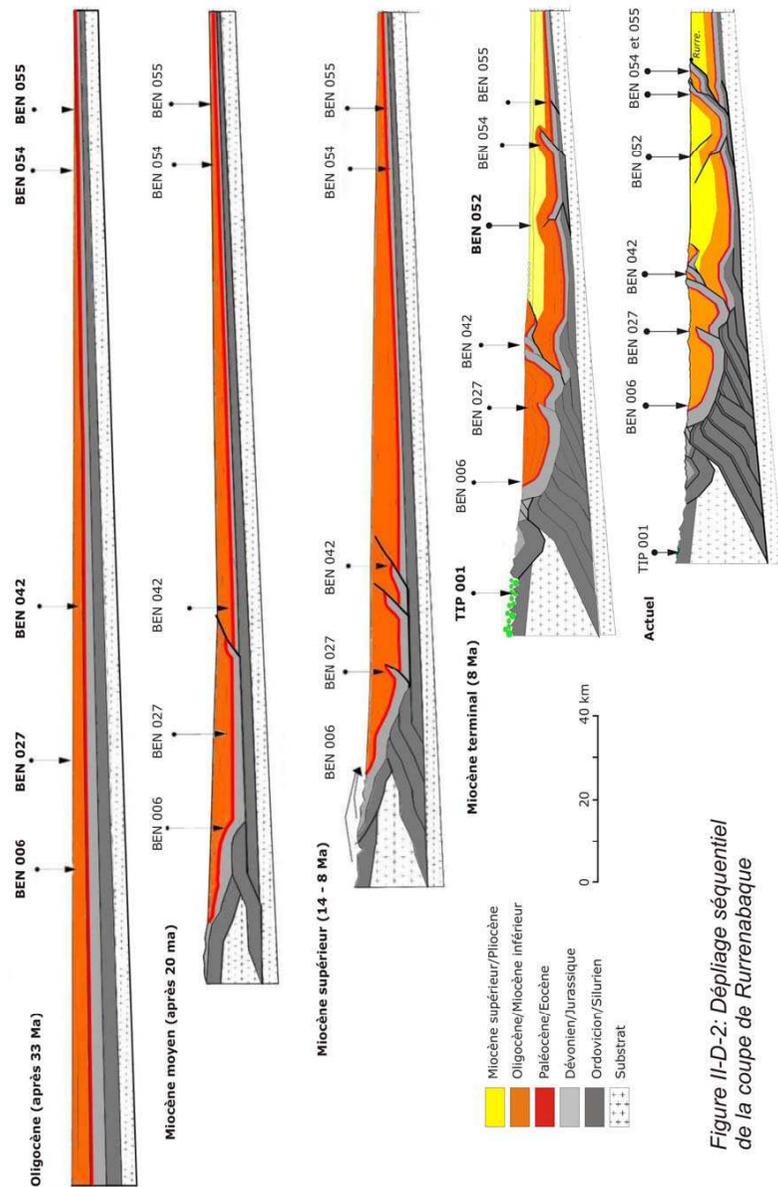


Figure II-D-2: Dépliage séquentiel de la coupe de Rurrenabaque

II-D-2- Les zones subandines de l'Orocline Bolivien

Au cours du Néogène, les zones subandines du sud du Pérou et de la Bolivie, ainsi que les zones interandines de Bolivie, se déforment également (Fig. III-D- 3). En effet, de l'Eocène inférieur à moyen, le prisme orogénique de la Cordillère Occidentale se propage vers l'est. La charge tectonique qu'elle représente provoque le développement des différentes zones de dépôt du système d'avant pays. L'enregistrement sédimentaire montre la présence d'un bassin flexural classique situé au niveau de l'Altiplano actuel (DeCelles and Horton, 2003). A l'est, la Cordillère Orientale et les zones actuellement occupées par les bassins subandins se caractérisent par une surface d'érosion connectée avec le craton brésilien qui correspond en partie à la zone de *forebulge* éocène. Cette surface est également bien différenciée dans le sud de la Bolivie, où elle a été mise en évidence dans l'actuelle Cordillère Orientale, au niveau des bassins de Camargo, Incapamapa et Totoro (Horton and DeCelles, 1997; DeCelles and Horton, 2003). Dans le nord de la Bolivie la zone de forebulge éocène n'est mise en évidence que dans l'actuelle zone subandine, par la présence du paléosol de Bala (Gil Rodriguez, 2001). Au nord du Boomerang la Cordillère Orientale actuelle est plus étroite qu'au sud et ne contient pas de bassin du Miocène Inférieur, contrairement à la cordillère sud.

Entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène, le front orogénique commence à se propager vers l'est. Le tout début de la surrection de la Cordillère Orientale se situe aux alentours de 40 ± 5 Ma (Sébrier et al., 1988; McQuarrie, 2002). Les flancs est de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale sont alors des zones de dépôt (McQuarrie et al., 2005). La majeure partie de la structuration de la Cordillère Orientale se produit pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur (Sébrier et al., 1988; Sempéré et al., 1990; Laubacher et Naeser, 1994; Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997). L'Altiplano est alors isolé du système de bassin d'avant-pays des Andes Centrales. D'épaisses séries fluviatiles se déposent, elles sont conservées dans l'Altiplano, les cordillères orientales et zones subandines. Dans la Cordillère sud bolivienne, les dépôts de zone foredeep s'observent dans trois bassins qui faisaient alors partie d'une seule zone de dépôt *foredeep* continue (Sempéré et al., 1997; DeCelles and Horton, 2003; Horton, 2005). Dans la partie interne de la zone subandine sud de Bolivie les dépôts de foredeep prennent place au Miocène inférieur (~25 Ma) (Fm. Tariquia)

(Jordan et al., 1997; Hulka, 2005). Les dépôts de forebulge se situent alors dans les parties externes de la zone subandine sud (Hulka, 2005).

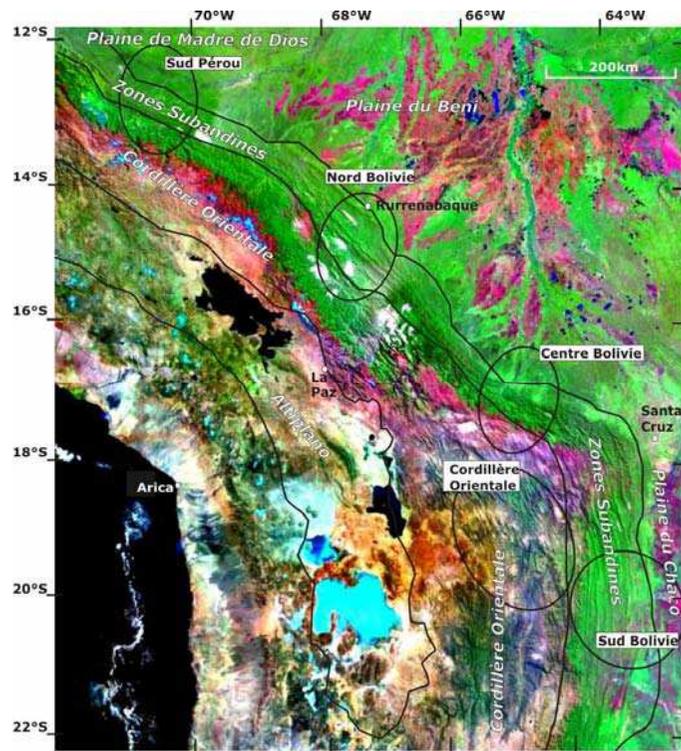


Figure II-D-3 : Détail des Andes Centrales, localisation des études citées dans ce chapitre.

Au sud du Pérou, seuls la zone subandine et le bassin Madre de Dios actuels représentent la zone de dépôt foredeep miocène, caractérisée par un remplissage fluvial dont la base a été datée à 29 ± 1.2 Ma dans un grès tufacé ; le taux de sédimentation est d'environ 14 mm/an (Hermoza, 2004). D'après les âges AFTA, dans la zone subandine nord, la sédimentation de zone de dépôt foredeep débute également à l'Oligocène avec la Fm. Quendeque. Ceci est en accord avec les régions environnantes.

Au Miocène moyen, une incursion marine se produit dans l'ensemble du bassin d'avant pays des Andes Centrales. Entre 14 et 7 Ma il y a une incursion marine dans la plaine du Chaco (Hulka, 2005). Les systèmes chevauchants se propagent vers l'est. Au sud de la Bolivie, la déformation subandine démarre entre 17 et 14 Ma. Le bassin du Chaco constitue alors la zone de dépôt foredeep avec un taux de sédimentation d'environ 15 mm/an (Hermoza, 2004). Par contre, dans la zone subandine sud du Pérou, le bassin d'avant pays moderne se structure avec l'arrivée de la déformation subandine autour de 11 Ma (Hermoza, 2004). Le bassin Madre de Dios, qui constitue alors la zone de dépôt foredeep, est caractérisé par un taux de sédimentation de 18 mm/an, en accord avec l'accélération des taux de surrection et l'érosion élevée de la Cordillère Orientale. La déformation du flanc sud ouest de la zone subandine Interne débute à la même période que la zone subandine sud de Bolivie, après 20 Ma. L'ensemble de la ZSI est soulevé dans la foulée, à partir de cette période la zone subandine interne se comporte comme la zone de dépôt *wedge-top* système d'avant pays amazonien.

Au Miocène supérieur, (~10 Ma), dans le nord-ouest de la zone Subandin-Chaco, s'accumulent des dépôts de *wedge-top*, alors que dans la partie nord-est se développe une zone de foredeep très distale avec les dépôts marin (Marshall et al., 1993; Hernandez et al., 2005). Dans la partie sud-ouest on trouve la zone de foredeep, et au sud-est les dépôts sont de forebulge. Au Miocène terminal (7-6 Ma), la déformation se propage vers le nord-ouest dans le bassin Subandin-Chaco et la zone de dépôt *wedgetop* se développe le long du subandin nord-ouest (Hulka, 2005). Le chevauchement de Toregua qui porte la zone subandine interne sur la zone subandine externe se développe après 10 Ma. Dans la plaine, le *forebulge* de Puerto Cabinas a commencé à monter au Miocène Supérieur suite à la propagation vers l'est de la Cordillère des Andes (Baby et al., 1997; Roddaz, 2004). Des dépôts tidaux estuariens et deltaïques s'observent sur le flanc de ce bulge, ils indiquent que le bassin était peu alimenté au Miocène Supérieur (au moins jusqu'à 9 Ma). L'ingression marine provient du nord et descend jusqu'à ~22°S (Hernandez et al., 2005). Elle est suivie du comblement du bassin (passage d'un bassin alimenté à suralimenté). L'arrivée massive de sédiments peut être mise en relation avec la forte incision de la Cordillère des Andes qui se soulève durant cette période (Roddaz, 2004). Cette arrivée massive de sédiments peut correspondre au passage de la Fm. Quendeque à la Fm. Charqui qui se produit au Miocène supérieur. La zone subandine externe prend le relais au

Miocène supérieur, en même temps que la zone subandine externe du sud Pérou (Hermoza, 2004). Dans ces deux régions se dépose la Fm. Charqui mise en place par des cours d'eau en tresse.

Après 10 Ma il n'y a plus de trace de compression majeure dans la Cordillère Orientale du sud de la Bolivie (Gubbels et al., 1993). Par contre la Cordillère Orientale et l'Altiplano se sont fortement soulevés par la déformation associée à la formation des zones subandines (Gregory-Wodzicki, 2000; Garziona et al., 2006). Par exemple, au nord de la Bolivie, la comparaison des pentes entre le réseau hydrographique de Cangallí et l'actuel montre qu'il y a eu un basculement de la Cordillère Orientale après 8 Ma (Hérail et al., 1994).

Au Pliocène, dans la zone subandine sud de Bolivie les chevauchements se mettent en place vers 2-3 Ma (Hermoza, 2004). Dans le Bassin Madre de Dios un niveau de tuff volcanique au sommet d'une formation équivalente à la Fm. Charqui, a été daté par Ar/Ar à $3,23 \pm 0,3$ Ma (biotites) et $2,96 \pm 0,34$ Ma (plagioclases) (Gil Rodriguez, 2001). Si cette datation correspond également à la transition entre la Fm. Charqui et la Fm. Tutumo dans la ZSNB, le synclinal de Madidi se structure probablement durant cette période.

III- MORPHOLOGIE DU FRONT DE CHEVAUCHEMENT DE LA ZONE SUBANDINE

Où l'on observe la mise en place progressive des reliefs frontaux et leurs influences sur le cours des rivières.

III-A- L'ancien cours du Río Alto Beni.....	84
III-B- Le relief frontal	86
III-B-1- Le paléo-cône du Río Tuichi.....	86
III-B-2- Les vallées sèches	88
III-B-3- Les terrasses	91
III-C- La serranía de Eva Eva	94
III-D- La zone subandine du sud Pérou	96

D'après l'évolution tertiaire retracée dans le chapitre précédent, il apparaît que la déformation s'est propagée depuis les zones internes vers les zones externes. Il s'agit de la propagation de chevauchement à vergence nord-est et de la création de relief sous forme de *serranías* allongées. Les reliefs les plus externes se sont mis en place au cours du Pliocène. Le but de ce chapitre est de décrire la mise en place du relief frontal grâce à des indices morphologiques tels que les vallées sèches, les terrasses anciennes et les cônes alluviaux.

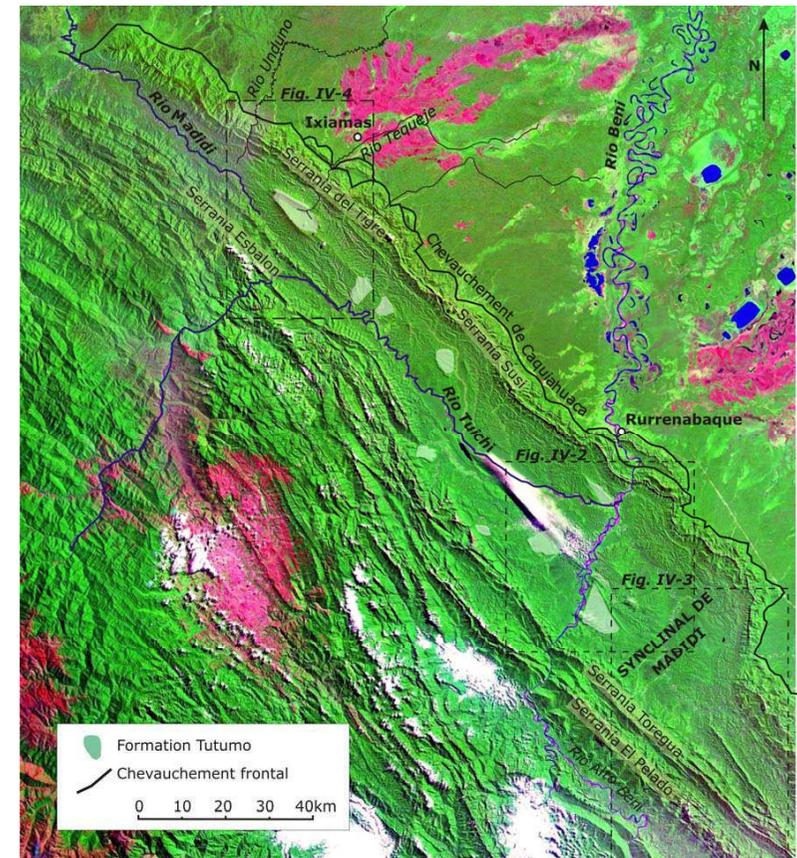


Figure III -1: Synclinal de Madidi (image Landsat). Répartition des affleurements de la Fm. Tutumo.

L'évolution du réseau hydrographique se faisant en relation directe avec la topographie, nous allons observer les tracés anciens et actuels des cours d'eau ainsi que la géométrie des remplissages sédimentaire pliocènes. Les *serranías* portent encore les marques du tracé ancien des cours d'eau sous la forme de vallées sèches. Ces rivières ont été déviées par la création du relief. Après avoir brièvement observé l'évolution du Río Alto Beni au niveau de la serranía Toregua, nous décrivons en détail la mise en place du relief frontal au nord du synclinal de Madidi, puis dans sa partie centrale. Enfin nous observerons la surrection d'une colline frontale au sud de la zone d'étude et nous comparerons nos observations à l'évolution du front andin au sud du Pérou.

III-A- L'ancien cours du Río Alto Beni

En arrivant au niveau de la serranía El Pelado, le cours du río Alto Beni, bloqué par le relief, effectue un coude brusque. Il est ensuite canalisé le long de cette serranía (Fig. III-2). Cette géométrie suppose que le cours du Río Alto Beni a été dévié lors de la mise en place de la serranía El Pelado. La présence de vallées sèches sur le relief des serranías Toregua et El Pelado confirme cette hypothèse. En effet, des vallées sèches semblent creusées sur ces reliefs (Fig. III-2). Elles se situent à l'endroit où le Río Alto Beni forme un angle droit pour longer la serranía. Ces vallées sèches sont peu marquées, elles ont ~10 Ma (âge de la mise en place du relief, Chap. II), elles ont donc été émoussées.

Ces vallées sèches marquent probablement l'ancien passage du Río Alto Beni. Celui-ci aurait été vaincu par la surrection des serranías et capturé en arrière du relief. Par contre, l'ancien parcours du Río Alto Beni au sein du synclinal de Madidi est difficile à déterminer. Soit il rejoignait le Río Beni dans le synclinal, soit il traversait la *serranía* Susi. En effet, ce relief présente une zone de plus faible altitude qui pourrait être une vallée abandonnée par le Río Alto Beni.

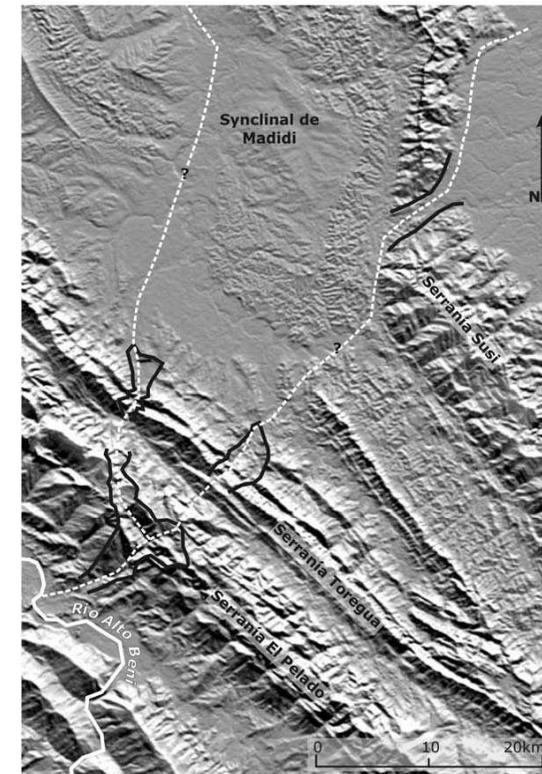


Figure III- 2 : détail de la figure III-1 (MNT SRTM ombré). En noir : vallées susceptibles d'être les paléovallées du Río Alto Beni. En blanc plein, le cours actuel du Río Alto Beni. En blanc pointillé, les deux paléocours possibles du Río Alto Beni.

Nous allons maintenant observer l'évolution du relief frontal, beaucoup plus récent, qui a donc mieux conservé les vallées sèches. Les cours d'eau qui passaient directement de la zone subandine interne à la plaine du Beni ont été déviées par le soulèvement des structures frontales. Maintenant ces cours d'eau viennent alimenter le Río Beni (Fig. III-1).

III-B- Le relief frontal

La structuration du flanc nord-est du synclinal de Madidi est doublement documentée, par son remplissage sédimentaire pliocène, et par la présence de nombreuses vallées sèche sur sa bordure nord-ouest.

III-B-1- Le paléo-cône du Río Tuichi

Dans la plaine du Beni, au niveau de la ville d'Ixiamas, le modèle numérique de terrain montre la présence d'un bombement topographique de 4000 km² et d'une vingtaine de mètres de haut (Fig. III-3). La forme en éventail de ce bombement et sa proximité avec le front de chevauchement, indiquent qu'il s'agit d'un large cône alluvial.

Ce grand cône apparaît sous la forme d'un demi cercle, son apex semble avoir été tronqué par les *serranías* frontales. Si l'on prolonge les limites du cône, l'apex pourrait aisément se situer au niveau du Río Tuichi (lignes pointillées, fig. III-3). Ce cours d'eau provient de la Cordillère, c'est un cours d'eau important susceptible d'avoir mis en place le grand cône observé. Ce cours d'eau est maintenant canalisé le long du synclinal de Madidi. Actuellement, le cône est alimenté par deux petites rivières : Tequeje et Unduno qui prennent leur source dans les relief frontaux, ce sont des rivières mineures (Fig. III-3).

Les derniers sédiments déposés dans le synclinal de Madidi sont les conglomérats de la formation Tutumo. On peut donc considérer que le cône est constitué de conglomérats et grès de la formation Tutumo. On retrouve en effet un affleurement de ces conglomérats sur le flanc nord-est de la *serrania* frontale, à proximité d'Ixiamas. Ce vaste cône alluvial, alimenté par le Río Tuichi, se serait donc mis en place avant la formation des reliefs frontaux. Ces derniers l'auraient recoupé par la suite, déviant par là même le Río Tuichi.

Pendant que se construisait ce cône, dans la région d'Ixiamas, la formation Tutumo se déposait également au centre du synclinal de Madidi. Mais comme nous l'avions constaté dans le chapitre précédent, au centre du synclinal de Madidi, la formation Tutumo se dépose alors que le relief frontal se met en place.

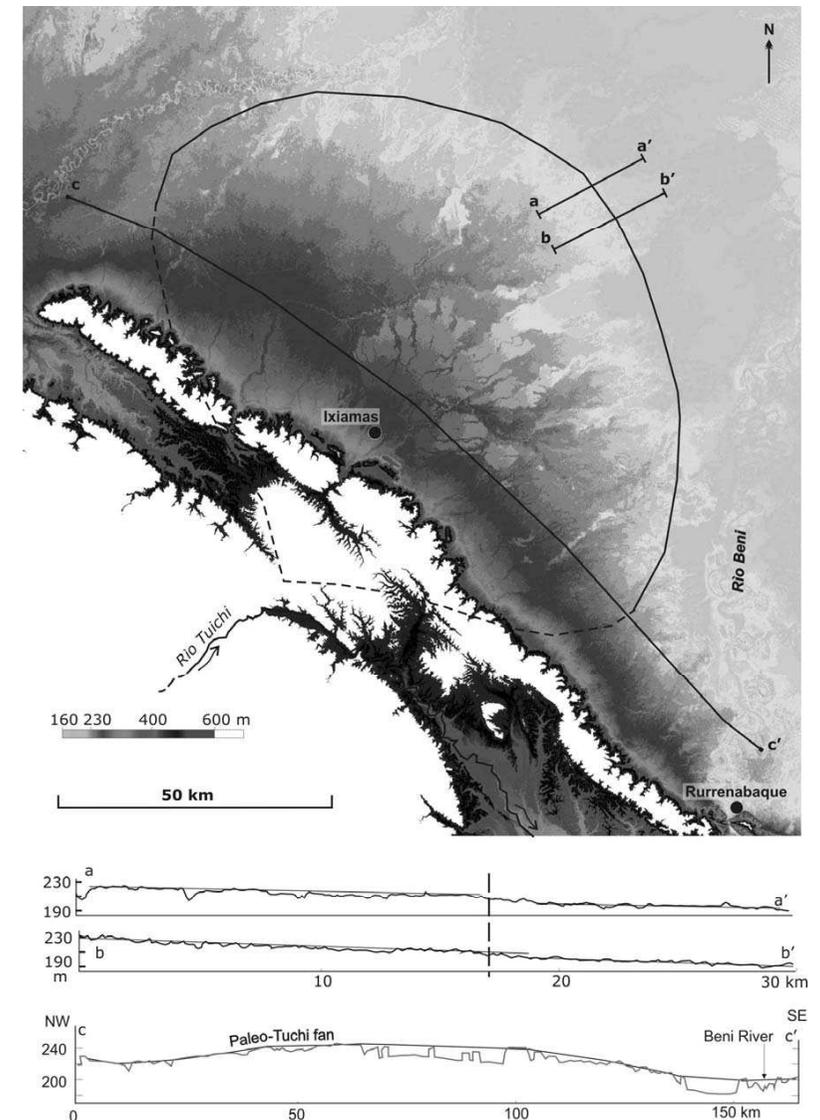


Figure III-3 : modèle numérique de terrain SRTM à 90m dans la région d'Ixiamas. Contour du grand cône alluvial du paléo-Tuichi. Profils topographiques au travers du cône.

Il semblerait donc que, pendant le dépôt de la formation Tutumo, le relief frontal se mettait en place dans la région de Rurrenabaque, alors qu'il n'existait pas encore au nord ouest du synclinal, comme l'indique la géométrie du grand cône. Donc le relief frontal s'est mis en place, progressivement, du sud-est vers le nord-ouest.

III-B-2- Les vallées sèches

La distribution spatiale de vallées sèches le long du relief frontal peut témoigner de la propagation latérale du relief. En effet, la présence de plusieurs vallées sèches formées par un même cours d'eau est un indicateur solide de la propagation latérale du relief (Keller et al., 1999 ; Burbank, 2001). Des vallées sèches sont conservées dans les *serranías* au nord-ouest du synclinal de Madidi (Fig. III-4). Nous observons deux séries de vallées sèches (Fig. III-4). L'une se situe sur la *serranía* frontale, la Snía. del Tigre (nom donné à la Snía Susi dans la région d'Ixiamas). L'autre série est sur une petite *serranía* sur le flanc ouest du synclinal de Madidi, la Petite Snía. Esbalon.

Au niveau de la Petite Snía. Esbalon, il y a quatre vallées sèches et deux actives (fig. III- 4). Trois de ces vallées sèches se situent face au déboucher de cours d'eau provenant des zones internes. Actuellement ces cours d'eau sont capturés, et canalisés le long de la *serranía*. Trois vallées correspondent au Río Tuichi, deux sèches et une active. Leur disposition indique une translation progressive du cours d'eau vers le sud-est (fig. III-4). Nous pouvons donc en déduire que le relief de la Petite Snía. Esbalon c'est propagé du nord ouest vers le sud-est.

Sur la Snía. Del Tigre il y a deux vallées sèches et deux actives. Les actives se situent respectivement au nord-ouest des vallées sèches. Ceci indique que les cours d'eau ont probablement été déviés vers le nord-ouest. Le relief de la Snía. Del Tigre s'est propagée vers le nord-ouest, comme supposé précédemment. Les cours d'eau qui empruntent actuellement les vallées actives ont de tout petits bassins versants, il n'auraient probablement pas eu la puissance pour inciser le relief montant de la Snía. Del Tigre.

La présence du grand cône alluvial décrit précédemment laisse supposer que des cours d'eau majeurs traversaient le relief frontal et formaient ce grand cône. Ces cours

d'eau traversaient donc Petite Snía. Esbalon et la Snía. del Tigre. Pendant la mise en place du relief de la Snía. del Tigre, ces cours d'eau ont été déviés vers le nord-ouest. Dans un premier temps, les cours d'eau provenant de la zone subandine interne ont donc incisé les deux *serranías* et, dans un deuxième temps, ont été déviés le long du synclinal de Madidi. Dans les deux cas les rivières sont translatées vers la terminaison péridclinale actuelle. Le relief s'est bien propagé latéralement.

La distribution des vallées sèches et des vallées actives nous permet donc de reconstruire une chronologie des captures et déviations en relation avec la croissance des *serranías* (Burbank, 2001). Au départ, la Snía. del Tigre était peu développée. Les rivières qui descendaient de la Snía. Esbalon traversaient l'ensemble des reliefs naissants et formaient le grand paléo-cône du Tuichi (B, Fig. IV-4).

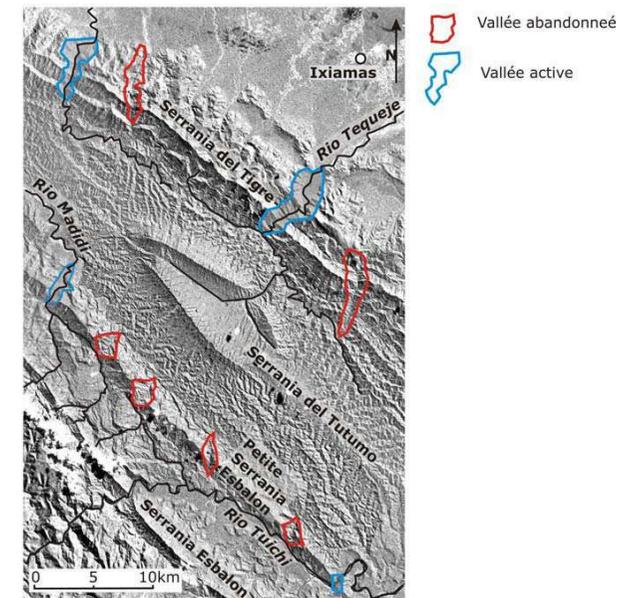
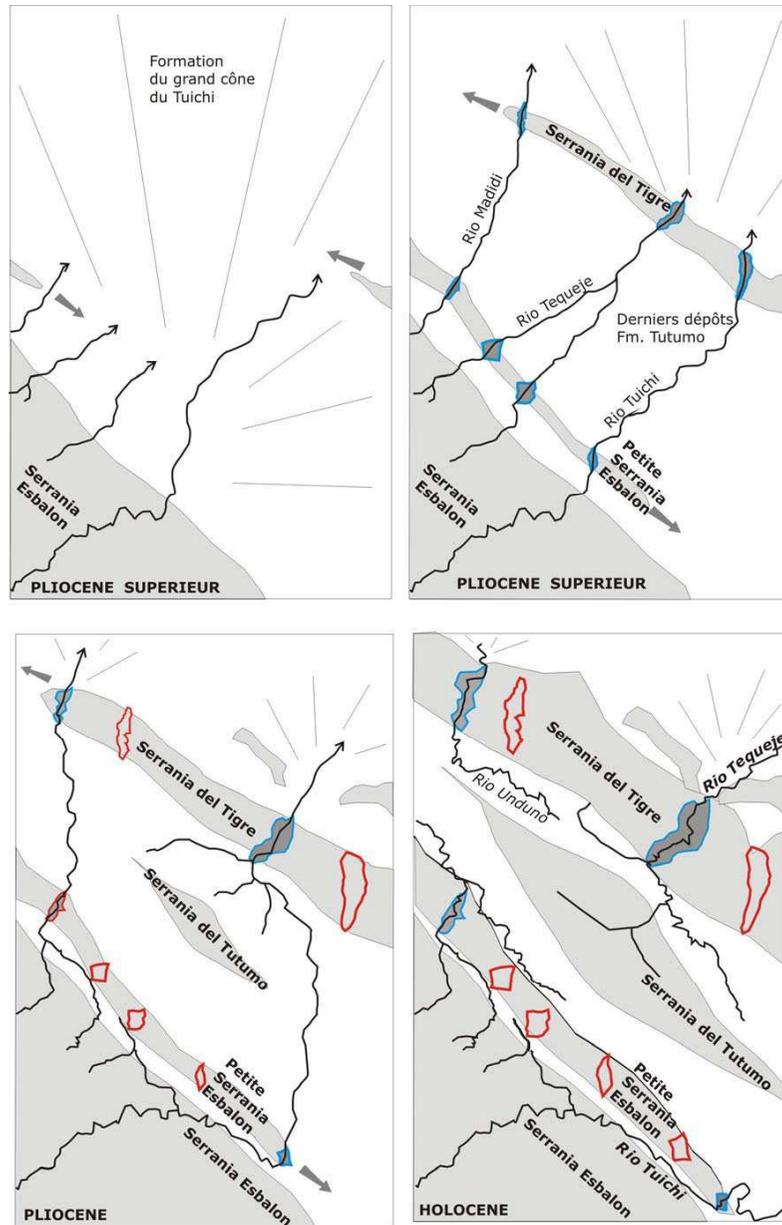


Figure III-4 : Terminaison N-W du synclinal de Madidi. A : image LANDSAT, B, C et D : développement du relief et adaptation du réseau hydrographique.



En traversant le synclinal de Madidi, les cours d'eau déposaient la Fm. Tutumo. Le développement des chevauchements a engendré la croissance des serranías. La Petite Snía. Esbalon se propageait vers le sud-est. Le relief de la Snía. del Tigre se propageait vers le nord-ouest. Les captures des rivières suivent cette propagation. Enfin la surrection de la Snía. Tutumo décapite le réseau. Les rivières provenant de la Snía. Esbalon vont alors s'écouler parallèlement aux serranías. La partie aval du réseau prend alors sa source dans le synclinal de Madidi.

Sur la figure III-3 il apparaît que les sédiments de la formation Tutumo, les derniers de la série sédimentaire tertiaire (voir Chap. III-A), sont soulevés et déformés dans le synclinal de Madidi. La présence des vallées sèches décrit la propagation latérale du relief frontal et la géométrie du sommet de la formation Tutumo va nous permettre de décrire la déformation au sein du synclinal.

III-B-3- Les terrasses

La Fm. Tutumo s'est déposée au Pliocène, pendant la structuration du synclinal de Madidi. Cette formation a été déposée par divers cours d'eau provenant de la zone subandine interne, comme le montre la distribution des affleurements, au déboucher des rivières dans le synclinal de Madidi (Fig. III-1). Pendant cette période, la subsidence était maximale au centre du synclinal et très faible sur le flanc est du synclinal. La formation Tutumo est fluviatile conglomératique et recouverte par des sédiments de plaine d'inondation qui correspondent au tout début de son incision par le réseau fluvial actuel. En effet, la déformation du synclinal de Madidi a provoqué le soulèvement, le plissement et l'incision de cette formation avec l'encaissement des cours d'eau. Sa surface supérieure forme un niveau repère : la terrasse T0 (Fig. III-5). Deux autres niveaux de terrasse se mettent en place au Néogène supérieur, la terrasse T1 et la plaine d'inondation actuelle. La répartition de ces niveaux repère décrit la mise en place du relief au sein du synclinal de Madidi.

La terrasse T0 est déformée par l'anticlinal de Charqui et le synclinal de Quiquibey, mis en place par le rétro-chevauchement de Charqui (voir chapitre 1). Le contact entre les formations Charqui et Tutumo n'a été observé que le long des ríos Tuichi et Quiquibey. Au niveau de l'affleurement, il n'y a pas de discordance apparente entre les deux formations. Par contre, à l'échelle de l'image satellite, une légère discordance angulaire apparaît entre les deux formations.

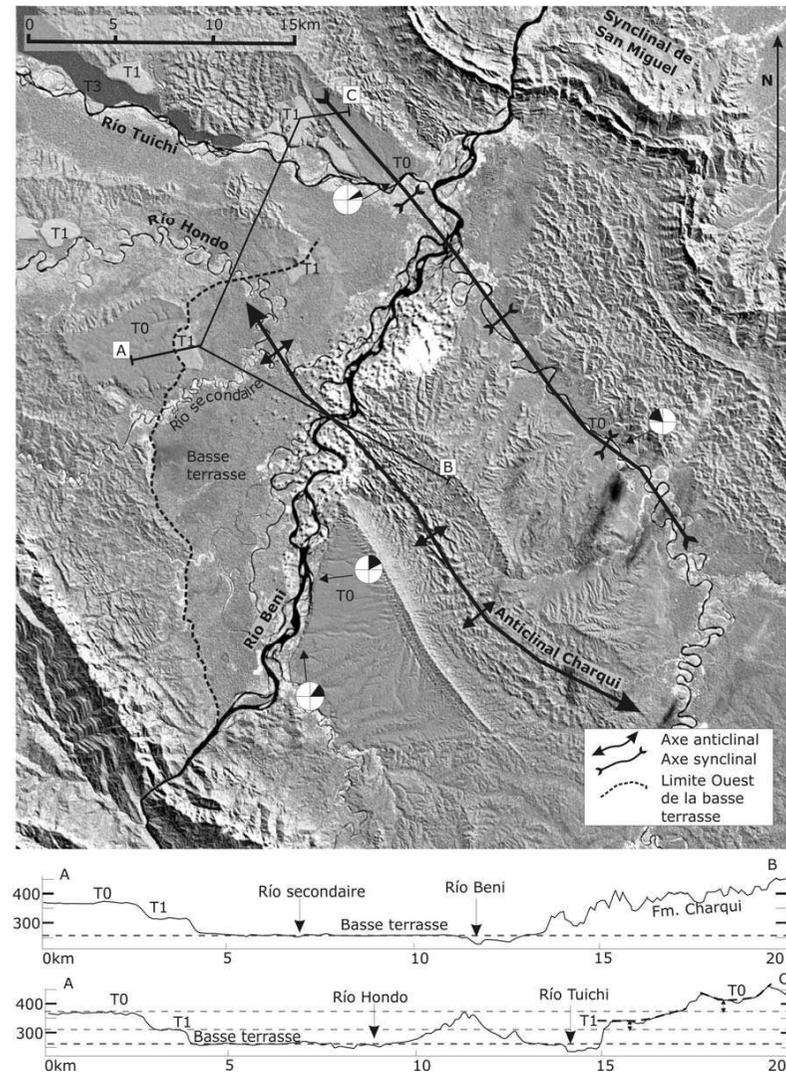


Figure III-5 : Détail du synclinal de Madidi au niveau de l'anticlinal mineur Charqui (Image Landsat grisée); diagrammes de paléocourants mesurés dans la Fm. Tutumo ; profils topographiques (réalisés sur le MNT SRTM à 90 m).

La mise en place du rétro-chevauchement de Charqui débute donc au cours du dépôt de la formation Tutumo et se poursuit alors que l'ensemble du synclinal se soulève.

La terrasse T1 se situe ~70 m au dessous de la terrasse T0 (Fig. V-2). Son altitude varie au sein du synclinal de Madidi. Dans le centre du synclinal elle se situe à ~310 m (asl) et sur le flanc est elle est à ~340 m (asl). De plus, sur le flanc est, elle est légèrement inclinée vers l'ouest (profil AC, fig. IV-2). La mise en place des chevauchements au front et dans le synclinal de Madidi commence pendant le dépôt de la formation Tutumo et se poursuit en soulevant l'ensemble du synclinal, avec un soulèvement plus important du flanc nord-est par rapport au centre. Le soulèvement s'accompagne de l'incision de la formation Tutumo et la mise en place des terrasses T0 et T1.

Au centre du synclinal de Madidi la vallée du Río Beni dissymétrique, le río coule sur son bord sud-est et érode latéralement le relief de l'anticlinal de Charqui (Fig. IV- 2). Les terrasses T0, T1 et la basse terrasse sont conservées sur son bord nord-ouest. Cette géométrie témoigne d'un déplacement latéral du lit du Río Beni du nord-ouest vers le sud-est en incisant la formation Tutumo. La croissance de l'anticlinal de Charqui aurait repoussé le Río Beni vers le nord-ouest, jusqu'à la limite actuelle de terrasse T1 (ligne pointillée, Fig. III-5). L'incision qui a suivi s'est produite conjointement avec la migration du Río Beni vers le sud-est. Entre les terrasses T0 et T1, l'incision verticale a été de l'ordre de ~70m. Entre T1 et la basse terrasse il y a une cinquantaine de mètres. L'incision a été provoquée par un soulèvement général du synclinal de l'ordre de 120 m.

La basse terrasse étant horizontale, il semble ne pas y avoir eu de soulèvement récent du centre du synclinal (profils, Fig. IV-2). Mais nous verrons dans le chapitre suivant qu'il y a un soulèvement holocène du flanc est du synclinal de Madidi et, surtout, du synclinal de San Miguel.

La mise en place du relief frontal au niveau du chevauchement de Caquihuaca s'accompagne de la formation du relief frontal aussi bien au nord qu'au sud du synclinal de Madidi.

III-C- La serranía de Eva Eva

Au sud de la ville de Yucumo, le chevauchement de Eva Eva émerge à l'avant du chevauchement de Fatima, prolongation latérale du chevauchement de Caquiahuala (Fig. III-6). Le chevauchement de Eva Eva est moins développé et ne porte à l'affleurement que des séries tertiaires, alors que le chevauchement de Fatima exhume les séries crétacées. La géométrie du réseau hydrographique de part et d'autre de la Snía. Eva Eva dépend directement de la mise en place du relief.

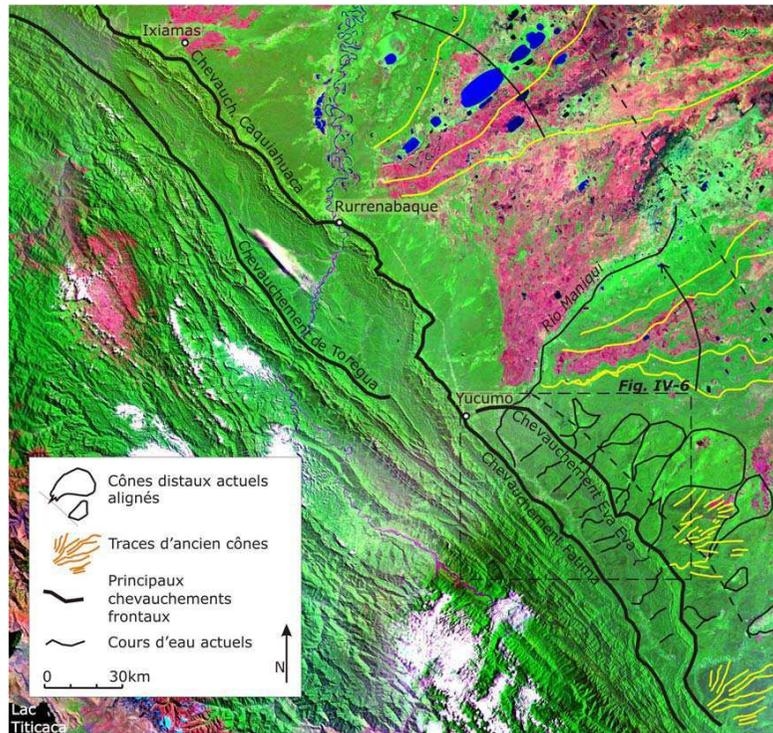


Figure III- 6 :Front de la zone subandine externe au sud es de Rurrenabaque. Flèches noires : rotation du cours des ríos Beni et Maniqui.

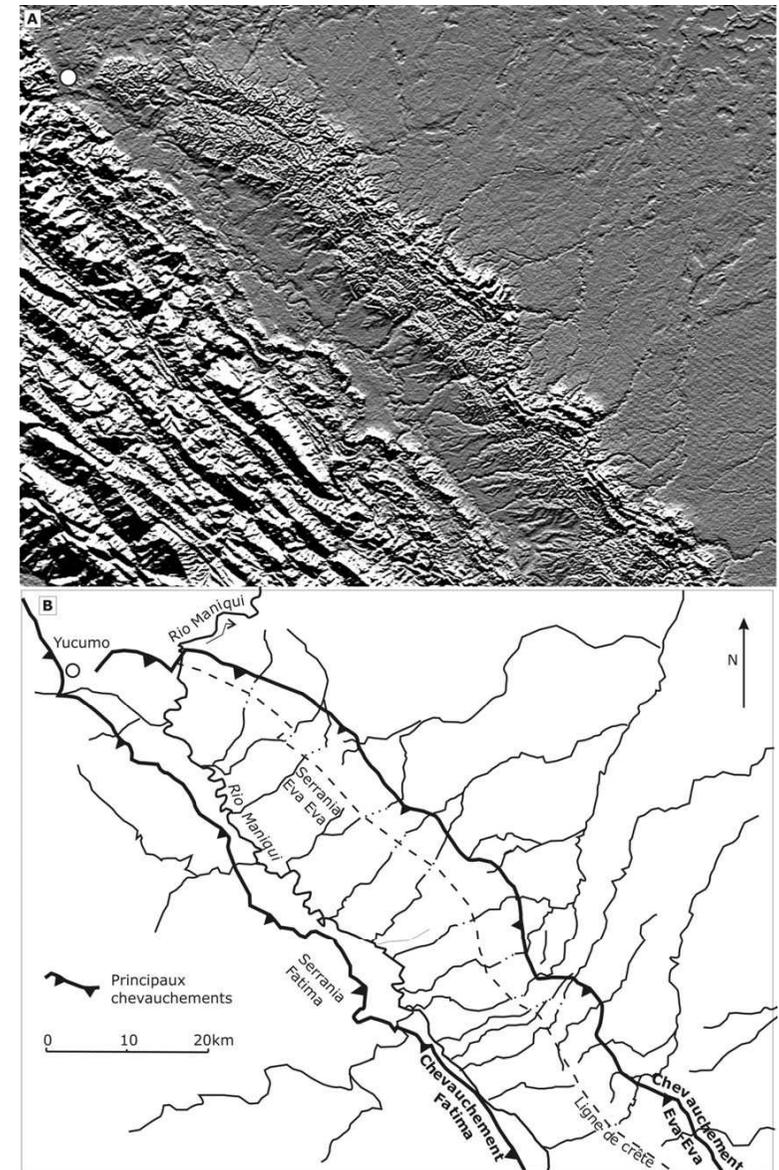


Figure III- 7 : Détail de la Snía. Eva Eva (MNT SRTM ombré) et interprétation du réseau de drainage. Figure localisée Fig. III-7.

Sur le modèle numérique de terrain (SRTM) ou sur les images LANDSAT, chaque cours d'eau s'écoulant sur un flanc de l'anticlinal Eva Eva paraît être le prolongement de celui s'écoulant de l'autre côté (Fig. III-7). Le réseau s'écoulant de la Snía. Fatima vers la plaine aurait donc été décapité par la surrection de la Snía. Eva Eva. Sur le flanc sud-ouest de cette dernière, le réseau est inversé et a été capturé par le Río Maniqui. Le Río Maniqui forme un large cône dans la plaine, et ses avulsions successives sont anti-horaires comme celles du Río Beni (Fig. IV-5)

Le réseau décapité par la mise en place de la Snía. Eva Eva forme une série de cônes de piedmonts. Les points d'intersection de ces cônes sont alignés parallèlement à la serranía, tout comme nous l'observerons pour les rivières entre Rurrenabaque et Yucumo (voir Chap. IV).

III-D- La zone subandine du sud Pérou

En longeant le front de la zone subandine au nord-ouest d'Ixiamas on retrouve une géométrie semblable à celle observée au niveau de la Snía. Eva Eva. Cette région se situe à l'extrême sud de la zone subandine péruvienne, entre Ixiamas et Puerto Maldonado (Fig. III-8). Au front de la zone subandine se trouve le chevauchement de Tambopata qui est très peu développé par rapport au chevauchement de Caquiahuaca.

Dans la végétation en aval du chevauchement de Tambopata, on peut observer la trace d'un réseau abandonné réparti de façon radiale. C'est la trace du réseau d'un cône alluvial abandonné (fig. III-8). L'existence de ce cône est confirmée par un bombement topographique (profil, fig. III-8). Ce bombement atteint une vingtaine de mètres d'altitude pour 70 km de large. Latéralement, sur le même profil topographique, apparaît l'ancien cône du río Tuichi. L'apex du paléocône du Río Tambopata n'est plus visible actuellement. Il se situait au niveau de l'actuelle Snía. de Tambopata. Suite à la surrection de celle-ci, il a été érodé, et le réseau qui l'alimentait a donc été capturé et dévié en arrière de la *serranía*. La crête de la *serranía* est marquée par une vallée sèche (Fig. IV- 8). Le Río Tambopata est bien antécédent à la formation de la *serranía* du même nom. Il déposait tout d'abord les sédiments cône alluvial. Lors du fonctionnement du chevauchement de Tambopata, l'apex du cône a été tronqué par la mise en place du relief.

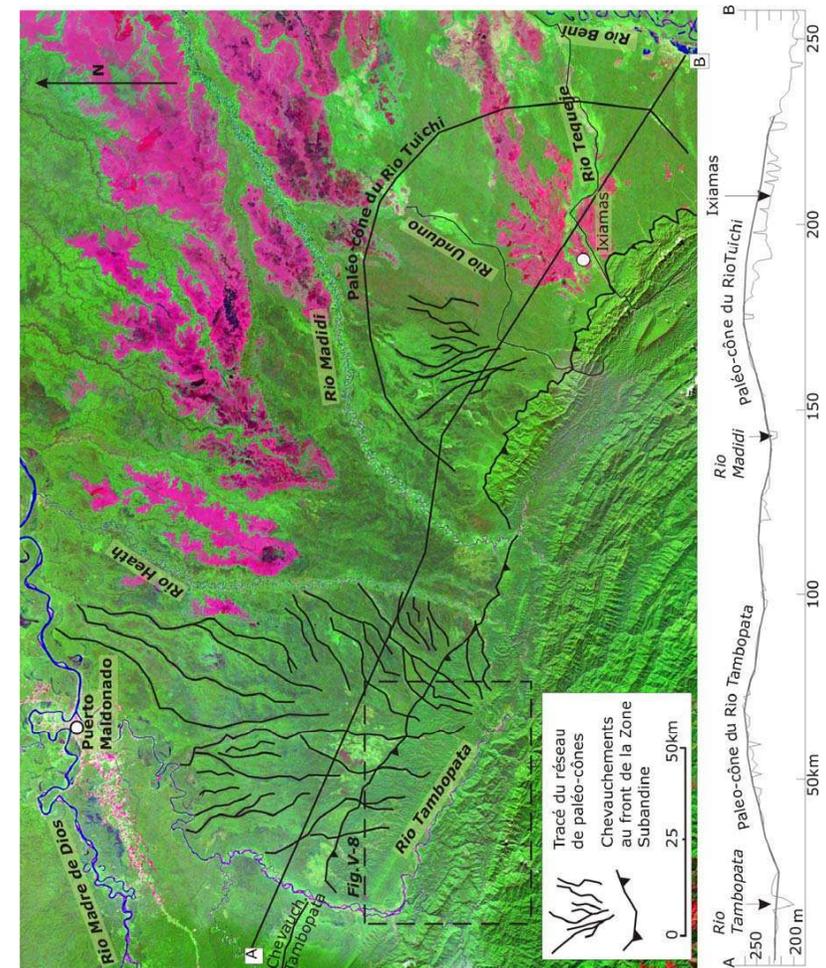


Figure III-8 : Front de la zone subandine à la frontière avec le Pérou (image LANDSAT), profil topographique (MNT SRTM).

Le Río Tambopata a pu traverser le relief en début de formation, creusant la vallée sèche que l'on observe aujourd'hui. Le río a finalement été vaincu par la surrection du relief, le long duquel il est maintenant dévié.

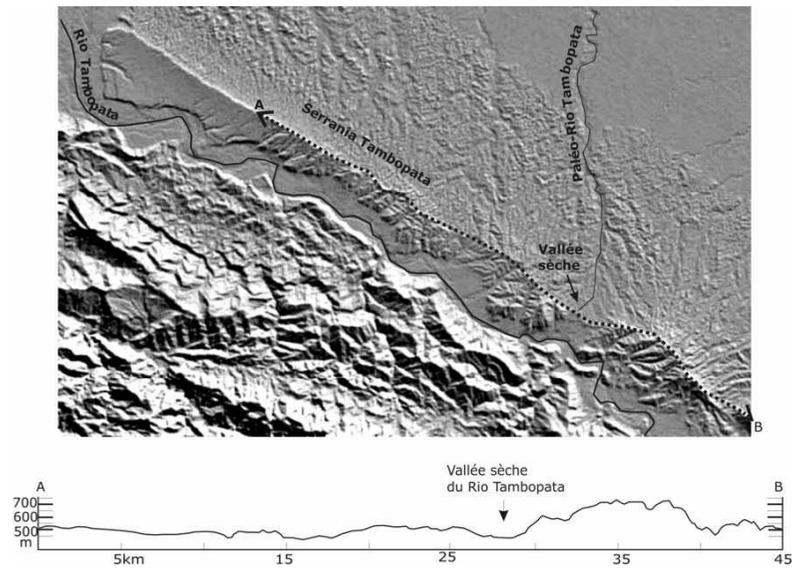


Fig. III-9 : Snúa. de Tambopata (MNT SRTM ombré) et profil topographique le long de la ligne de crête.

Tout le long du front de la zone subandine du nord de Bolivie et de l'extrême sud du Pérou nous observons la même succession d'évènements. Des cônes majeurs se forment sur le piedmont et sont ensuite décapités par le chevauchement frontal, leur réseau d'alimentation est capturé à l'arrière du relief naissant. Un réseau mineur se développe alors sur ce nouveau relief et forme de petits cônes au niveau de la rupture de pente. Ces évènements Pliocène supérieur - Pléistocène ne sont pas synchrones le long de la zone subandine. C'est au sud de Yucumo et au nord d'Ixiamas que la déformation est la plus récente, et au niveau du synclinal de Madidi qu'elle est la plus ancienne, c'est-à-dire au niveau du cours d'eau principal de la région, là où les synclinaux sont les plus larges.

IV- Géomorphologie et tectonique holocènes

Où l'on constate que la tectonique est active à l'Holocène, se concentre au front de la zone subandine et se propage même dans la plaine du Beni.

IV-A-Introduction.....	103
IV-B-Study area.....	104
IV-C- Fluvial terraces.....	107
IV-C-1- San Miguel syncline.....	107
IV-C-2- Madidi syncline.....	112
IV-C-3- Encuentro syncline.....	112
IV-C-4- Internal Subandean Zone.....	113
IV-C-4- Interandean Zone.....	114
IV-D- Tectonic features.....	115
IV-E- Alluvial fans and hydrographic network reorganization.....	115
IV-E-1- Ixiamas area.....	116
IV-E-2- Rurrenabaque-Yucumo area.....	119
IV-F- Discussion and conclusion.....	121
IV-F-1- Subandean terraces.....	121
IV-F-2- Foothills alluvial fans.....	126
IV-F-3- Conclusion.....	129

Au cours du Néogène, la zone subandine nord de Bolivie se met en place avec la propagation de chevauchements depuis les zones internes vers les zones externes (chapitres II). La continuité durant l'Holocène de cette propagation normale de la déformation implique que la tectonique soit maintenant active au niveau des chevauchements frontaux. Le présent chapitre est présenté sous la forme d'un article soumis au journal *Geomorphology*, il porte sur l'analyse des déformations holocènes au front de la zone subandine nord de Bolivie au travers de l'analyse des terrasses, de l'évolution des cônes alluviaux et de la réorganisation du réseau fluvial. Mais la période Holocène est aussi marquée par des variations climatiques globales. Ce chapitre met en lumière les contrôles tectoniques et climatiques sur les objets géomorphologiques étudiés. Il montre ainsi que l'activité tectonique est effectivement localisée au niveau du front de chevauchement et se matérialise par des failles inverses affectant les dépôts des terrasses les plus jeunes. L'incision verticale holocène est de 4 mm/an dans cette zone alors qu'elle est de 1 mm/an, en amont dans les autres synclinaux de la zone subandine. Le chevauchement frontal est actif au cours des derniers 10,000 ¹⁴C BP, et réorganise les cônes alluviaux et le réseau hydrographique du piedmont. Finalement, un chevauchement aveugle a été identifié dans la zone considérée comme le foredeep.



Rurrenabaque et le Río Beni au sortir de la zone subandine. En arrière plan, le synclinal de San Miguel.

Climate changes and active deformation in the subandean zone of Bolivia: impact on the fluvial system

Authors: Strub Magalie^{a*}, Hérail Gérard^b, Darrozes José^a, Garcia Duarte Raul^c, Astorga Guevarra Gonzalo^c, Christophoul Frédéric^a and Jean Pierre^d

a: Université P. Sabatier-LMTG, 14 av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

b: IRD-LMTG, 14 av. Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

c: Universidad Mayor de San Andres (UMSA), Calle 27 de Cota Cota (Campus Universitario), La Paz, Bolivia

* Corresponding author. Tel.: +33-561332649; fax.: +33-561332560

e-mail address: strub@lmtg.obs-mip.fr (M. Strub), gherail@paris.ird.fr (G. Hérail), darrozes@lmtg.obs-mip.fr (J. Darrozes), ragaduarde@yahoo.com (R. Duarte), GASTORGAG@repsolypf.com (G. Astorga), christo@lmtg.obs-mip.fr (F. Christophoul)

Abstract:

The Holocene period in the eastern Andes is characterized by strong tectonic activity and worldwide climatic variations, two factors associated with changes in local base levels, fluvial regimes, and sedimentation. We differentiated between climatic and tectonic controls on the fluvial system. We attempted this differentiation through analysis of river terraces, alluvial fans evolution, and the reorganisation of the fluvial network. This study highlights recent tectonic activity on the front of the northern bolivian subandean zone. The tectonic activity is localized at the thrust front and is manifested by reverse faults which offset the youngest terrace deposits and the Miocene basement. The vertical incision rate increased to 4 mm/yr near the thrust front versus less than 1 mm/yr upstream of this area over the last several million years. Finally, a blind thrust has been identified within what was considered as the foredeep zone. This blind thrust has been active since 10, 000¹⁴C yr BP. In the subandean zone and in the piedmont, climate dictates the periods when lateral erosion or vertical erosion occurs, while tectonics is the driving force that controls the vertical incision rate.

Key words: Subandean, Holocene, terraces, alluvial fans, Bolivia, Andes, tectonic, radiocarbon

IV-A- Introduction

Strong tectonic activity occurred in the Andes during the Holocene (Lavenu and Mercier, 1991; Lamb, 2000). The forward propagation of thrust faults in the subandean orogenic-wedge caused local base-level changes and important modifications of the fluvial network (DeCelles and Giles, 1996; Horton and DeCelles, 1997; Bes de Berc et al., 2005; Burgos, 2006). Global climate also fluctuated markedly during the Holocene, resulting in vertical shift of vegetation cover and modifications of precipitation regimes in the mountain belt. The variations in precipitation and vegetation cover are closely related to changes in runoff and, as a consequence, to variations in the sedimentary load delivered to foothill streams.

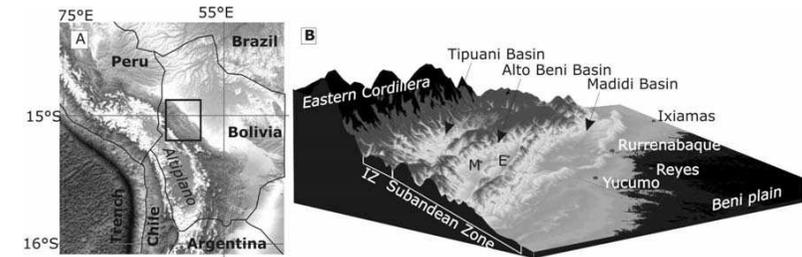


Figure 1: A: Bolivian Orocline DEM, B: studied area morpho-structural units in the eastern flank of Central Andes. IZ: Interandean zone.

In this paper, we look for geomorphic indicators of Holocene superficial deformation in the northern subandean zone and their relations with climatic changes. We focused our study on three types of geomorphic markers:

- Fluvial terraces: recent studies have shown the usefulness of fluvial terraces in understanding incision dynamics in relation to active tectonics (Avouac and Peltzer, 1993; Burbank et al., 1996; Formento-Trigilio et al., 2002; Bes de Berc et al., 2005). We examined the terraces sedimentology, which were dated by radiocarbon. The shape, faulting and altitudes of the terraces inform about regional tectonic pattern in the subandean zone.

- Alluvial fans: in some cases alluvial fans can be used as markers of surface deformation (Leeder and Gawthorpe, 1987; Pinter and Keller, 1995).

- Reorganization of the drainage network: characteristics of the drainage network, such as captures, and changes in fluvial styles can result from tectonic processes (Ouchi, 1985; Schumm, et al., 1987; Burbank and Anderson, 2001). In the Beni plain, tectonic activity is emphasised by the river path networks and the morphology of sedimentary bodies (alluvial fans, flood plain, etc).

- At the end we compare the ages of fluvial sediment with the main climatic events known in the region.

IV-B- Study area

The study area is located in the Bolivian Orocline (Fig. 1). This region is characterized by the Altiplano Puna, one of the highest plateaus in the world, constructed in an oceanic subduction context. The average elevation of the Altiplano-Puna is ~3.8 km, and it is up to 200 km wide. The plateau is bounded to the west by the active volcanic arc of the Western Cordillera and forearc, and, to the east by the rugged Eastern Cordillera. The Eastern Cordillera forms the high spine of the Bolivian Andes, locally reaching elevations up to 6.5 km. However, much of the Eastern Cordillera has a deeply dissected topography with elevations between 3 and 4 km becoming progressively lower toward the east. In the interandean zone, the interfluvial elevation strongly decreases to 1200 m in the Tipuani areas, where the valley bottom elevation is about 500 m (Fig. 2 and 3). The eastern margin of the Andes, referred to as the subandean zone, is a valley-and-ridge province, generally at elevations of 1-2 km, with a marked topographic grain. Even further east, in the Amazonian basin and the Beni plains, the terrain is essentially flat; this area constitutes the foreland region which is generally at an altitude of a few hundred meters above sea level.

The subandean zone of Bolivia corresponds to a back-arc fold-and-thrust belt that is characterized by a series of piggyback basins, the Mayaya, Encuentro and the Madidi synclines filled by syntectonic Neogene sediments. These basins were formed by east-verging thin-skinned thrusts. Thrust detachments are located in Palaeozoic pelitic series (Fig. 3). Seismic data show the deformation of Palaeozoic, Jurassic and Cenozoic into a series of duplexes (Martinez, 1980; Jordan et al., 1983; Oller, 1986; Roeder, 1988; Baby et al., 1989; Baby et al., 1993). Crustal shortening is estimated to be about 150 km in this area (Roeder, 1988; Baby et al., 1992).

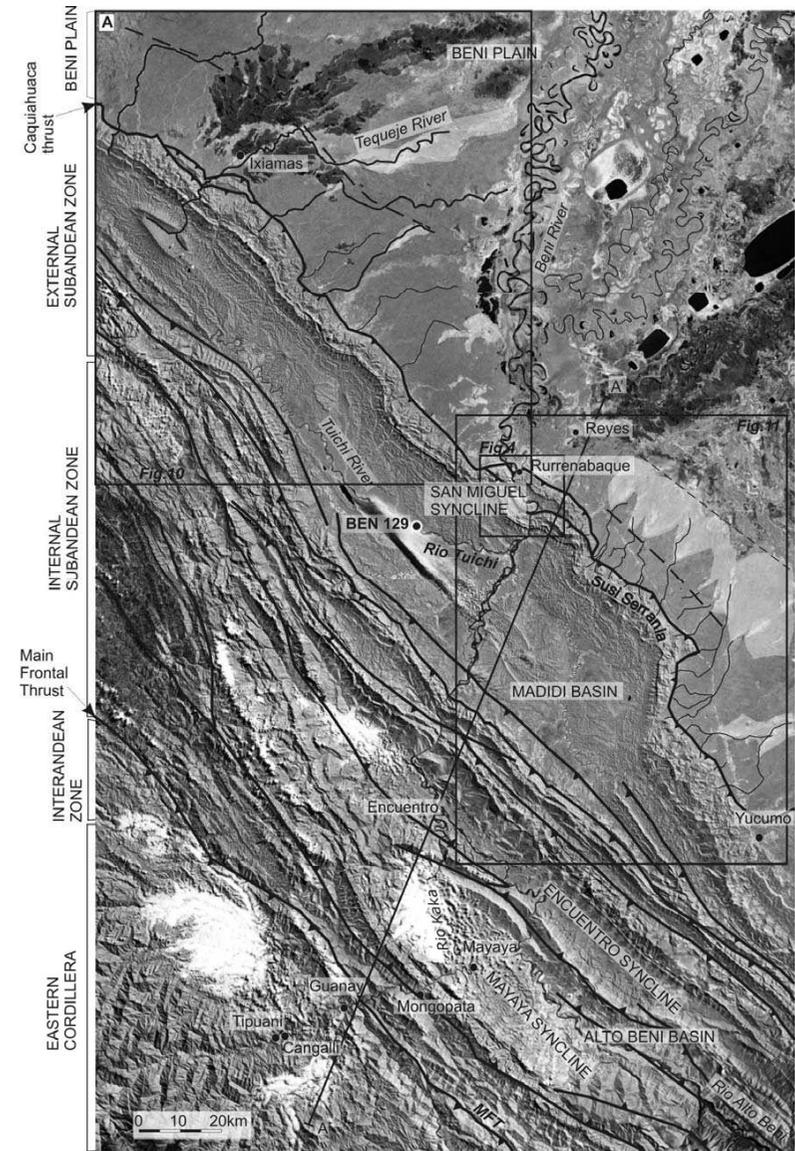


Figure 2: Morphologic units and main tectonic structures of North Bolivian Andes. Figure 3 cross section paths. Delimitation for figures 4, 10 and 11.

The subandean zone can further be divided into the internal and external subandean zones. The Caquiahuaca thrust is the main frontal thrust between the external subandean zone and the Beni plain (Davila et al., 1965). This thrust fault is locally divided into several branches near the Rurrenabaque and Ixiamas areas originating from narrow thrust related synclines (Fig. 2 and Fig. 3). The Beni Plain is part of Amazonian Foreland Basin.

Over time, deformation in the Bolivian Andes propagated from west to east. Until the Upper Oligocene, shortening took place in the Central Depression and in the Western Cordillera (Roeder, 1988; Sheffels, 1990; Baby et al., 1992; Jaillard et al., 2000; Roperch et al., 2000; Arriagada, 2003). Thrust faults developed in the Eastern Cordillera throughout the Upper Oligocene (Sempéré et al., 1990; Lamb et al., 1997; Arriagada, 2003; Pinto, 2003). During the Neogene, thrusts faults propagated eastward, through the subandean zone (Roeder, 1988; McQuarrie et al., 2005; Strub et al., 2005).

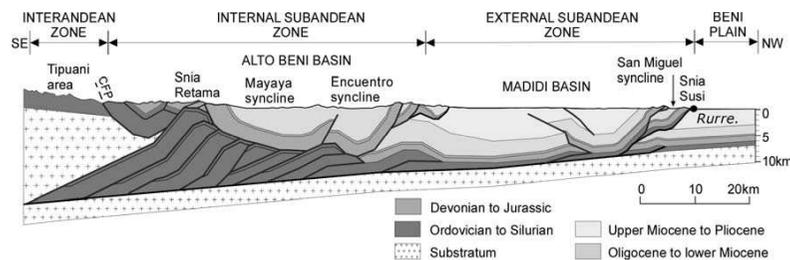


Figure 3: Structural cross-section of north subandean zone of Bolivia. Location of the cross-section on Fig.2 (solid line A-A). Modified from Roeder (1988), Baby et al. (1989) and Gil Rodriguez (2001).

The present deformation measurements and seismic monitoring reveal no indication of displacement (Norabuena et al., 1998; Bevis et al., 2001). Only a few earthquakes are known in the Eastern Cordillera and in the interandean zone, including the 6,2 event on February 22, 1947 (Ayala and Wittlinger, 1996). The few shallow earthquakes observed in the northern subandean zone of Bolivia have weak amplitudes. In the case of forward propagation of thrust faults, Holocene superficial deformation should take place in the external part of the orogenic wedge (Lamb, 2000). As a consequence, we

focused our study of geomorphic markers in four zones of the frontal thrust belt of the Northern subandean zone of Bolivia: (1) the San Miguel syncline (2) the eastern part of the Madidi syncline, (3) the north-eastern part of the Rio Beni plain in the area of Ixiamas (Fig. 2), and (4) the south-western boundary of the Rio Beni plain in the area of Yucumo and Rurrenabaque (Fig. 2).

In the study area fluvial terraces can be found on main streams and their tributaries, strictly in the synclines. Along the Kaka and Beni rivers, from the interandean zone to the front of the subandean zone, all the terraces are characterized by a strath level covered by conglomerates, boulders and light beige to orange sands and silts.

C-14 age (year BP non cal.)	Calibrated ages (cal. year Bp)	Location	Terrace surface (asl)	Modern river bar (asl)	Terrace thickness	Occurrence	Reference
>36000		Mangopata	435	397	19	wood in grave	this study
10500 ± 150	12150-12700	Guanay	441	435	5	wood in grave	Hérail (1994)
10400 ± 170	12000-12650	Guanay	441	435	5	wood in grave	Hérail (1994)
10280 ± 50	12150-11970	R-Y foothills (F2)	293	280	10	charcoal in sand	this study
9970 ± 40	11620-11250	San Buena. (F9)	283	265	>25	wood in clay	this study
9970 ± 70	11200-11750	R-Y foothills (F10)	306	298	>8	wood in sand	this study
9820 ± 60	11185-11270	S-M syncline (T3)	267	253	26	wood in grave	Hérail (1994)
9810 ± 190	10750-11650	Cangalli	??9	??0	7	wood in gravel	this study
9640 ± 40	10780-11190	S-M syncline (T3)	267	243	6	charcoal in grave	this study
8280 ± 80	9130-9410	R-Y foothills (F3)	289	270	18	wood in gravel	this study
6090 ± 50	6880-7020	R-Y foothills (F5)	296	283	>13	wood in sand	this study
5940 ± 50	6670-6800	Madidi syncline	268	257	10	wood in gravel	this study
5920 ± 80	6530-6950	Ixiamas	264	253	>11	wood in sand	this study
3900 ± 40	4220-4430	R-Y foothills (F6)	296	283	>13	wood in sand	this study
3760 ± 40	3980-4250	S-M syncline (T3)	258	242	10	charcoal in clay	this study
1120 ± 90	930-1140	R-Y foothills (F5)	296	283	>13	wood in sand	this study
1090 ± 90	920-1190	Encuentro	321	316	5	charcoal in sand	this study
980 ± 40	790-960	R-Y foothills (F7)	293	287	>6	wood in sand	this study
340 ± 103	300-500	Tipuani	??9	??0	7	wood in gravel	Hérail (1994)
190 ± 50	0-310	R-Y foothills (F1)	283	280	>3	wood in gravel	this study

Table 1: Radiocarbon ages, sample location and occurrence. Calibrate using program OxCal® (Bronk Ramsey, 2001).

Radiocarbon dating was performed on several samples taken from these sediments. In the next paragraphs each terrace level will be described in terms of: 1) morphology: their elevation and topographic relationships between terrace levels, 2) sedimentology: facies analysis of fluvial sediments (using sedimentary facies terminology from Miall, 1996) and paleocurrents, and 3) chronology: based on ^{14}C dating calibrated using the program OxCal[®] (Bronk Ramsey, 2001) (Tab. 1). The data will be used to reconstruct incision rates over time in the area. Note that we indicate the terrace top altitude above the present river gravel top bar (apr).

IV-C- Fluvial terraces

IV-C-1- San Miguel syncline

Near Rurrenabaque, in the San Miguel syncline (Fig. 2, 3), three different terrace levels were recognized in the field and on aerial photographs. Remnants of the top of the upper terrace level, T1 are at 100 m apr. The second terrace (T2) is at 50 m apr, while the top of the youngest terrace (T3) is at 24 m apr. For each terrace, an aggradational period was followed by deep incision during which the river cut through the terrace fill and the underlying Tertiary substrate, down to the next level. Present channel bed is, at minimum, 12 m below to the present gravel top bar (bathymetric profile realised by Philippe Vauchel in 2005 for HYBAM program).

The oldest terrace (T1) is poorly exposed due to a well developed vegetation cover and soil formation. The T2 and T3 fluvial terraces are well exposed; they present similar sedimentary successions (Fig. 4). The strath terraces are capped by ~10-15 m thick conglomerate layer. These basal deposits are covered by 4 m of flood plain fine, beige to orange sand and silts. Terrace fill unconformably overlies the Quendeque Formation (Miocene sandstones and clays).

In the conglomeratic part, gravel clasts are on average 20 cm long. The majority of boulders are 40 cm long but the basal boulders of T3 can reach a length of up to 1 m long forming a lag deposit. These boulders consist of Palaeozoic quartzite, granite, sandstone, and volcanic rocks, derived from erosion of the Eastern Cordillera. Pebbles are imbricated parallel to the present Beni River flow. Clast supported gravels show a crude horizontal stratification: Gh facies.

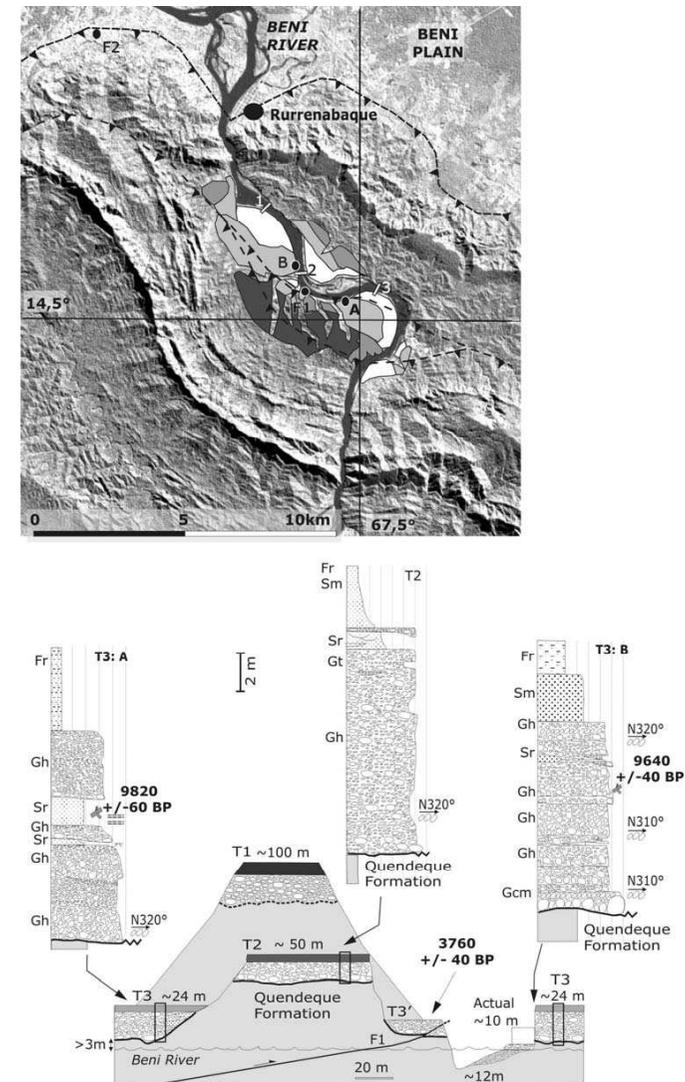


Figure 4: San Miguel syncline. Detail from figure 2. Three alluvial terrace levels, the darker one is older and the white one is present flood plain. Schematic longitudinal profile of terraces from A to B and sedimentary log from T2 and T3 terraces. Black points: location of dated samples.

The gravels beds are one to two meters thick thin upward. Rare sandy lenses with low angle ripple cross-lamination (Sr facies) are interlaced in the conglomerate succession. The top is dominated by overbank deposit (Fr facies). This facies succession corresponds to a channel lag deposit, overlain by point-bar conglomerates and overbank fines, indicating a gravel meandering fluvial style. Gravel imbrications indicate that the paleo-flow direction was parallel to present Beni River flow. So, during deposition of the T2 and T3 terraces, it seems that the Beni River style was similar to today's style.

T3 depositional ages were obtained by radiocarbon dating of charcoal fragments. These fragments were collected three meters above the alluvial base layer of the first T3 terrace outcrop (A in Fig. 4). The depositional age is 9640 +/- 40 ¹⁴C years BP (Tab. 1). The other T3 terrace outcrop, one kilometre upstream, contains charcoal fragments in a coarse sand lens, 4 meters above the alluvial base (B in Fig. 4). The depositional age is 9840 +/- 60 ¹⁴C years BP (Tab. 1). We do not know the T3 terrace abandonment age because there are no wood or charcoal fragments in the floodplain silts on the alluvium top. Incision started less than 10140-11400 cal yrs ago. The river incised a minimum of 15 m into the substratum, so we calculated a minimum average vertical incision rate of 1.3 to 1.5 mm/yr.

Also in the San Miguel syncline, a terrace fragment (T3', Fig. 4) was dated at 3760 +/- 40 ¹⁴C years BP (Tab. 2). Charcoal fragments were sampled from a clay lens in a pebble layer, 2.5 m above the strath terrace. This terrace is similar to the T3 terrace but much younger. Furthermore its top is 4 m lower than the T3 terrace top but its base is above the T3 terrace base. T3' is probably an encase terrace on T3. Indeed, after 11200 cal years BP, the Beni River incised vertically about 8 m into the T3 terrace pebble layer. Around 4000 cal yrs BP, the Beni River deposited the T3' terrace. Afterwards, the Beni River vertically incised 23 meters into the T3' terrace fill and the Quendeque Fm. The minimum incision rate into the substrate increased to more than 3.5 to 3.8 mm/yr.

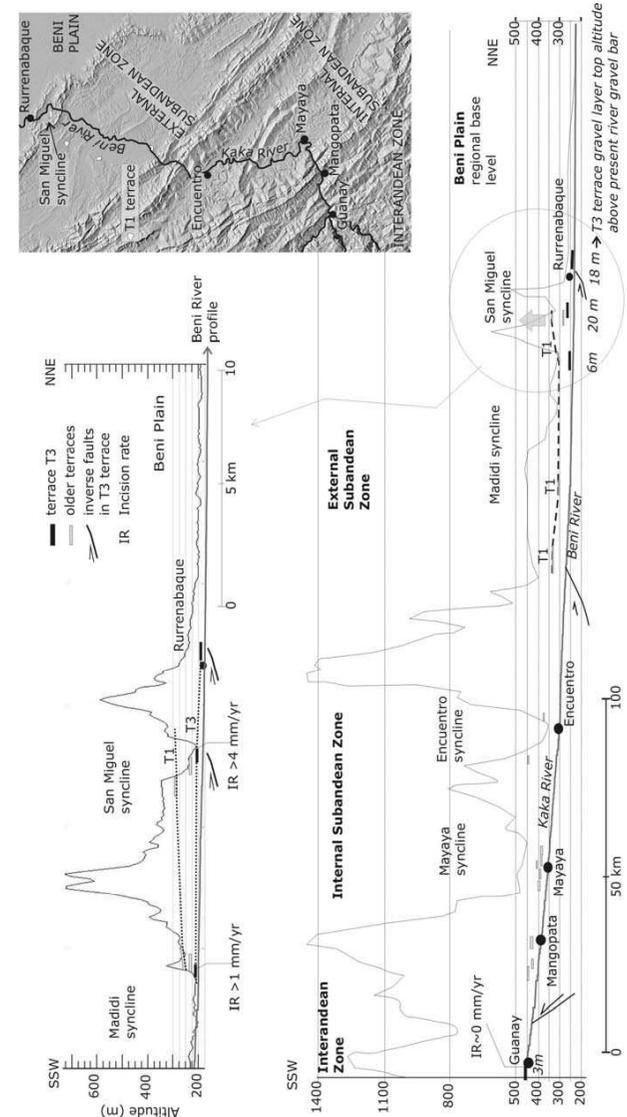


Figure 5: Beni River profile from Guanay to Beni Plain (differential GPS). Schematic topographic profile. Location of observed terraces levels. Black bars: terraces T3. Grey bars: other terraces.

IV-C-2- Madidi syncline

In the Madidi syncline we observed two terraces levels, T1 and T3. For T1, strath is overlain by 4 to 6 m thick of conglomerate covered by 2 m of flood plain silts. The T1 top altitude varies along the Madidi syncline (Fig. 5). In the upstream part of the syncline it is 100 m apr, in the centre of the syncline, it is at 50 m apr, and in the downstream part it is 40-70 m above the modern Tuichi River, it gently dips toward the southwest (Fig. 5). Remember that this terrace top is 100 m in the San Miguel syncline. These differences of altitude indicate a differential surface uplift in this region, the centre of Madidi syncline rose ~50 m and its edges ~100 m.

The T3 strath terrace is at the same altitude as the top of gravel bars of the present Tuichi River. The substrate is the Charqui formation (Miocene sandstones and clays). Strath is overlain by 6 m thick conglomerate layer with exactly the same facies as the T3 terrace in the San Miguel syncline (Fig. 4). Pebbles are imbricated parallel to the present Tuichi River flow. Five meters of flood plain silts overlie the basal conglomerates. This facies succession corresponds to a gravel meandering fluvial style (Miall, 1996) like the present day Tuichi River.

A tree trunk was preserved in the gravel layer, 4 m above its base and yielded a ¹⁴C age of 5940+/-50 years BP (Tab. 1). The top of the conglomerate is 7 m above the top of the present pebble bar of the Tuichi River. Consequently, the vertical incision is 7 m in the past 6660-6900 cal yrs BP, giving a minimum incision rate of ~1 mm/yr.

IV-C-3- Encuentro syncline

In the Encuentro syncline (Fig. 2 and 3), a strath terrace was found at 20 m apr (Fig. 6). Alluvial sediment cover is 15 m conglomerates and sand covered by 5 m of silts. These terrace sediments do not contain any carbon fragment. Present flood plain surface is 4 m apr, its sediments show differing grades of oxidation. Laterally, some parts are orangey others are grey-brown. The most oxidized zone contains charcoal fragments 3 m under the plain surface. These fragments give an age of 1090 +/-90 ¹⁴C years BP (Tab. 1). There is no vertical incision during the last millennium in this syncline.

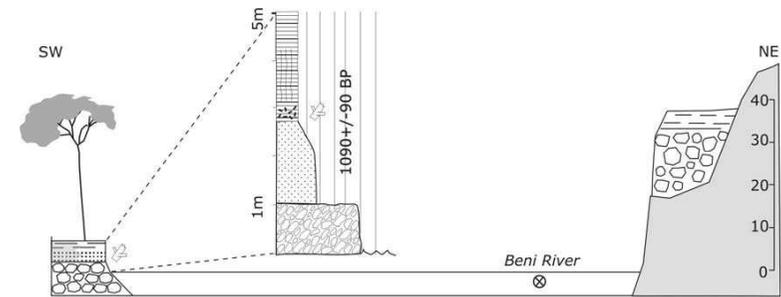


Figure 6: Strath terrace and flood plain in the Encuentro syncline. Flood plain sediments column containing charcoal fragments.

IV-C-4- Internal subandean zone

In the internal subandean zone, near Mangopata (Fig. 2), we observed two levels of terraces along the Kaka River (Fig. 7). The base of the upper terrace is 19 m apr. The basal conglomerate is 16.5 m thick, and the clasts have long axis with length of 70-100 cm at the base of the deposit, decreasing upward to 10-30 cm.

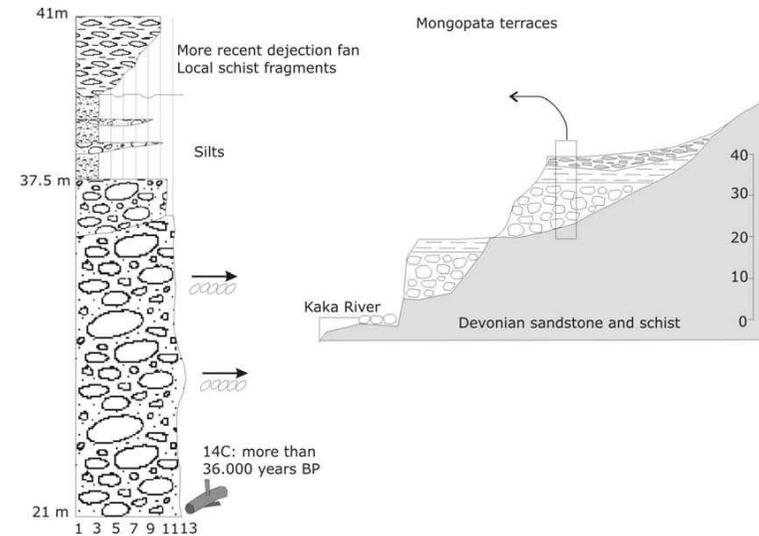


Figure 7: Mongopata strath terraces, in the internadean zone.

The deposit is clast supported, well imbricated, crudely horizontally bedded (Gh facies). The gravel unit is covered by 3 m of medium sand with thin interbeds of conglomerates and isolated 10-30 cm long pebbles. The gravelly interbeds within the upper sand represent minor abandoned channels, ~4 m wide and ~1 m thick. The top of this unit is 38.5 m apr, it is covered by 2.5 m of red flood plain silts. These sediments are overlain by recent dejection fan deposits. We sampled a tree-trunk fragment in the base of the upper terrace pebble layer. The age of this sample is more than 44 300 ^{14}C years BP and therefore radiocarbon dead. As a result vertical incision at this site is the vertical incision rate is < 1 mm/year.

IV-C-5- Interandean zone

Along the Tipuani River, in the interandean zone (Fig. 2), we observed three terrace levels. The lower terrace sediment layer consists of a 2-3 m thick channel conglomerates, 50-60 cm long with some blocks 2-3 m long. Three wood fragments interlaced in the conglomerates give similar ages (9810 \pm 190, 10400 \pm 170 and 10500 \pm 150 ^{14}C years BP; Hérail et al., 1994) (Table 1 and Fig. 8). These layers were covered by recent floods dated at 340 \pm 103 ^{14}C years BP. Thus, these terraces are preserved only few meters above the present river bed. During the Holocene, there is no vertical incision in Guanay and Cangalli region.

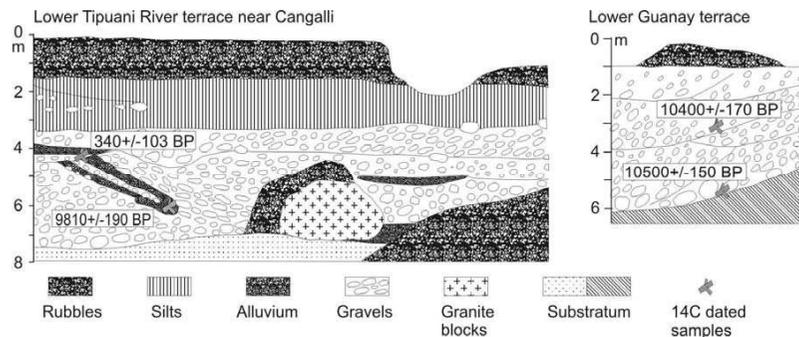


Figure 8: Stratigraphy and sedimentology of lower terrace of Tipuani River near Cangalli and Guanay (Fig. 2) (Hérail et al., 1991).

Incision rates were also measured in the interandean zone by ^{10}Be analysis on present river bed quartz (Safran et al., 2005) and by apatite fission-track dating of Cordillera granites (Safran, 1998). Vertical erosion velocities vary from 0.04 to 1.35 mm/yr. These rates are similar to the rates we measured using terraces as markers in the interandean and Internal subandean zone. Incision rates seem to be constant for the last few millions of years in the interandean and Internal subandean zone. Repartitioning of incision rates shows significant vertical incision in the San Miguel syncline (uplift of 15 m) and very low vertical incision in the internal part of the region (near 0 m). It testifies that active tectonics uplifted the front of the subandean belt.

IV-D- Tectonic features

The T3' terrace in San Miguel syncline is cut by a thrust fault with 50 cm vertical displacement (A, Fig. 9). This thrust fault displaces the T3' terrace layer and the Tertiary substratum (Quendecue Formation). Terrace pebbles are pivoted by the fault movement. Because sediments in this terrace were dated at 3760 \pm 40 ^{14}C years BP, this fault was active in the last 4 kyrs, confirming recent compressive tectonic activity in the subandean zone. In the foothills, northeast of Rurrenabaque, a thrust fault cuts an alluvial terrace and the Palaeozoic basement (B, Fig. 9; F2, Fig. 4). The alluvial layer is composed of coarse well round pebbles, with abundant matrix. Some charcoal fragments conserved in a clay layer give an age of 9970 \pm 40 ^{14}C years BP. The fault has a 60 cm vertical throw, and it cuts the terrace pebbles. These two faults should be secondary faults associated with the Caquiahuaca thrust. So during Holocene, the frontal thrust activity uplifted the San Miguel syncline 15 m via multiples reverse faults.

IV-E- Alluvial fans and hydrographic network reorganization

Together with the study of fluvial terraces, recent deformation can be reconstituted by studying alluvial systems preserved in the footwall of the Caquiahuaca thrust. Two zones show evidence of recent tectonic activity near (1) Ixiamas and (2) between Rurrenabaque and Yucumo (Fig. 3). The piedmont is characterized by two morphologies: the north-western part in the Ixiamas region is gently elevated with respect to south-eastern part in the Rurrenabaque-Yucumo region (Dumont, 1996).

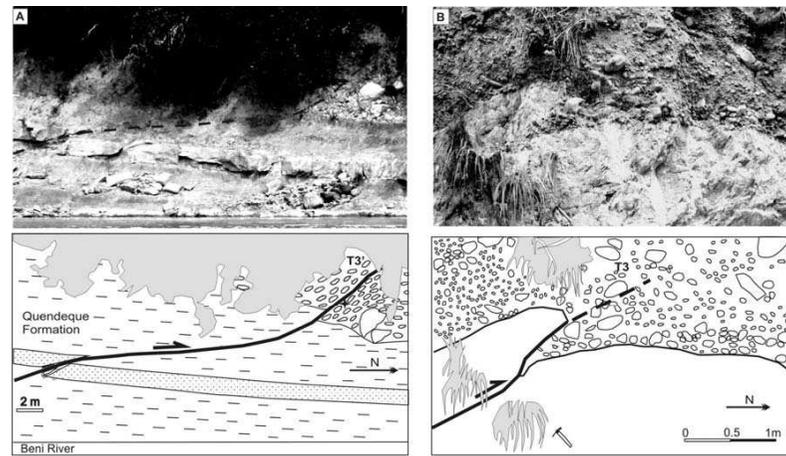


Figure 9: A: Inverse fault affecting tertiary substratum and T3 terrace in the San Miguel syncline. Terrace pebbles are reoriented by fault displacement. Pebble deposit was dated at 3760+/-40 ¹⁴C years BP.

B: San Buenaventura inverse fault. Horizontal displacement is ~1 meter, vertical one is 60 cm. Some terrace pebbles are fractured by fault displacement. Terrace alluvial layer is dated at 9970+/-40 ¹⁴C years BP.

IV-E-1- Ixiamas area

In the Ixiamas area, the Beni plain presents a complex morphology in evidence on the SRTM DEM (Shuttle Radar Topography Mission - Digital Elevation Model). For this DEM, the radar signal can penetrate through the savannah vegetation cover but is blocked by forest canopy. Therefore, relief appears higher with forest cover than savannah vegetation coverage (E, fig.10). A wide bulge can be seen in the DEM and the topographic profile (A and E, Fig. 10). It is the large Pliocene paleo-fan of the Tuichi River (Strub, 2006, chap. III). On this fan, vegetation changes, as a less developed forest or savannah, show radial organisation (C and D, Fig. 10) corresponding to fans morphology. There are two paleo-fans, Unduno paleo fan (UPF) for the Unduno River and Tequeje paleo fan (TPF) for the Tequeje River.

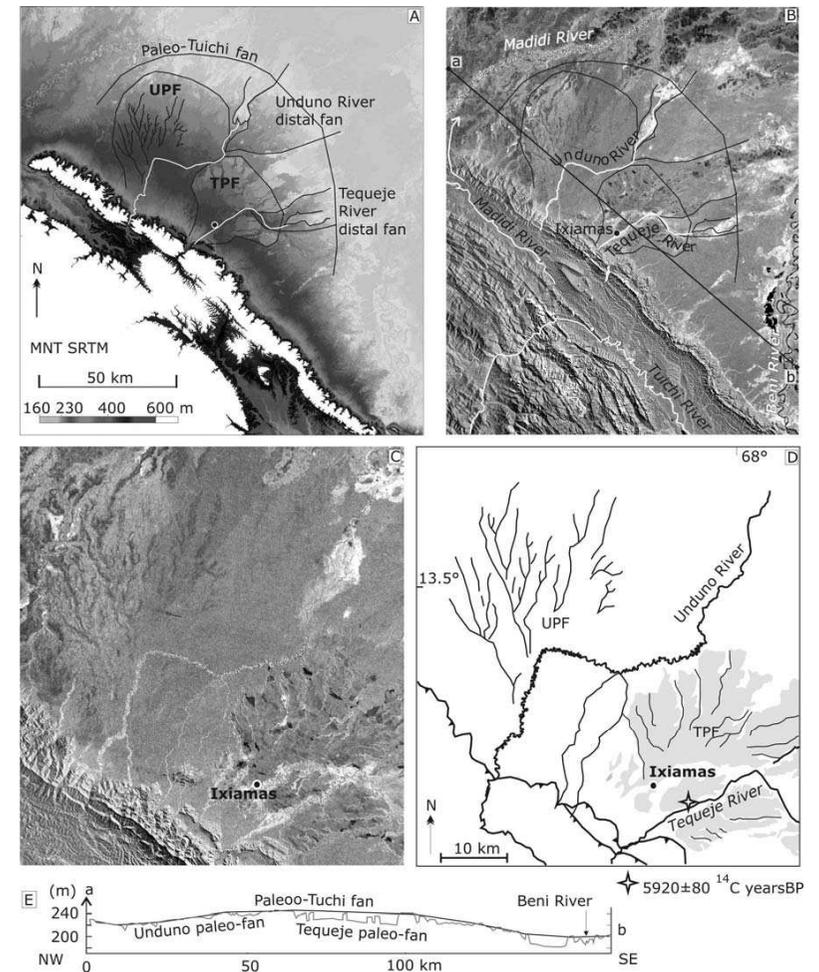


Figure 10: A: SRTM DEM of Ixiamas region, delimitation of alluvial fans : UPF: Unduno Paleo Fan and TPF: Tequeje Paleo Fan; B and C: Landsat image (localised in fig. 1); D: Radial organisation of rivers pattern, white star indicate dated wood fragments location; E: Topographic profile, black line follow canopy surface.

Nowadays, the rivers incise into these paleo-fans on 10 to 20 km of their length, this vertical incision is around 15 m at the fanhead. The present fans of the Tequeje and Unduno rivers are downstream and appear as small topographic bulges (distal fans, Fig. 10). When rivers emerge from the incised reach they deposit delta-shaped lobes. These floodouts reduce density of forest cover (in white-grey on the Landsat images, Fig.10). At first the Unduno and Tequeje rivers developed proximal alluvial fans in the Beni Plain (TPF and UPF). Afterwards, the rivers incised into these fans and formed new ones downstream, marked by a weak topographic bulge that can easily be seen on the DEM (distal fans, Fig. 10).

Near Ixiamas, the TPF sediment accumulation top is 12 m above the present Tequeje River bed. TPF sediments consist of coarse sandstone with abundant clay matrix. Some layers are black, very organic rich with leaves and branch fragments. We dated a wood fragment in a black clay rich level, 5 m apr (Fig. 10). These fragments give a depositional age at 5920 ± 80 ^{14}C years BP (Tab. 1). In the same place, the present day Tequeje River transports pebbles of up to 20 cm in length. The Tequeje River transport capacity has increased since the deposition of the TPF. Downstream propagation of coarse sediments is characteristic of fans accumulated in the foothills of a rising relief (Hérail, 1984).

In the Ixiamas area, several channels are abruptly offset: rivers courses are diverted parallel to the fold and thrust belt (D, Fig. 10). Diverted reaches are aligned parallel to the belt front (Fig. 2). This alignment and the deflections, suggest the presence of a longitudinal small bulge which diverts the rivers. The regional SRTM DEM does not reveal a clear break in slope, but the vertical precision of the DEM is not good enough to identify a relief of 1 or 2 meters. Indeed, the Beni Plain slope does not exceed 10 cm/km, and a relief of 1 or 2 m constitutes an insurmountable barrier for these secondary rivers. The rivers are canalised along this barrier. The proximity of the fold and thrust belt suggests a blind thrust structure under the Beni Plain. It produces a little longitudinal bulge, sufficient to divert secondary rivers.

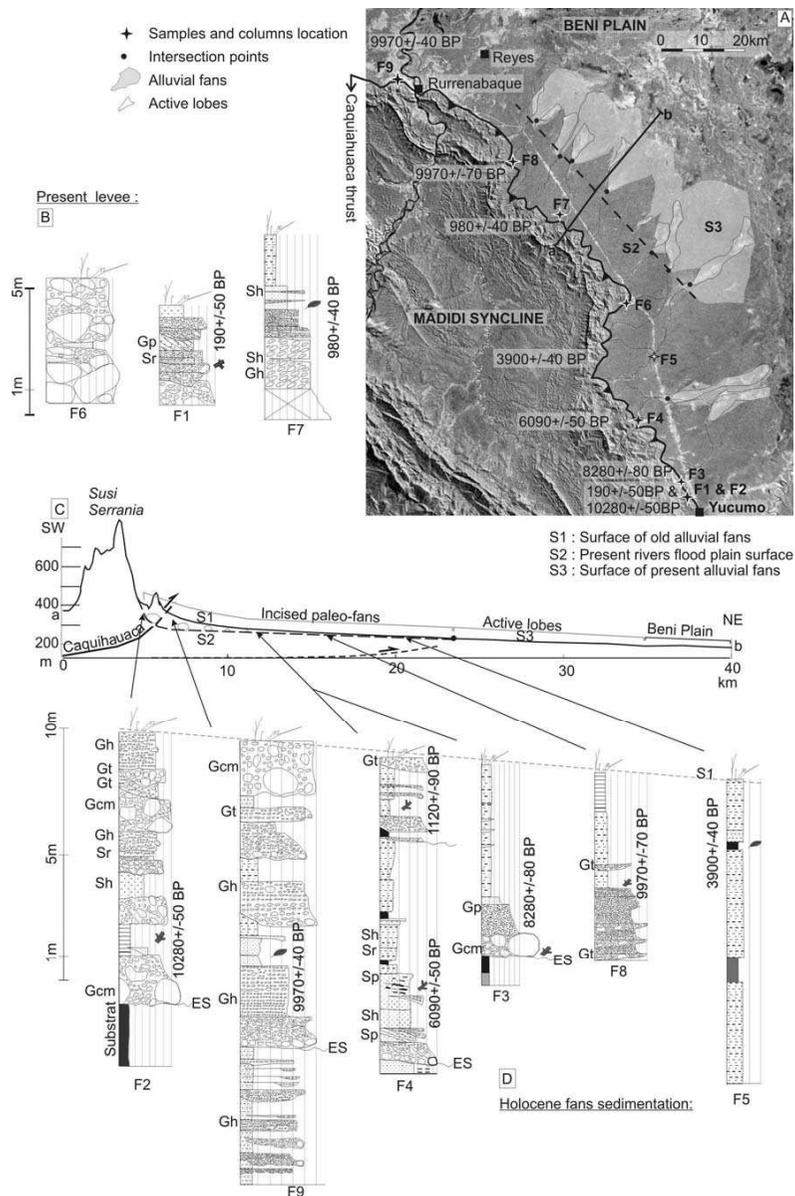
The Ixiamas area fans show three stages of evolution. In the first stage, the paleo-channels of the Tuichi River form a large fan (Paleo-Tuichi fan, Fig. 10). Second, the Caquiahuaca thrust activity develops a relief which canalizes the paleo-Madidi and paleo-Tuichi rivers in the Madidi Syncline. The Unduno and Tequeje rivers form small

proximal superimposed fans on the large paleo-Madidi-Tuichi fan. Finally, the piedmont deformation caused the bending of the Tequeje and Unduno river courses and the whole fan shifted downstream. This latest deformation of the foothills took place during the last 6 000 ^{14}C yr BP.

IV-E-2- Rurrenabaque-Yucumo area

In the vicinity of Rurrenabaque and Yucumo several alluvial fans emanate from a ridge and coalesce to form an extensive alluvial apron (Fig. 11). From the foothill relief to the Beni plain s.s., three topographic levels can be seen (S1, S2 and S3, Fig. 11). The highest surface, S1, is the slight slope surface going down from the foothills to the Beni plain. It extends down from 170 to 0 meter above the present day Beni River flood plain (340 m to 170 m above sea level). This surface represents the top of the oldest alluvial fan surface. The S1 surface is incised ~10 m by the present piedmont rivers. The present river's flood plain surface is the S2 surface, which is 4 to 5 m above the river bed. The surface S3 is a distal superimposed fan surface, downstream of S2 (altitude: 180 to 170 m asl). This surface appears as a bright zone in satellite images because vegetation is less developed (A, Fig. 11).

The S1 surface was formed by alluvial fan accumulation. Just upstream to the frontal Caquiahuaca thrust, alluvial layers (F2 and F9 in Fig. 11) are conglomeratic (Gcm facies with 1.5 m wide blocks). Granulometry decreases rapidly: 20 km downstream only fine sands exist (F5, Fig. 11). Sediment outcrops are 7 to 18 m thick, varying with rivers incision power (D in Fig. 11). Most of sedimentologic columns can be divided into two parts. The upper part is composed of coarse conglomerates (up to 1 m long boulders), sands and clays. The basal part presents thinner sedimentary layers: black clay (F3 columns), medium grained conglomerates (F11 column) or substratum (F2 column). An erosion surface separates these two parts (ES surface, Fig. 11). Some of these alluvial layers contain charcoal or wood fragments which we dated with radiocarbon. At the base of the upper part aggradations took place before 10 000 ^{14}C years BP. The top was formed ~10 000 to ~1 000 ^{14}C years BP.



Fan head entrenchment occurred up until the present time and the rivers aggrade anew, depositing the S3 superimposed on the alluvial fans. The present major beds and flood plains constitute the S2 surface, 4 to 5 m above the present river beds (F1, F7 and F9, Fig. 11). During last 10 000 years the Caquiahuaca thrust fan foothills experienced external forcing which provoked fan head entrenchment and perfect alignment of intersection points parallel to the belt. This could be the result of frontal thrust tectonic activity, which is confirmed by the presence of a reverse fault affecting Holocene sediments (Fig. 6).

IV-F- Discussion and conclusion

IV-F-1- Subandean terraces

A river terrace may develop from internally complex response of an incising river, adjusting to long-term tectonic uplift, short-term climatic change, or even a single event such as a large flood. If climate changes are driving forces it would be validated by:

- 1- Regional distribution for the terrace levels of the same age,
- 2- Correlation between terrace ages and climatic changes in the region.

In our study area one has to be aware of the influence of local base level change in relation with the subsiding Beni plain, and not being associated with eustatic sea level changes. Here, base level changes resulted from the forward propagation of the thrust faults in the subandean orogenic wedge. If tectonics is the main cause, we have to observe:

- 3- Variation of altitude of river terraces along the studied region,
- 4- Tilting of terraces,
- 5- Tectonic activity evidenced by faults.

←←←Figure 11: A: Subandean piedmont and proximal Beni Plain South East to Rurrenabaque. Active fan are coloured in grey. Black points show the location of distal fan intersection points. Stars: localisation of dated alluvial deposits.

B: Sedimentary columns of major rivers bed alluvium.

C: Piedmont topographic profile and main topographic surfaces.

D: Sedimentary columns of rivers alluvium forming S2 surface.¹⁴C dating (years BP non cal.).

T3 terrace is present in the entire studied region: in the interandean, the external subandean zones, and the foothills, this lower terrace aggradation period was dated at 11-12 cal ka BP for either primary or secondary rivers (Tab.1 and fig. 5). We can assume that climate control this period of lateral aggradation. If regional major climate changes are the only force controlling aggradations during early Holocene, terrace accumulations would be present in other Amazonian and Andean zones (Table 2). There are numerous aggradation periods referenced in the entire Amazonian basin but a regional aggradation event around 11-12 cal ka BP can not be evidenced among the different regions. To know in what extend climates variations are linked with lateral aggradation in the subandean zone we compared aggradation period with climate changes periods (Tab. 3).

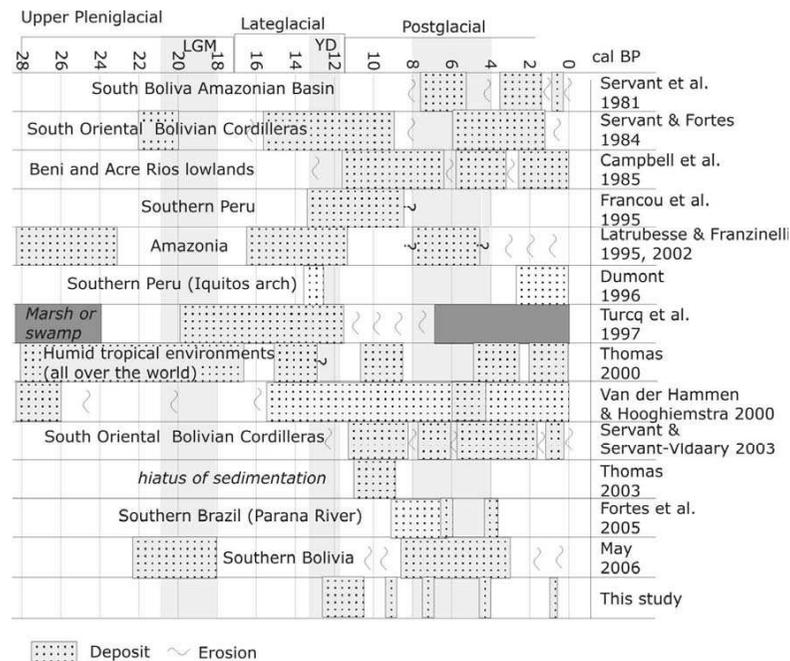
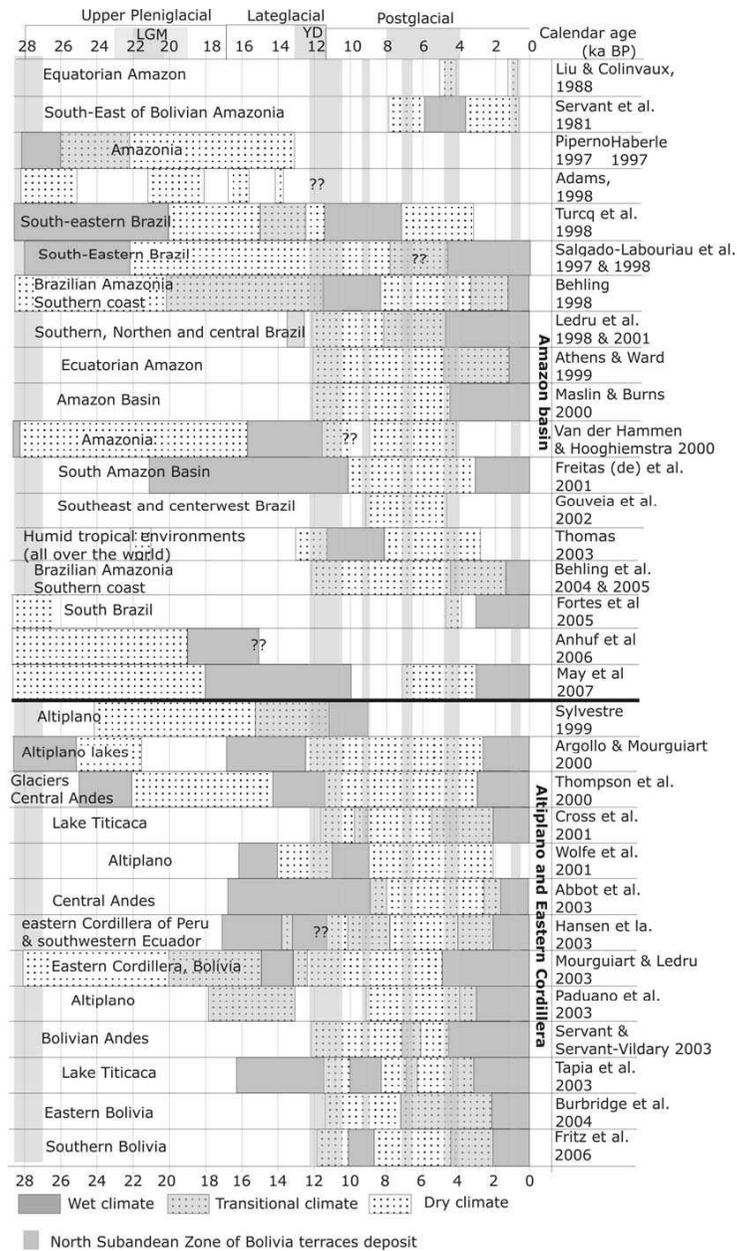


Table 2: Summary table of deposition and incision periods during Holocene in the southern Amazon basin.

The subandean aggradation period is contemporaneous with the European Younger Dryas event, 13 to 11.5 cal ka BP also present in the Andes (Clapperton, 1995; Francou et al., 1995; Osborn et al., 1995; Peteet, 1995; Rodbell and Seltzer, 2000). During this period, glaciers advanced and retreated rapidly in the Eastern Cordillera (Argollo and Mourguiart, 1995; Franco et al., 1995; Servant et al., 1995; Rodbell and Seltzer, 2000; Thompson et al., 2000). The climate was dry between 11 000 to 10 000 ¹⁴C years BP as in Amazonia, because water flow in the Amazon basin decreased by 60% (Maslin and Burns, 2000), but also in the Altiplano and the Eastern Cordillera (Table 2). Numerous charcoal fragments dated at 15000-12500 cal yrs Bp could correspond to numerous forest fires occurring in this Amazonian region related to a dry vegetation type (Salgado-Labourio et al., 1998). These data indicate that T3 terrace sediment fills accumulation, dated at 10500- 9600 ¹⁴C years BP (Tab. 1), should correspond with the Younger Dryas glacier retreat and a dry climate.

During the first half part of the Holocene (~10 000 to ~4 000 years BP) indicators of a dry climate are present in the Altiplano, Eastern Cordillera and the Amazonian Plain (Tab. 3). In the Santa Cruz region (plain of central Bolivian foredeep region), forest cover decreased and disappeared between 7 000 and 5 000 ¹⁴C years BP (Servant et al., 1981; Servant and Servant-Vildary, 2003). Savannah replaced tropical forests (Mourguiart and Ledru, 2003). This vegetation change also occurred in South West of Brazilian Amazonia (Gouveia et al., 2002). Between 7 000 and 4 000 BP, climate was similar to present conditions, with important inversion events like El Niño, and long dry periods and without frontal winter precipitations. Recurrence of an El Niño phenomenon in the area, during this period, suggests that sedimentation in the Beni Plain was related to massive seasonal floods (Campbell et al., 1985; Martin et al., 1995). It appears that the T3 terrace layer deposits also occurred during the middle Holocene (from 8 300 to 3 800 ¹⁴C years BP) during a regional dry climate and with phases of important flooding.

Precipitation increased around 3 500 ¹⁴C years BP in the Eastern Cordillera, and at the same time the tropical forest cover also increases in Amazonian (Thompson et al., 1998; Abbott et al., 2000; de Freitas et al., 2001; Mourguiart and Ledru, 2003). Humidity provoked the return of forest cover, which protects soils from erosion and decreases river sediment load. Rivers are then more able to incise, which could explain the T3 terrace dissection.



The relation between climate changes and sediment flux varies with the type of tropical conditions. In the wet tropics, during a dry phase, an increased seasonality of discharges combined with reduced plant cover led to important valley flank incision coupled with minor water flow, so sediment delivered increase and important sedimentary load with develop braided channel systems and alluvial fans (Langbein and Schumm, 1958; Turcq et al., 1997, Hooke, 2000, Coque, 2002). During a wet phase, high discharge caused erosion of valley fill or, allowed expansion of marshy environments because of the high water table (Turcq et al., 1997). If it can appear a morphologic response to climate changes, this relation can not strictly be define strictly by wet/humid and cold/hot data. Many other climatic variables control aggradation and strath terrace development, such as temperature variations, windyness, frost, length of growing seasons and variation in magnitude and frequency of rainfall events (Bull, 1991, Turcq et al., 1997). Dry climate during the early and medium Holocene is in great agreement with lateral aggradation in the entire studied region. Wet climate at the end of the Holocene corresponds to the incision of the rivers. Climate changes control periods of lateral aggradation or incision dynamic in the north subandean zone of Bolivia.

Nevertheless, we can not exclude tectonic activity in the organisation of staircase aggradationnal terraces. Indeed, during the last 10000 yrs the tectonic activity is documented by reverse faults affecting Holocene alluvial layers (Fig. 9). Furthermore, when the river slope increase by faulting the channels tend to adjust laterally; but if steepening of the river is too abrupt or too large in magnitude, the channel tend to incise (Schumm et al., 1987). Indeed rates of rock uplift control the strath terrace altitude.

The strath terrace altitude for T3 and T3' is identical. So, the Beni River did not at least incise between 10140-11400 and 3980-4250 cal yrs BP. These terraces are only ~10 km from the Beni plain; witch is the regional base level. So, during the first part of the Holocene, the Beni River reached the base level in the San Miguel syncline. Substrate incision since 3980-4250 cal yrs BP corresponds to the uplift of the centre of the San Miguel syncline, at a rate about 3.5 to 3.8 mm.yr⁻¹.

←←← Table 3: Summary table of mean climatic characteristic during upper Holocene. PM: Pleniglacial, LGM: Late Glacial Maximum, LG: Late Glacial, YD: Younger Dryas.

In the Madidi syncline, rivers incise in the very soft Tutumo or Charqui formation; indeed, base level should be reached as well in the Madidi syncline during the T3 terrace formation. Terminal Holocene vertical incision on this syncline was ~ 1mm/yr and derived by tectonics.

The elevation of the terrace tops, and the vertical incision varies along the interandean zone and the subandean zones (Fig. 5). Usually the deepest river valleys may be observed in the middle reaches of transverse valleys. The upper reaches are usually not rejuvenated because river size is smaller and rejuvenation of the hydrographic network progresses upstream; the upper valley may not record the down cutting response to recent tectonic uplift. The differential tectonic movements in the valleys running through the uplifting zones and subsiding basins created a varying response in the development of terraces (Starkel, 2003). Absence of vertical incision in the interandean zone is quite common. The greatest vertical incision is found on the very lower course of the valley (San Miguel Syncline), which indicates uplift in this section.

Elevation of terraces varies along the external subandean zone. In the Madidi syncline T3 is 10 m, in the San Miguel syncline it is 24m, and in the front is 22 m. This difference argues for tectonic uplift involving dissection of the terraces after 4000 ¹⁴Cyrs BP.

The deformation and uplift appear higher along the more external thrusting structures (i.e., the Caquiahuaca thrust) and lower in the synclines of internal parts (Fig. 11). This indicates that the Caquiahuaca thrust has been active during the last millenniums. The two minor reverse faults document this activity which occurred after 3760 ¹⁴C years BP. As a result, San Miguel syncline center rose 15 m and T3 terraces have been incised. The effect of uplift seems evident only during climatically controlled phases of reduced sediment supply.

IV-F-2- Foothills alluvial fans

Fans morphology should give also information about climate changes and tectonics. Several generations of alluvial fans are observed in the subandean foothills (Fig. 10 and 11). The first fan generation born from the inherited relief of the million years old

Caquiahuaca fold and thrust belt (Herzoza, 2004). Their inner part is incised; fan head entrenchment could indicate an important decrease in sediment supply, base level fall and/or internal threshold evolution of the fans. As a result, all active lobes on to the Beni Plain occur as coalescent superimposed fans (Fig. 10 and 11), in the vicinity of Rurrenabaque and Yucumo cities, new intersection points are meticulously aligned, parallel to the Caquiahuaca thrust (Fig. 11), in the Ixiamas area three streams are bent around 90° by a small topographic bulge, exactly aligned parallel to the Caquiahuaca thrust (Fig. 10).

All fanhead are incised by streams, it can be drive by fan auto-cycle (entrenchment and backfilling successively). A fan may grow until it exceeds some threshold slope that causes trenching to occur. Furthermore, the progradation of active depositional lobes outward from a progressive lengthening incised channel could result from drainage basin enlargement through time (Blair and McPherson, 1994). External factors, such as climatic change and tectonics operate within, but do not control the most fundamental cyclic growth pattern of alluvial fans. Therefore, it is not surprising that the alluvial fans studied show contrasting ages for the fan head entrenching. For example, in the Rurrenabaque-Yucumo area, younger sediments of S1 have the same age as older sediments of S2, ~1 000 ¹⁴C years (Fig. 11). Interactions between these three processes cause a complex sedimentary signal.

One or more climate changes may produce sufficient water and sediment discharge to initiate fan aggradation (Steel et al., 1977, Ritter, 1991). Climate changes would induce changes in stream regimen and vegetation density of the source area sufficient to affect sediment supply. Such a geomorphic response would necessarily be widespread and characterized by synchronous periods of aggradation and entrenchment for all fans in a region. Sediment accumulation occurred between 12 and 4 ka cal. BP (fig. 10 and 11), during the dry mid-Holocene period. Vertical incision occurred during the wet period, after 4 ka or 1ka. So accumulation and dissection is concordant with climate changes. Periods of aggradation and entrenchment are synchronous between fans, the timing of which could be climatically influenced by changes in water and sediments discharge.

Tectonics may episodically create an environment suitable for alluvial fan deposition by creating relief and accommodation space. If the rate of channel down cutting at the

mountain front exceeds the rate of uplift of the mountain mass; the fan head becomes entrenched and the locus of deposition moves downslope from the fan apex (Lecce, 1990). The accelerated uplift creates more accommodation space near the fan head which subsequently traps sediments as they emerge from hinterland streams. In contrast, slowing of the rate of relative uplift will decrease the rate at which accommodation space is created near the fan head, so that streams will tend to entrench the fan head, sediments will bypass the upper fan, and deposition will occur on the lower reaches of the fan (Burbank and Anderson, 2001). Tectonic activity also could increase the slope of the fan, beyond its threshold value and initiate trenching (Schumm et al., 1987).

Strong evidences for the movement along this mountain front after the deposition of the alluvial fan are:

- The presence of uplifted gravels at the fan head on the overlying hanging wall (Fig. 11) and at the fan head of Beni River (Fig. 5).
- The presence of the faulted terrace (B, Fig. 9).
- The presence of the bended rivers in the Ixiamas plain (Fig. 10)
- Evidences of active tectonic on the catchments (San Miguel syncline) since 4000 yrs ¹⁴C BP.

Displacement along the Caquiahuaca thrust probably uplifts the fan head and initiates incision of the gravel bed by the rivers in the proximal part. Due to the incision at the fan head, the depocentre of the fans migrated downstream, thus resulting in the development of younger lobes downstream. Also, incision by the rivers could be due to a tilt provoked by a movement along a blind thrust (Singh and Tandoon, 2007). The presence of this blind thrust is evidenced in the Ixiamas area by the alignment of the bended rivers; and it could explain the alignment of the distal fans intersection points in the Rurrenabaque-Yucumo area.

Uniformity of entrenchment and alignment of distal fans argue for the predominant influence of an external process such as tectonic and/or climate change in the piedmont fans morphology. Therefore, an external stress could have caused fan head entrenchment around 4 000 to 1 000 ¹⁴C years BP. There is a great uncertainty because of the internal processes of aggradations in the fan system which can suppress or enhance fan head entrenchment. After fan head entrenchment the rivers

aggradated anew and deposited the S3 superimposed alluvial fans. The major beds and flood plains constitute the S2 surface, 4 to 5 m above the present river beds (F1, F7 and F9, Fig. 8).

During last 10 000 years the Caquiahuaca thrust fan foothills experienced external forcing which provoked generalised fan head entrenchment and perfect alignment of intersection points parallel to the belt. This could be the result of frontal thrust tectonic activity, which is confirmed by the presence of a reverse fault affecting Holocene sediments (Fig. 9). To 6000 yrs ¹⁴C BP Ixiamas fans are active, the stream power is low, sediment load is sand size, so the stream gradient is lower than today (gravel size sediment load). After 4000 yrs ¹⁴C BP the fan head was incised and the depocenter shifted toward the distal part of the fan, a terrace was formed. Rivers course are systematically deflected to the South East by a blind thrust in the Beni Plain. This indicates that the foothills and the nearest Beni Plain uplift could be related to a structure parallel to the Caquiahuaca thrust, possibly a blind thrust, and that the fold and thrust deformation is propagating to the Beni plain by activity of this blind thrust.

IV-F-3- Conclusions

Regional evolution can be summarized since 12000 cal yrs BP. At this time climate was relatively dry. The river deposited sediment in the entire region: interandean and subandean zone and, in the frontal piedmont where they formed alluvial fans. Climate changed to wetter around 4000 cal yrs BP resulting in a change in river dynamics, which were more able to incise into the previously deposited conglomeratic layers. After ~4000 cal yrs BP, tectonics has been active in the front of the subandean zone. On the one hand fault activity uplifted the San Miguel syncline ~15 m. On the other hand the piedmont was also uplifted by the propagation of a blind thrust into the Beni plain foreland. The frontal faults are active since 4000 years and the present deformation of the north subandean zone of Bolivia is also localised eastward, in the outer part, and it is propagating to the Beni Plain by blind thrust activity.

Acknowledgement: This study was funded by IRD, HYBAM project and Université Paul Sabatier (France). We thank Jaime Argollo, Marcelo Claire, Abdul Castillo and Ricardo Molinedo for field work. We are grateful to Madidi and Pilon Lajas national parks.

V- MORPHOLOGIE FLUVIALE DANS LA PLAINE DU BENI

Où l'on voit que les cours d'eau de la plaine du Beni sont déviés par une série de bombements, alignés sur le bourrelet périphérique.

V-A-La zone de dépôt-centre du bassin	134
V-B Le bourrelet périphérique.....	140
V-B-1- Déviations et captures	140
V-B-2- sinuosité	145
V-B-3- Mouvements récents du bourrelet périphérique	147
V-B-4- Géométrie du bourrelet	151

Après avoir traversé la zone subandine, le Río Beni méandre sur 500 km dans la vaste plaine amazonienne pour rejoindre le Río Madre de Dios à Riberalta (Fig. V- 1). La plaine du Beni s'étend sur 50.000 km² dans la plaine Amazonienne. C'est une zone très plate dont la pente moyenne est de l'ordre de 5 cm/km (MNT, Fig. V- 3). Cette région est essentiellement recouverte par des savanes et des marécages. Le Río Beni y est alimenté par des ruisseaux (arroyos) prenant naissance dans la plaine même. Parmi les affluents, seul le Río Madidi prend sa source dans la zone subandine (Fig. V- 3).

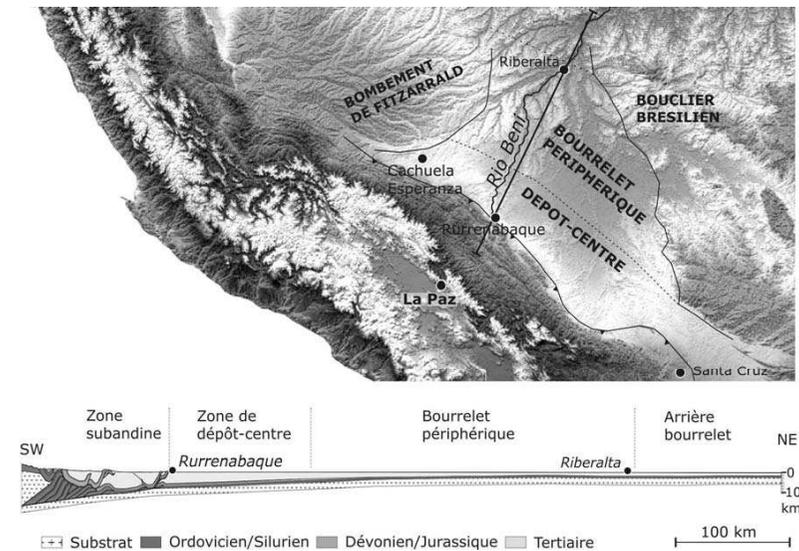


Figure V- 1 : Localisation des différentes zones de dépôt dans le bassin Madre de Dios-Beni (modifié de Roddaz et al., 2005).

Malgré la planéité extrême de la plaine, nous pouvons tout de même distinguer les domaines morphologiques et tectoniques typiques des bassins d'avant pays: la zone de dépôt centre du bassin (foredeep), le bourrelet périphérique (forebulge) et, en aval du bourrelet, l'arrière bourrelet (Fig. V- 1) (Horton et DeCelles, 1997; Aalto et al., 2002; Aalto R., 2002; Roddaz, 2004; Roddaz et al., 2005a).

Du fait de la présence du bombement de Fitzcarrald, la plaine du Beni est dissymétrique (Fig. V- 1). Le vaste cône alluvial du Río Beni se situe à l'est du lit actuel (Fig. 3). On peut y observer la trace d'avulsions successives selon un balayage anti-horaire du fleuve (Allenby, 1988; Dumont, 1996). Sur le piedmont se distribue une série de petits cônes alluviaux (cf. chapitres III et IV). A l'ouest du Río Beni la plaine est plus élevée avec une pente douce d'ouest en est. Au niveau du piedmont les cônes actuels sont emboîtés sur l'aval des cônes anciens et ces derniers forment des bombements topographiques, absents à l'est du Río Beni (chapitre III et IV).

V-A- La zone de dépôt centre du bassin

Dans la zone de dépôt centre, 7 km de sédiments tertiaires et quaternaire recouvrent le socle du bouclier brésilien (Watts et al., 1995). Le Río Beni accumule plus de 96 000 tonnes de sédiments par an dans la plaine d'inondation (Guyot, 1992; Aalto et al., 2002). Le dépôt le plus important se produit entre Rurrenabaque et Puerto Cabinas, c'est-à-dire dans le bassin dépôt centre (Fig. V-1 et 3). Au niveau du bourrelet périphérique le dépôt est pratiquement nul, et il est faible au niveau de l'arrière bourrelet (Aalto R., 2002). Il s'agirait d'un bassin d'avant pays associé à une charge prépondérante de la cordillère : la zone de dépôt fluviale se situe à proximité du front orogénique alors que le bourrelet périphérique est très légèrement soumis à l'érosion (Catuneanu, 2004).

Pour avoir un aperçu de l'évolution granulométrique des barres de galets du Río Beni actuel nous avons mesuré, systématiquement, le petit et le grand diamètre de tous les galets de diamètre >0,5cm dans un carré de 1m de côté dans lequel se trouvait le plus gros galet de chaque barre. La barre de galets la plus aval n'est visible qu'en basses eaux, au centre du lit mineur (Fig. V- 2). Les sédiments grossiers apportés par le Río Beni (diamètre supérieur à 2 mm) se déposent dans les 15 km qui suivent le front de chevauchement. La moyenne du diamètre des galets diminue irrégulièrement sur 30 km le long du Río Beni (15 km en ligne droite). Cette diminution rapide de la granulométrie et le fait que le Río Beni produise un cône alluvial très plat, malgré un bassin versant vaste et escarpé, indique que la subsidence est en équilibre avec l'apport sédimentaire dans la zone de dépôt centre.

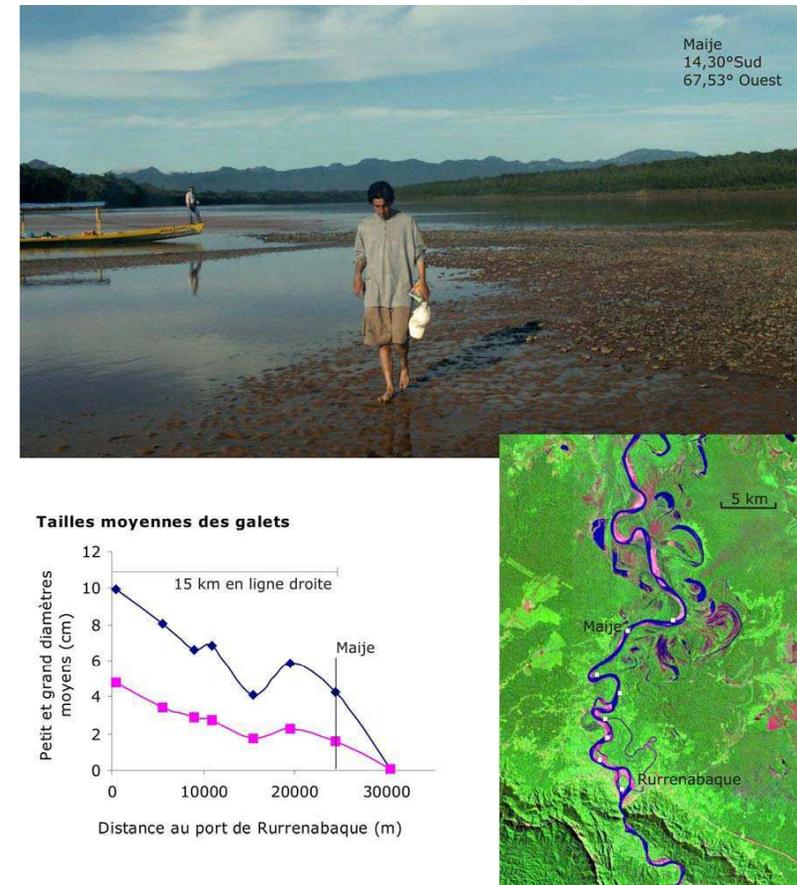
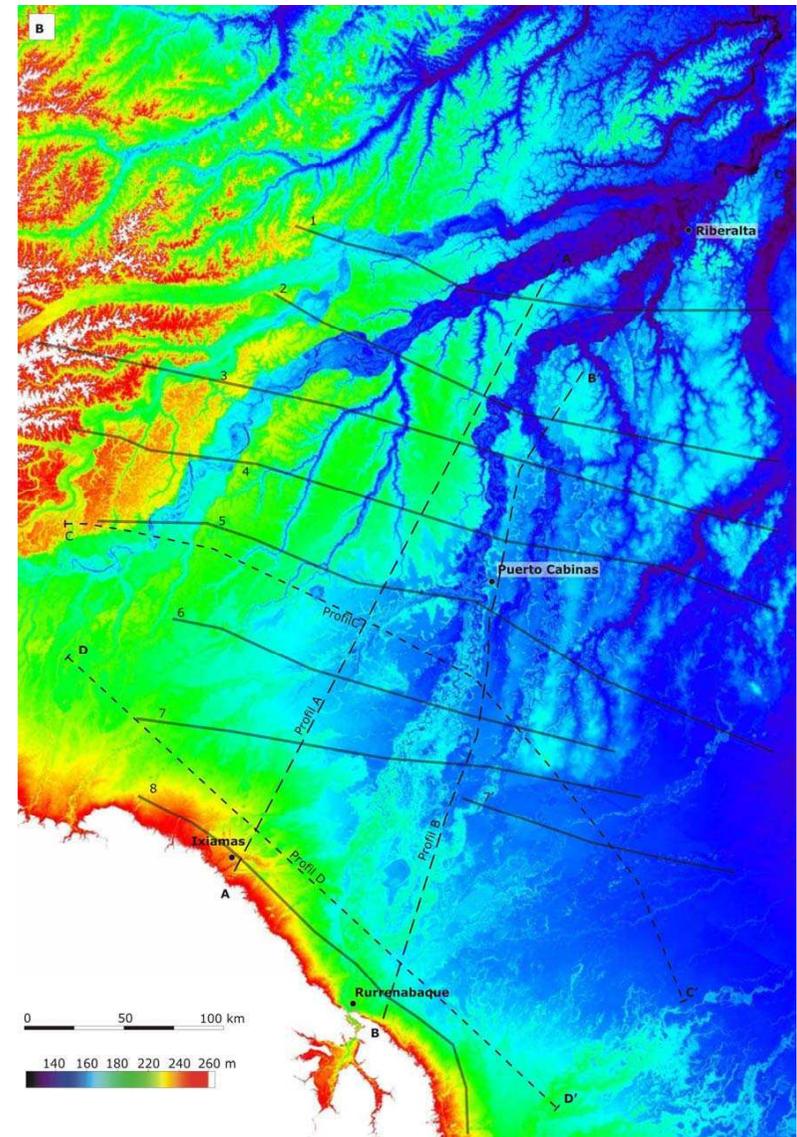
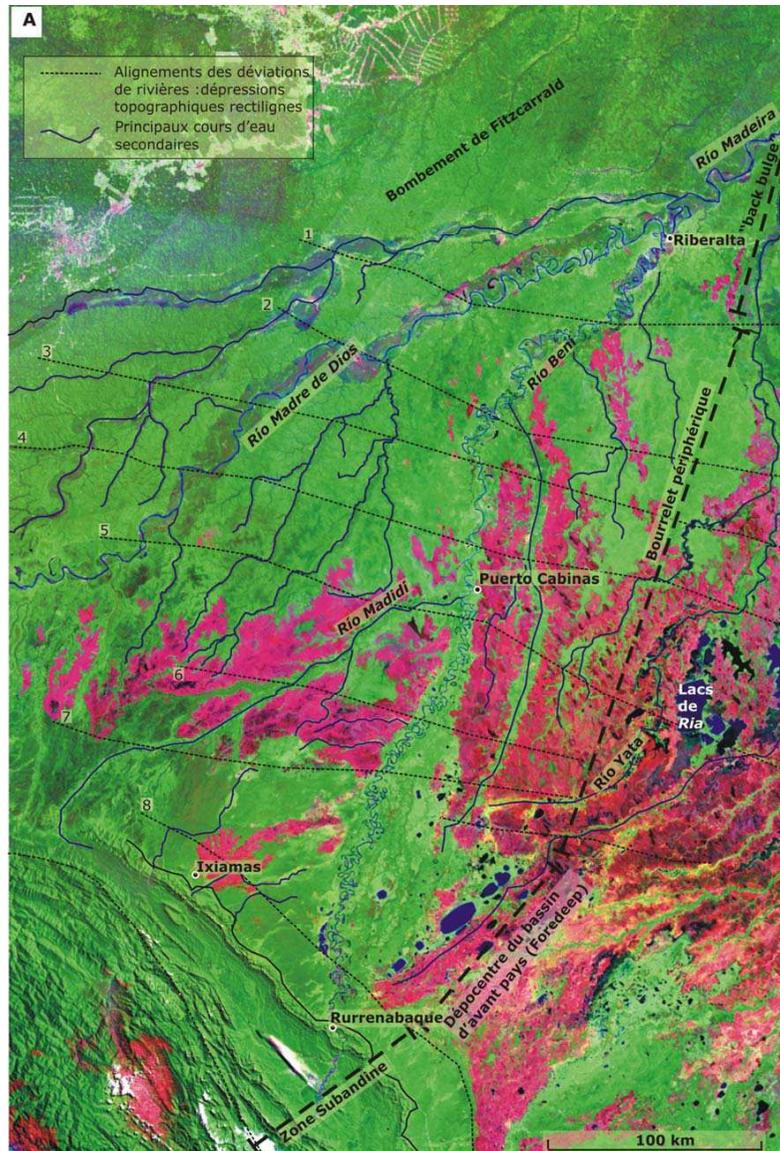


Figure V- 2 : Gonzalo Astorga sur la dernière barre de galets du Río Beni, lieu dit Maije. Diagramme granulométrique des barres de méandre (grains de diamètre >0,5 cm mesurés dans 1 m² contenant le plus gros galet de la barre). Localisation des mesures granulométrique le long du Río Beni.



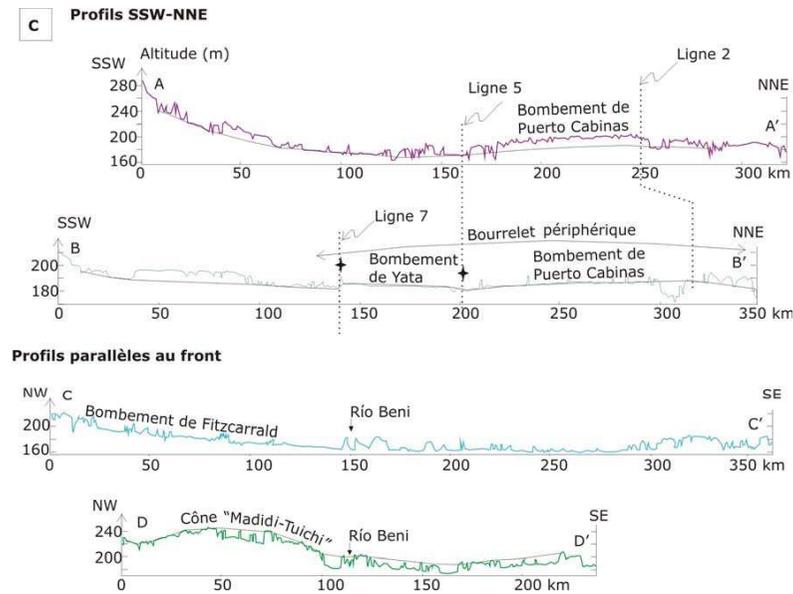


Figure V- 3 :

A : Image Landsat de la plaine du Beni et de Madre de Dios. Les lignes pointillées 1 à 8 soulignent des structures sub-parallèles à l'orogène.

B : MNT SRTM à 90m de la région. On y retrouve les lignes 1 à 8 de l'image A et le tracé des profils topographiques en pointillés.

C : Profils topographiques réalisés sur le MNT SRTM à 90m et matérialisés par les lignes pointillées sur l'image B. Ces profils passent à la surface de la végétation. Les ondes radars passent dans la savane mais sont arrêtées sur la canopée.

Le Río Beni est de type méandrique (Fig. V- 4). La majorité de l'accumulation sédimentaire se produit par épandage à partir de ruptures de levées (*crevasse splay*) dans le bassin dépôt centre. L'accumulation y serait de l'ordre de 2 à 5 cm/an pour des distances au lit de 500 m et 2.5 km (Aalto R., 2002). Les inondations annuelles ont lieu quand le débit atteint $6.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ce débit est dépassé tous les ans pour atteindre $12.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Guyot, 1992). Les inondations majeures semblent bien corrélées avec les événements ENSO majeurs (Aalto R. et al., 2003).

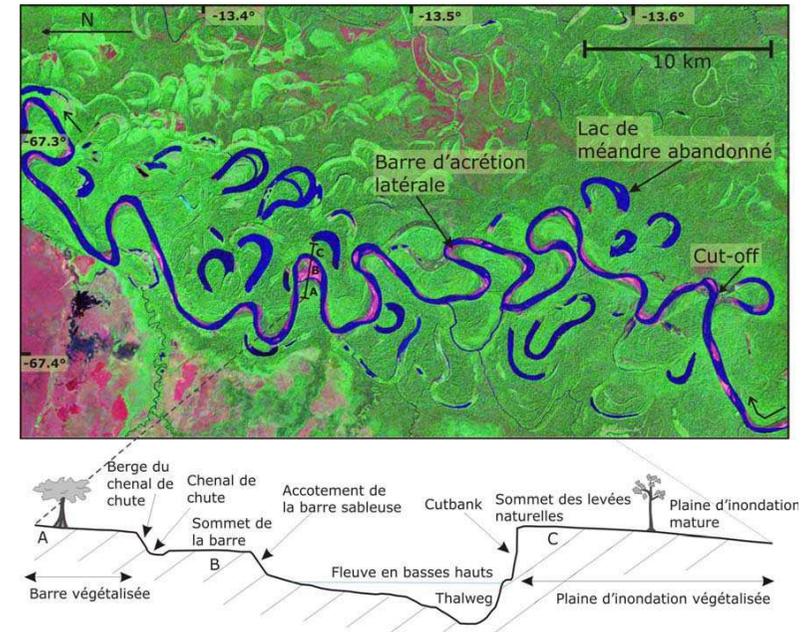


Figure V- 4 : Exemple de la morphologie de la plaine du Beni dans la zone de dépôt centre et profil montrant les unités morphologiques de part et d'autre du lit du Beni (Aalto R., 2002). La rivière dépose sur les unités A et B alors qu'elle érode vers l'unité C.

La zone de dépôt centre se caractérise également par la présence des lagunes alignées pouvant atteindre 160 km^2 pour une profondeur de 1,5 mètre seulement (Fig. V- 3) (Allenby, 1988; Dumont, 1996; Gautier et al., Soumis). L'origine de ces lagunes reste controversée, elles seraient dues à la présence d'accident au niveau du socle ou à un aménagement de la part des populations locales précolombiennes (REF). À une dizaine de kilomètre du front de la zone subandine, une série de déviations du cours de certaines rivières nous indique que la déformation commence à se propager dans la plaine du Beni (ligne 8 sur fig. V-3 et chapitre IV).

V-B Le bourrelet périphérique

Le bourrelet périphérique se marque topographiquement par un relief de quelques mètres visible sur les profils topographiques faits à partir du MNT SRTM (90 m de résolution horizontale) (profils A et B, fig. V- 3). Le bourrelet périphérique présente également des caractères géomorphologiques particuliers : des déviations et captures des rivières ainsi que des changements de la sinuosité. Nous verrons que ces variations sont alignées suivant des axes sub-parallèles au front de chevauchement (ligne 1 à 7, Fig. V- 3).

V-B-1- Déviations et captures

Dans la plaine du Beni, les pentes sont très faibles (de l'ordre de 5cm/km), seules les déviations et captures de rivières permettent de déceler l'effet des déformations du substratum sur la dynamique des cours d'eau. Ces déviations sont dues, soit à l'activité de structures sous-jacentes, soit à la dynamique de la sédimentation et à l'évolution topographique qui en découle.

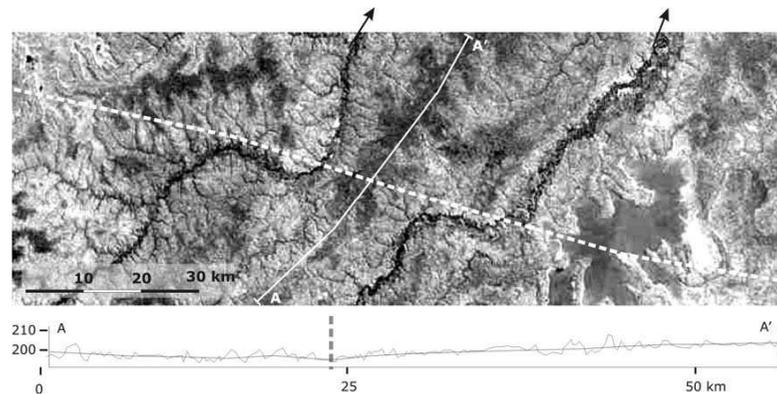


Figure V-5 : Détail de l'image Landsat TM de la plaine du Beni et profil topographique : exemple de déviation de cours d'eau par la formation d'un relief de quelques mètres. Les cours d'eau longent le relief pendant une vingtaine de kilomètres, le long de la ligne pointillée ; puis coulent à nouveau selon la pente régionale.

Sur les images satellites Landsat TM (résolution 28 m) apparaissent de nombreuses déviations de rivières : les cours d'eau changent brutalement de direction d'écoulement

(Fig. V-3 et 6). Les déviations se produisent systématiquement vers l'est. Cette orientation est due à la présence du bombement de Fitzcarrald qui induit une pente régionale vers le nord-est (profil CC', Fig. V- 3).

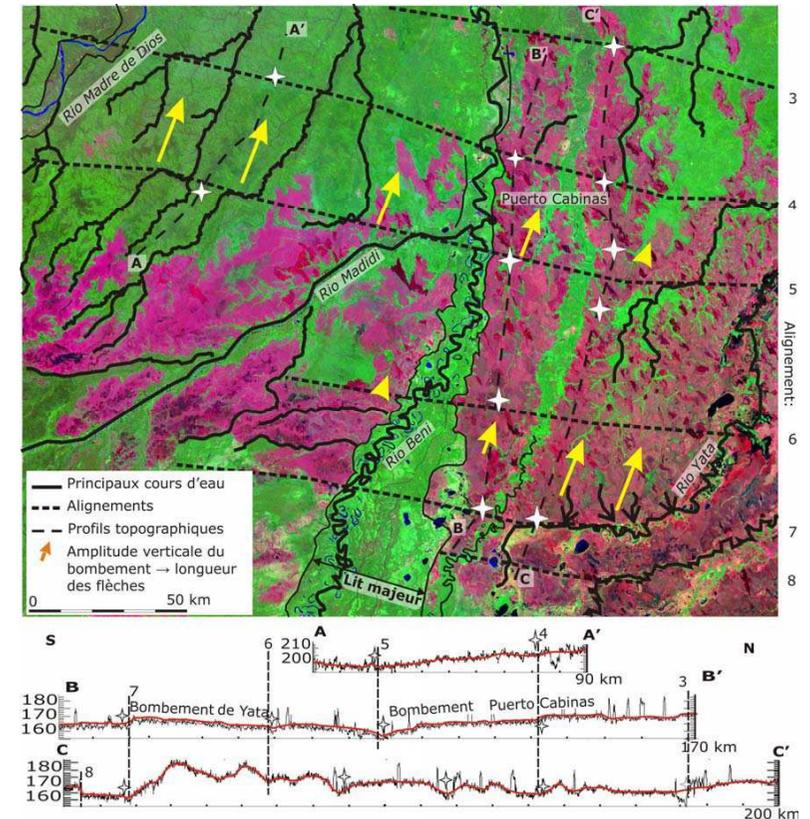


Figure V-6 : région de Puerto Cabilas (Fig. V-3). Lignes noires pointillées : structures rectilignes 7 à 3 définies par les déviations brutales des cours d'eau et les dépressions topographiques. Les profils topographiques AA', BB' et CC' sont extraits du MNT SRTM à 90m. Les arbres produisent de fortes variations dont la moyenne est représentée par les lignes rouges. La longueur des flèches jaunes matérialise l'amplitude verticale des bombements.

Les profils topographiques faits à partir des MNT SRTM de la région montrent que les déviations sont situées au pied de bombements mineurs au sein de la zone de bourrelet périphérique (Fig. V-6). Ces bombements forment de petites barrières que les cours d'eau longent pendant quelques kilomètres avant de les traverser pour reprendre la pente régionale. Il est difficile de définir si le réseau est antérieur ou non à ces "cluses" car nous n'observons pas la trace d'un réseau antérieur à la déviation. Les "cluses" et les rivières déviées définissent des linéations qui sont toujours alignées suivant la direction ESE-WNW, parallèlement à la Cordillère péruvienne (lignes 1 à 7, fig. V- 3).

Les déviations et les profils topographiques montrent que le bourrelet périphérique se décompose en deux bombements majeurs, celui de Puerto Cabinas et celui de Yata (profil BB', fig. V- 3 et fig. V-7). Le Bombement de Yata commence au niveau de la ligne de déviation 7, celui de Puerto Cabinas au niveau de la ligne 5. L'escarpement qui borde le flanc sud du bombement de Yata indique qu'il a été progressivement tronqué par érosion latérale lors des avulsions du Río Beni (profil B et C, fig. V- 6)

L'amplitude verticale maximale du bombement Puerto Cabinas est de l'ordre de 10m de hauteur. La pente régionale de la surface de la plaine est inversée par ce bombement, elle est alors de l'ordre de 0.01° vers le nord. Le maximum d'amplitude du bombement de Puerto Cabinas se situe au niveau de la ligne 2, lieu des principales convergences de rivières (Fig. V- 3). Il semble se terminer légèrement au sud de la ville de Riberalta, ligne 1 (profil C, fig. V- 3). L'ensemble du bourrelet périphérique, composé des deux bombements, a une largeur de 250 km environ.

La topographie des bombements est très irrégulière. Mais il apparaît que les alignements de déviations de rivières correspondent exactement aux ruptures de pentes sur les bombements (Fig. V- 6). Il y a donc une relation directe entre la morphologie du bombement et ces structures linéaires qui dévient les cours d'eau.

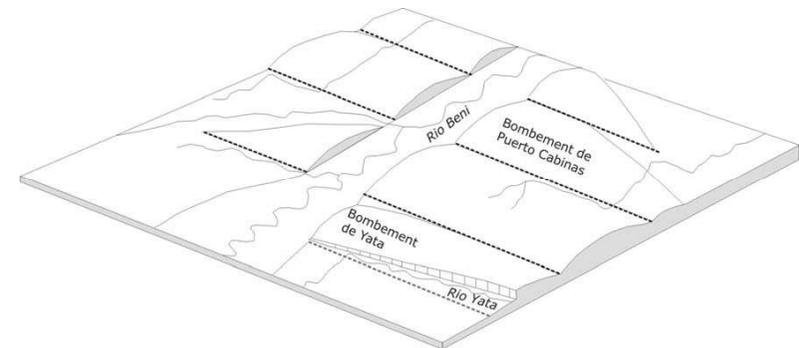


Figure V-7: Schéma de la décomposition du bourrelet périphérique en plusieurs bombements. Les lignes pointillées correspondent aux alignements de la figure V-6.

La présence du bourrelet périphérique et son soulèvement se marquent également par la formation et la préservation de sols de natures différentes. Au sud, entre le Río Yata et Rurrenabaque, la surface de la plaine est occupée par des sols sablo-limoneux beiges pulvérulents : ce sont des sols jeunes développés dans les sédiments de la plaine d'inondation de la zone de dépôt centre (Photo V-1). Au contraire, sur le haut du bourrelet, à Puerto Cabinas, la surface de la plaine est située à 10 mètres au dessus du lit du Beni, elle y est couverte par un sol rouge, fersialitique, contenant un épais niveau pisolitique (Photo V-2). Dans la zone de dépôt centre, de nouveaux sédiments sont fréquemment apportés par les inondations et le sol est donc peu altéré. Au niveau du bourrelet il n'y a pas d'apport de nouveaux sédiments, la météorisation induit une évolution pédologique marquée par lessivage et l'oxydation des sols. Le développement d'une cuirasse en profondeur rend ces sols imperméables. Ces zones de savane et de marécages restes inondées par des eaux de pluies pendant la période humide (octobre à avril). Par contre elles sont beaucoup plus sèches en période sèche (Erickson, 1980).

Le passage amont entre le bourrelet et la plaine est marqué par des déviations évidentes le long des lignes 5 et 7 (Fig. V- 6). Le bombement de Yata s'observe bien sur l'image LANDSAT (Fig. V- 6). Sa présence induit la déviation du Río Yata, l'inversion de la pente régionale et le resserrement du lit majeur du Río Beni. Le bombement de Puerto Cabinas prend le relais au nord-est avec la ligne 5.



Photo V-1 : Sol beige dans la zone de dépôt centre (photographie de Jon Hornbuckle, <http://www.bolivianbeauty.com>).



Photo V-2 : sol rouge sur le bourrelet périphérique, au niveau de Puerto Cabinas.

Les bombements de Yata et de Puerto Cabinas sont les plus marqués. Mais d'autres déviations à 90° sont aussi présentes au sein de ces bombements, le long des autres lignes (Fig. V- 6). Le bourrelet périphérique ne serait pas un bombement simple et uniforme, mais serait composé d'une série de bombements mineurs qui affectent le tracé des cours d'eau secondaires.

V-B-2- Sinuosité

Pour le Río Beni, le passage dans le bourrelet périphérique se marque par le rétrécissement du lit majeur (Fig. V- 6), et par un changement de granulométrie des particules transportées (Aalto R., 2002). La diminution de pente de la rivière au niveau du bourrelet réduit la puissance de transport.

Le Río Beni semble aussi perturbé au passage des bombements successifs, il montre de nombreux changements de sinuosité (Aalto R., 2002). Nous avons calculé la sinuosité (S) sur des tronçons de sinuosité semblable, en divisant la longueur du cours d'eau par la longueur du tronçon de vallée. Les valeurs sont indiquées sur l'image satellite du Río Beni, fig. V- 8. La sinuosité est faible au sortir de la zone subandine. Le Río Beni y transporte encore des galets, il a donc une forte énergie dans ce tronçon, énergie liée à une pente plus forte et un écoulement dans un lit "rectiligne". Dans la zone de dépôt centre du bassin, la sinuosité devient maximale ($S=2,5$), puis elle diminue à partir de la ligne 7 ($S=2,1-1,8$). C'est au niveau du bombement de Puerto Cabinas qu'elle est la plus faible ($S=1,6-1,2$). La sinuosité diminue donc progressivement au fur et à mesure que la rivière pénètre dans le bourrelet périphérique. Entre les lignes 4 et 5, là où la sinuosité est la plus faible, se situent les lacs de Ria décrits par Dumont et Fournier (1994). Ces lacs se développent essentiellement parce que la pente est très faible. Par contre la sinuosité redevient importante au niveau de la ligne 2, c'est-à-dire au sommet du bourrelet périphérique ($S=2,1$). La sinuosité diminue ensuite ($S=1,6$), et elle ne redeviendra importante qu'au sortir du bourrelet périphérique ($S=2,0$), ligne 1. Les changements de sinuosité correspondent exactement aux alignements observés dans le paragraphe précédent (Fig. V- 8).

La diminution de sinuosité du Río Beni à son entrée dans le bourrelet peut être imputée à la résistance de la berge qui limite la formation des méandres. En effet, ce sont des dépôts tertiaires, plus consolidés que les sédiments de plaine d'inondation, qui affleurent au niveau du bourrelet (Roddaz, 2004; Gautier et al., Soumis). Par contre les variations au sein du bourrelet pourraient être imputées aux variations de la pente de la vallée. Les bombements influenceraient la sinuosité du Río Beni par les changements de pente qu'ils induisent.

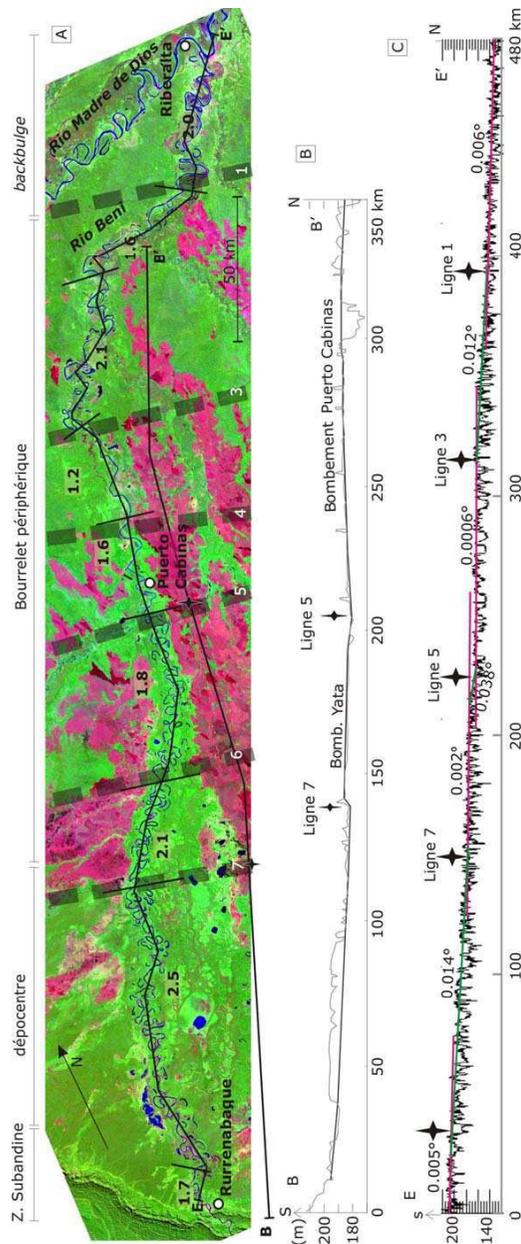


Figure V- 8 : A : Image LANDSAT du Rio Beni dans la plaine. Sinuosité par tronçon. Les tronçons délimités par les changements de sinuosité (traits noirs pleins) ; mais aussi par les alignements de déviations de cours d'eau (trait pointillés, lignes 1 à 7 de Fig. V-3).

B : Profil topographique (MNT SRTM). La ligne grise passe à la surface de la canopé et la ligne noire représente la surface du sol.)

C : Profil topographique du lit majeur EE'. Pente du lit majeur par tronçons de pentes semblables.

Pour un cours d'eau dont la pente générale est faible et la charge sédimentaire est constante (sables et particules en suspension), la variation de sinuosité est principalement contrôlée par la pente de la vallée : une augmentation légère de la pente de la vallée entraîne une augmentation de la sinuosité (stades 1 à 3, fig. V- 9).

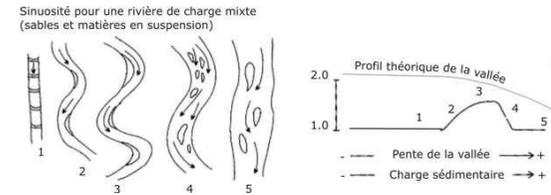


Figure V- 9 : Le type d'une rivière de charge mixte en fonction de la pente de la vallée (figure reproduite de Schumm et al., 2000).

Dans la plaine du Beni, il y a effectivement un lien entre la pente du lit majeur, calculée à partir du profil topographique, et la sinuosité du Río Beni (profil EE' de fig. V- 8). Entre les lignes 3 et 6, là où les pentes sont les plus faibles, la sinuosité est également la plus faible. Le bourrelet périphérique a créé un bombement dans la plaine du Beni qui a perturbé l'écoulement fluvial. Ce relief est encore marqué par des changements de pente du lit majeur du Río Beni qui provoquent des variations de sinuosité de la rivière (Fig. V- 8). Ces changements de sinuosité correspondent exactement avec les alignements de déviations de cours d'eau secondaires qui traversent le bourrelet périphérique (lignes 1 à 7, fig. V- 8). De plus, le bombement du bourrelet périphérique est visible dans le lit majeur du Río Beni (profil C, fig. V-8). Ceci pourrait indiquer que le soulèvement du bourrelet, initié au Miocène, s'est poursuivi récemment.

V-B-3- Mouvements récents du bourrelet périphérique

La présence de terrasses le long du Río Beni doit permettre de préciser les mouvements récents du bourrelet périphérique. Nous avons observé une terrasse au niveau du village de Puerto Cabinas (Fig. V- 10). Son sommet est à 15 mètres au dessus des barres sableuses actuelles. La partie supérieure est composée d'argiles et de silt de plaine d'inondation dont une partie est sous la forme d'une cuirasse fersialitique.

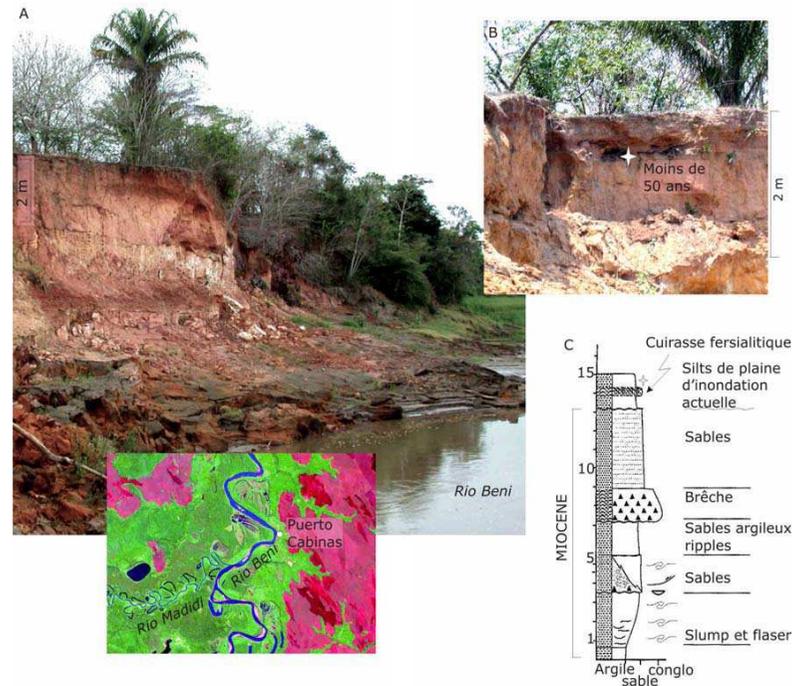


Figure V- 10 : A) Affleurement BEN 061 de Puerto Cabinas et localisation sur l'image LANDSAT. B) localisation des fragments d'écorce datés à moins de 50 ans. C): colonne de l'affleurement (Roddaz, 2004). Echantillon d'écorce au niveau de l'étoile. Les silts reposent sur des sédiments considérés comme équivalents des séries miocènes marines du Pérou, la Fm. Pebas (Roddaz, 2004; Roddaz et al., 2005a).

Dans les sédiments de la plaine d'inondation, au sommet de la terrasse, nous avons trouvé des débris d'écorce de palmier qui ont donné un âge ^{14}C inférieur à 50 ans (Fig. V-10). Le niveau supérieur est donc un sédiment remanié récemment par des cours d'eau prenant naissance en surface lors des saisons humides. Nous ne pouvons pas quantifier le soulèvement récent de cette terrasse.

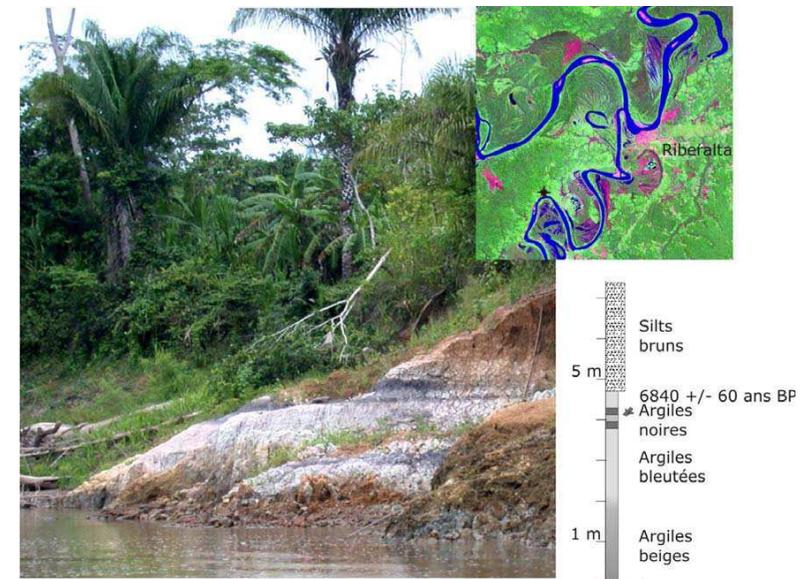


Figure V- 11 : Photo, colonne et localisation de dépôts argileux de plaine d'inondation le long du Río Beni aux environs de Riberalta. Les argiles noires contiennent des fragments de carbone qui donnent un âge de 6840 +/- 60 ans BP (non cal.)

Le Río Beni transporte une très grande quantité de sédiments, il arrive à la confluence avec le Río Madre de Dios avec une charge estimée à 166.106 t/an (Guyot et al., 1999). La très faible épaisseur de sédiments qui recouvre les dépôts néogènes montre que la terrasse de Puerto Cabinas n'est que rarement inondée et alimentée en sédiments. La présence de sols rouges, très mûres, à sa surface montre aussi que ce n'est pas une zone de dépôts récents importants. Elle a donc été soulevée au dessus de la plaine d'inondation depuis très longtemps, sûrement depuis la mise en place du bourrelet périphérique, au Miocène.

En revanche il n'y a pas d'incision récente dans la zone d'arrière bourrelet, comme l'indique la morphologie (Fig. V- 8). Des charbons inclus dans un niveau d'argiles de plaine d'inondation, juste en amont de Riberalta, donnent un âge de 6800 ^{14}C ans BP (Fig. V- 11). Cette plaine d'inondation est à la même altitude que la plaine d'inondation

actuelle, il n'y a donc pas eu d'incision verticale dans le backbulge pendant les derniers millénaires.

Les variations de sinuosité d'un cours d'eau en relation avec la présence d'un bombement topographique est un phénomène transitoire : le cours d'eau incisera le bourrelet périphérique tout en déposant en amont et en aval de celui-ci. Il pourra alors retrouver la sinuosité régionale (Ouchi, 1985). Etant donné que la sinuosité et la pente du lit majeur du Río Beni sont encore aujourd'hui affectées par les bombements, on peut admettre que leur mise en place est récente ou toujours d'actualité. Mais nous ne connaissons pas le temps de réponse caractéristique du Río Beni.

Le bourrelet périphérique est nettement plus marqué à l'ouest du Río Beni qu'à l'est (Fig. V- 3). Ce dernier a partiellement nivelé le bourrelet périphérique en l'érodant lors de sa migration anti-horaire. Le Río Beni a progressivement contourné ce bourrelet périphérique. Il semble avoir été particulièrement gêné dans sa progression par le bombement de Yata (Fig. V- 6). Il est arrivé aujourd'hui au maximum de sa rotation vers le nord-ouest car il vient buter sur le bombement de Fitzcarrald (profil DD' de la Fig. V- 3). Le bourrelet reste tout de même légèrement visible sur certains profils à l'est du Río Beni (Fig. V- 3). Il y a également des cours d'eau secondaires qui sont déviés le long de linéations, à l'est du Río Beni. Nous pouvons donc penser que le bourrelet périphérique continue de se développer après son érosion par les avulsions successives du Río Beni.

Le bourrelet périphérique se définit comme un bombement d'une dizaine de mètres de hauteur. Ce bombement provoque des changements morphologiques du lit du Río Beni : la diminution de la pente du lit majeur, la diminution de sa sinuosité et la diminution de la granulométrie de la charge de fond. Le soulèvement topographique, au niveau du bourrelet, porte en surface des sédiments miocène, plus consolidés que ceux de la plaine d'inondation. Ce changement de nature du substrat provoque le rétrécissement du lit majeur (Fig. V-6). Des sols évolués sont conservés dans les secteurs les plus soulevés et maintenus à l'abri des inondations du Río Beni. Ce bourrelet est subdivisé en plusieurs bombements mineurs qui se sont probablement développés à partir de structures rectilignes qui dévient les affluents du Río Beni.

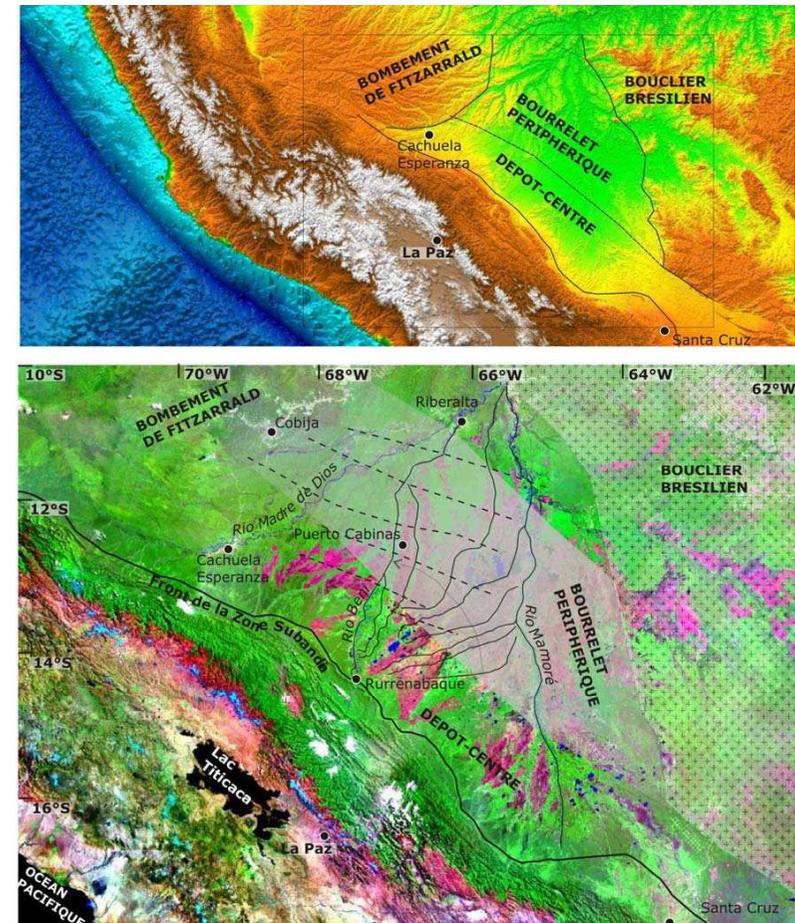


Figure V-12 : Lignes pointillées : structures qui dévient les cours d'eau secondaire dans la plaine du Beni. Lignes fines noires : avulsions successives du Río Beni.

V-B-5- Géométrie du bourrelet

Le bourrelet péri-montagneux paraît bien bas par rapport à la charge de la Cordillère de Andes qui lui donne naissance. La sédimentation dans la zone de dépôt centre est si importante qu'une partie du bourrelet périphérique est pratiquement enfouis sous les sédiments.

La géométrie du bourrelet est complexe parce qu'il est fait de plusieurs bombements successifs. Les nombreuses déviations à 90° au sein du bourrelet trahissent la présence de structures tectoniques mineures associées. Elles pourraient être reliées à la réactivation d'accidents, propres à la région de Puerto Cabinas/Riberalta. En effet ces structures ne sont pas parallèles à la cordillère bolivienne. Les profils sismiques dans la plaine du Beni montrent de nombreuses failles normales affectant le substratum (Zubieta et al., 1996). Ces failles seraient réactivées par le soulèvement du bourrelet périphérique et/ou par la poussée de l'orogénèse andine. La réactivation d'accidents à plusieurs centaines de kilomètres d'une orogénèse est chose courante (Lacombe et Mouthereau, 1999, par ex.). La flexure crustale au niveau du bourrelet peut également re-activer des failles préexistantes du substratum (Catuneanu, 2004). Ces accidents n'étant pas parallèles à la cordillère orientale du nord de Bolivie le bourrelet passe de l'un à l'autre et reste parallèle à la chaîne dont le poids lui donne naissance.

CONCLUSION

Dans ce travail, je me suis attachée à comprendre le fonctionnement néogène de la Zone Subandine Nord de Bolivie (ZSNB) et plus particulièrement sa déformation récente. J'ai pu préciser la chronologie de la déformation pour les différents bassins néogènes et mettre en évidence une tectonique holocène dont j'ai pu dater les événements les plus récents.

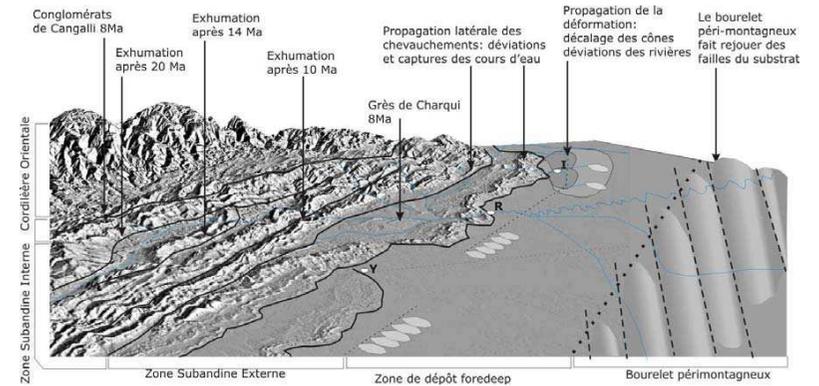


Figure C-1 : Zone Subandine Nord de Bolivie. Principaux résultats de cette étude. Y : Yucumo, R : Rurrenabaque, I : Ixiamas.

Nature des dépôts néogènes

La description des séries sédimentaires nous a permis de rattacher les conglomérats du synclinal de l'Alto Beni à la Fm. Quendeque, alors qu'ils étaient décrits comme appartenant à la Fm. Tutumo (synclinal de Madidi). Ceci indique que ces deux bassins ont fonctionné l'un après l'autre en synclinaux transportés, alimentés par des cônes alluviaux proximaux.

Dans le synclinal de Madidi, l'arrivée des conglomérats grossiers de la Fm. Tutumo est induite par une augmentation de la pente régionale. Celle-ci résulte du développement, au Miocène terminal et Pliocène, du chevauchement le plus externe de la ZSNB. Localement, les conglomérats traversent le relief naissant et arrivent jusque dans la plaine d'avant pays, pour former de larges cônes.

La répartition des formations sédimentaires dans la ZSNB témoigne de la propagation des chevauchements. Chaque région passe successivement, d'une zone de dépôt *forebulge* à *foredeep* et enfin *wedgetop*. L'évolution grano et strato-croissante des séries sédimentaires est également favorisée par une modification du climat local due à la surrection rapide de la Cordillère. En effet, elle constitue alors une barrière orographique engendrant une forte augmentation de précipitations sur le flanc Est des Andes.

Age des dépôts

Les séries sédimentaires de la ZSNB n'étaient pas datées. Nous nous sommes donc attachés à déterminer leur âge. Les données AFTA nous ont permis de déterminer un âge plancher de dépôt pour la série néogène ; mais aussi d'avoir des indications sur l'âge des différents chevauchements. Les apatites ont été prélevées sur les flancs des différents synclinaux, à la base des formations néogènes. Les apatites prélevées au front de la ZSE n'ont pas été rajeunies par enfouissement. Elles indiquent donc que l'âge plancher des premiers dépôts néogènes se situe vers 35 Ma.

Nous avons obtenu un âge Ar/Ar dans un tuff de la Zone Subandine Externe, intercalé dans des grès fluviatiles de la Fm. Charqui. Cet âge est de 8.7+/-0.9 Ma. Ces grès correspondent aux faciès distaux des conglomérats de la Cordillère Orientale. En effet, un niveau de tuff est intercalé dans les conglomérats néogènes de la Fm. Cangalli. Il avait été daté par Ar/Ar à 7.96 +/-0.6 Ma (Hérail et al., 1994). L'absence de ce niveau de tuff dans les séries néogènes de la Zone Subandine Interne indique que ces séries se sont mises en place avant 8 Ma.

Le dépôt de la basse terrasse, présente dans toute la ZSNB, a été daté à 10,000 ¹⁴C ans BP. Localement des épisodes d'aggradation dans cette terrasse sont datés à 10 000, 6 000 et 4 000 ¹⁴C ans BP. L'aggradation a eu lieu au cours d'une période régionalement sèche. Par contre, l'incision correspond à une période plus humide pendant l'Holocène terminal.

Ages de la déformation

Dans la Zone Subandine Interne les apatites ont été partiellement rajeunies par enfouissement. Ceci nous a permis de déterminer l'âge plancher d'exhumation des chevauchements principaux. Ils sont actifs après 20 Ma dans la Zone Subandine Interne et après 10 Ma à la frontière entre les zones subandines Interne et Externe (figure C). Il y a eu une propagation normale des chevauchements subandins depuis les zones internes vers les zones externes.

Au cours des 10 derniers milliers d'années la déformation s'est concentrée au front de la ZSNB. Les structures frontales se sont soulevées : la vitesse d'incision est de 4 mm/an au front de la Zone Subandine Externe alors que, dans la Zone Subandine Interne, l'incision est inférieure à 1mm/an pendant les derniers millions d'années (Safran et al., 2005). De plus, deux terrasses alluviales, datées à 4 000 et 10 000 ¹⁴C ka BP sont affectées par des failles inverses. L'étude des terrasses montre bien que les structures internes du subandin et de la Zone Interandine ne se soulèvent pas.

Réseau hydrographique et cônes alluviaux

L'activité de la déformation tectonique se traduit aussi dans la morphologie et notamment dans le tracé des cours d'eau. Dans la plaine du Beni, le réseau hydrographique a dévié le long de bombements rectilignes mineurs qui peuvent être associés à des failles du substrat, réactivées par la mise en place du bombement périmontagneux (figure C-1).

L'organisation des vallées sèches et des cônes emboîtés, le long du front de la Zone Subandine Externe, permet de reconstituer la propagation latérale des chevauchements frontaux au Pliocène sup- Pléistocène et montre que l'avancé du front de chevauchement est diachrone le long de la Zone Subandine Nord de Bolivie.

Depuis 10,000 ans BP, la déformation se propage dans la plaine du Beni sans doute sous la forme d'un chevauchement aveugle. Sa présence est révélée par le soulèvement et l'incision des cônes de piedmont et l'alignement systématique des cônes distaux, parallèlement à l'orogène. On observe également que les rivières du

piedmont sont déviées à 90° par un petit bourrelet topographique parallèle à l'orogène (figure C-1).

Il semble exister un gradient de surrection holocène du Nord au Sud de la Cordillère des Andes. Dans les Andes septentrionales, où la chaîne est beaucoup plus étroite, la déformation Holocène est plus importante. Par exemple, dans la zone subandine équatorienne l'incision verticale du Rio Pastaza est entre 0.5 et 0.83 cm/an en moyenne depuis 18,000 ans BP (Bès de Berc et al., 2005). Ce soulèvement est produit par un chevauchement d'échelle régionale comme dans la ZSNB. Par contre, dans la Précordillère du Nord de l'Argentine la tectonique holocène est plus faible. Dans la province de San Juan (31.5°S), une faille inverse coupe une terrasse qui montre une incision fluviale de l'ordre de 0.09-0.1 cm/an (Colombo et al., 2000). Entre les deux, le front de la ZSNB subit une incision fluviale moyenne de l'ordre de 0.5 cm/an. La région étudiée et le Nord de l'Argentine se situent au niveau des Andes Centrales, où la chaîne est la plus large : une partie du raccourcissement holocène est probablement absorbée dans la Cordillère Orientale avant de se propager dans les zones subandines. Mais pour mieux définir les vitesses de surrection au niveau de la ZSNB, il faudrait avoir un enregistrement de la déformation plus étalé dans le temps. Pour cela il faudrait dater les terrasses les plus hautes, T1 et T2, qui ne contiennent pas de reste carboné, mais pourraient être datées par luminescence optique.

D'autre part, l'enregistrement sédimentaire du raccourcissement néogène sur le flanc Est des Andes et beaucoup plus ancien au Sud de la Bolivie (depuis l'Eocène) et plus récent au Sud du Pérou (depuis le Miocène terminal), (Jacques, 2003; Hermoza, 2004; Horton, 2005). La zone étudiée montre un enregistrement depuis l'Oligocène. Il faudrait voir si il s'agit d'une différence de conservation des séries ayant enregistré le début de la déformation ou de la variation de l'âge de cette mise en place. Pour cela il serait nécessaire de mieux dater les séries néogènes de la ZSNB en faisant une étude des AFTA détritiques en séparant les populations de grains. Mais il faudrait également mieux contraindre la surrection des chevauchements en effectuant des datations U/Th/He.

BIBLIOGRAPHIE

- Aalto, R., Dunne, T. and Guyot, J.-L., 2006. Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates. *Journal of Geology*, 114: 85-99
- Aalto, R., Maurice-Bourgoin, L., Dunne, T., Montgomery, D.R., Nittrouer, C.A. and Guyot, J.-L., 2003. Episodic sediment accumulation on Amazonian flood plains influenced by El Niño/Southern Oscillation. *Nature*, 425: 493-497.
- Aalto, R., 2002. Geomorphic Form and Process of Sediment Flux within an Active Orogen: Denudation of the Bolivian Andes and Sediment Conveyance across the Beni Foreland, University of Washington, 363 pp.
- Abbott, M.B., Wolfe, B.B., Aravena, R., Wolfe, P.A. and Seltzer, G.O., 2000. Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and paleolimnology, Cordillera Real, Bolivia. *Quaternary Science Reviews*, 19: 1801-1820.
- Abbott, M.B., Wolfe, B.B., Wolfe, A.P., Seltzer, G.O., Aravena, R., Mark, B.G., Polissar, P.J., Rodbell, D.T., Rowe, H.D. and Vuille, M., 2003. Holocene paleohydrology and glacial history of the central Andes using multiproxy lake sediment studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 123-138.
- Adams, J.M. and Faure, H., 1997. Review and Atlas of Palaeovegetation: Preliminary land ecosystem maps of the world since the Last Glacial Maximum. Adams, J.M., Faure, H., Oak Ridge, National Laboratory, TN, USA.
- Allenby, R.J., 1988. Origin of rectangular and aligned lakes in the Beni Basin of Bolivia. *Tectonophysics*, 145: 1-20.
- Allmendinger, R.W., Sharp, J.W., Von Tish, D., Serpa, L., Kaufman, S., Oliver, J. and Smith, R.B., 1983. Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Basin and Range Province, Utah, from COCORP seismic reflection data. *Geology*, 11: 532-536.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. and Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Ann. Rev. Earth Sci.*, 25: 139-174.
- Alpers, C.H. and Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of American Bulletin*, 100: 1640-1656.
- Antoine, P., 1994. The Somme valley terrace system (Northern France); a model of river response to Quaternary climatic variations since 800,000 BP. *Terra Nova*, 6: 453-464.

- Argollo, J. and Mourguiart, P., 1995. Los climas cuaternarios de Bolivia. In: J. Argollo and P. Mourguiart (Editors), *Climas cuaternarios en America del Sur*, La Paz, pp. 135-155.
- Argollo, J. and Mourguiart, P., 1996. Paleoenvironment Evolution in the Bolivian Andes During the Upper Pleistocene, ISAG'96 3rd International Symposium on Andean Geodynamics, Géodynamique Andine (Résumés étendus). ORSTOM, Colloques et Séminaires, Saint-Malo (France), pp. 713-706.
- Argollo, J. and Mourguiart, P., 2000. Late Quaternary climate history of the Bolivian Altiplano. *Quaternary International*, 72: 37-51.
- Arriagada, C., 2003. Rotations tectoniques et déformation de l'avant arc des Andes Centrales au cours du Cénozoïque, Rennes (France), 308 pp.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P.R., Chauvin, A. and Cortés, J., 2003. Paleogene Clockwise Tectonic Rotations in the fore-arc of Central Andes, Antofagasta Region, Northern Chile. *J. Geophys. Res.*, 108(B1).
- Assumpção, M., 1993. The regional Intraplate Stress Field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97(B8): 11.889-11.903.
- Athens, J.S. and Ward, J.V., 1999. The late Quaternary of the Western Amazon: climate, vegetation and humans. *Antiquity*, 73: 287-302.
- Attal, M., 2003. Erosion des galets des rivières de montagne au cours du transport fluvial: étude expérimentale et application aux réseaux hydrographiques d'orogènes actifs. Université Joseph Fourier, Grenoble III.
- Ávila, J.N., Chemale, F.J., Mallmann, G., Borba, A.W. and Luft, F.F., 2005. Thermal evolution of inverted basins: Constraints from apatite fission track thermochronology in the Cuyo Basin, Argentine Precordillera. *Radiation Measurements*, 39(6): 603-611.
- Ayala, R. and Wittlinger, G., 1996. Seismicity and state of stress in the Central Andes: Bolivian Orocline region, ISAG'96 3rd International Symposium on Andean Geodynamics. ORSTOM, Collection "Colloques et Séminaires", Saint-Malo (France), pp. 141-143.
- Baby, P., Hérail, G., Lopez, J.-M., Lopez, O., Oller, J., Pareja, J., Sempéré, T. and Tuffiño, D., 1989. Structure de la Zone Subandine de Bolivie: influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. *C.R.Acad. Paris*, 309(II): 1717-1722.

- Baby, P., Sempéré, T., Oller, J. and Hérail, G., 1991. Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano: the Calazaya nappe. *Tectonophysics*, 205: 155-169.
- Baby, P., Hérail, G., Salinas, R. and Sempéré, T., 1992. Geometry and kinematics evolution of passive roof duplexes deduced from cross-section balancing: example from the foreland thrust system of the southern Bolivian Subandean zone. *Tectonics*, 11: 523-536.
- Baby, P., Guillier, B., Oller, J., Hérail, G., Montemurro, G., Zubieta, D. and Specht, M., 1993. Structural Synthesis of Bolivian Subandean zone, Second ISAG, Oxford (UK), pp. 159-162.
- Baby, P., Guillier, B., Oller, J., Mendez, E., Montemurro, G. and Zubieta J.D., 1994a. Sintesis estructural del Subandino boliviano, Memorias del XI congreso geologico de Bolivia, pp. 161-169.
- Baby, P., Moretti, I., Guillier, B., Limachi, R., Mendez, E., Oller, J. and Specht, M., 1994b. El sistema petrolero subandino norte y centro, Memorias del XI congreso geologico de Bolivia, pp. 86-105.
- Baby, P., Colleta, B. and Zubieta, D., 1995a. Etude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté: exemple du synclorium de l'Alto Beni. *Bull. Soc. France*, 166(6): 797-811.
- Baby, P., Moretti, I., Guillier, B., Limachi, R., Mendez, E., Oller, J. and Specht, M., 1995b. Petroleum system of the northern and central Bolivian sub-Andean zone. *A.J. Tankard, R. Suárez, S. And H.J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir*, 62: 445-548.
- Baby, P., Rochat, P., Hérail, G., Mascles, G. and Paul, A., 1996. Neogene thrust geometry and crustal balancing in the northern and southern part of the bolivian orocline (Central Andes), ISAG'96 3rd International Symposium on Andean Geodynamics. ORSTOM, Collection "Colloques et Séminaires", Saint-Malo (France), pp. 281-284.
- Baby, P., Rochat, P., Mascles, G. and Hérail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25(10): 883-886.
- Baby, P., Guyot, J.-L. and Hérail, G., 1999. The High Amazonian basin of Bolivia: tectonic control, erosion and sedimentation, Manaus'99 Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins.

- Becel, D., 2004. Modélisation numérique de l'érosion et de la sédimentation le long de la rivière Pilcomayo (Bolivie): Un exemple de l'évolution d'une rivière dans un contexte tectoniquement actif sous l'effet des fluctuations climatiques quaternaires, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Behling, H., 1998. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99: 143-156.
- Benjamin, M.T., Johnson, N.M. and Naeser, C.W., 1987. Recent uplift in the Bolivian Andes: evidence from fission-track dating. *Geology*, 15: 680-683.
- Bès de Berc, S., 2003. Tectonique de chevauchement, surrection et incision fluviale (exemple de la Zone Subandine Equatorienne, Haut Bassin Amazonien). Toulouse III - Paul Sabatier, Toulouse, 181 pp.
- Bès de Berc, S., Soula, J.C., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F. and Rosero, J., 2005. Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4): 351-380.
- Bevis, M., Kendrick, E., Smalley, R., Brooks, B., Allmendinger, R.W. and Isacks, B.L., 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of back arcs convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1994. Alluvial Fan Processes and Forms. In: A.D.A.a.A.J. Parsons (Editor), *Geomorphology of desert Environments*. Chapman & Hall, London.
- Blum, M.D. and Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climatic and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47(Suppl. 1): 2-48.
- Brandon, M.T., 2002. Decomposition of mixed grain age distributions using BINOMFIT. *On Track*, 24: 13-18.
- Bridge, J.S., 2002. Rivers and floodplains: Forms, Processes and sedimentary record, 491 pp.
- Bronk Ramsey, C., 2001. Development of the Radiocarbon Program OxCal. *Radiocarbon*, 43(2A): 355-363.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovics, N., Reid, M.R. and Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature*, 379: 505-510.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Malden, 247 pp.

- Burbridge, R.E., Mayle, F.E. and Killeen, T.J., 2004. Fifty-thousand-year vegetation and climate history of Noel Kempff Mercado National Park, Bolivian Amazon. *Quaternary Research*, 61: 215-230.
- Burgos, J.D., 2006. Genèse et évolution d'un cône alluvial au front d'une chaîne active: exemple des Andes équatoriennes au Néogène, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 373 pp.
- Campbell, K.E., Frailey, C.D. and Arellano, J.L., 1985. The geology of the Rio Beni: further evidence for Holocene flooding in Amazonia. *Contribution in Science*, 364: 1-18.
- Campbell, K.E., Heizler, M., Frailey, C.D., Romero-Pittman, L. and Prothero, D.R., 2001. Upper Cenozoic chronostratigraphy of the southwestern Amazon Basin. *Geology*, 29: 595-598.
- Campusano, T., 1990. Kontinentale sedimentation der Kreide und des alttertiars im umfeld des subduktionsbedingten magmatismus in der chilenischen prakordillere (21°-23° S). *Berliner Geowiss: Abh. (A)*, Vol. 123. 72 Abb. 7 Taf., 2 Kartenbl. Als. Beil. Berlin.
- Carpenter, D. and Berumen, M., 1999. Geological Modeling of the Fold and Thrust Belt of Southeastern INGEPET'99-Exploration and Exploration of Petroleum & Gas.
- Catuneanu, O., 2004. Retroarc foreland systems-evolution through time. *Journal of African Earth Sciences, Geological Society of Africa Presidential Review*, No. 7, 38: 225-242.
- Clapperton, C.M., 1993. Nature of environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101: 189-208.
- Clapperton, C.M., 1995. Fluctuations of local glaciers at the termination of the Pleistocene: 18-8 ka BP. *Quaternary International*, 28: 41-50.
- Canedo Reyes, R., 1960. Informe sobre la geología de la zona petrolífera del Noroeste Boliviano. *Inst. Bol. del petróleo*, 1(2): 9-31.
- Clayton, J.-D. and Clapperton C.M., 1995. The last glacial cycle and paralake synchrony in the southern Bolivian Altiplano: Cerro Azanaques case study. In: B.F. P. Ribstein, A Coudrain-Ribstein & P. Mourguiart (Editor), *Eaux, glaciers & changements climatiques dans les Andes Tropicales*. Bull. Inst. fr. études andines, pp. 563-571.

- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. and Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4): 303-332.
- Colombo, F., Busquets, P., Ramos, E., Vergés, J. and Ragona, D., 2000. Quaternary alluvial terraces in an active tectonic region: the San Juan River Valley, Andean Ranges, San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(7): 611-626.
- Coque, R., 2002. *Géomorphologie*. Collection U. Armand Colin, Paris, 502 pp.
- Cortés, J., 2000. Hoja Palestina, Región de Antofagasta. In: S.N.G. Min. (Editor), Santiago.
- Coward, M.P. and Ries, A., 1996. Basin inversion in the eastern cordillera. In: C.C.e.S. ORSTOM (Editor), ISAG'96 3rd International Symposium on Andean Geodynamics, Saint-Malo (France), pp. 335-338.
- Creager, K.C., Chiao, L.-Y., Winchester Jr., J.P. and Engdahl, E.R., 1995. Membrane Strain Rates in the Subducting Plate Beneath South America. *Geophysical Research Letters*, 22(16): 2321-2324.
- Cross, S.L., Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C. and Dunbar, R.B., 2001. Late Quaternary Climate and Hydrology of Tropical South America Inferred from an Isotopic and Chemical Model of Lake Titicaca, Bolivia and Peru. *Quaternary Research*, 56: 1-9.
- Crough, S.T., 1983. Apatite fission-track dating of erosion in the Eastern Andes, Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 396-397.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G. and Marocco, R., 1980. *Géologie des Andes péruviennes*. Travaux et documents de l'O.R.S.T.O.M, 502 pp.
- Davila, J., Vargas, C. and Ponce de Leon, V., 1965. Informe sobre la geología del bloque Andino noroccidental y la flaja subandina del norte., YPFB rep. 1000 Yacimientos Petrol. Fiscales Bolivia, La Paz, Bolivia.
- DeCelles, P.G. and Giles, K.A., 1996. Foreland basin system. *Basin Research*, 8: 105-123.
- DeCelles, P.G. and Horton, K.B., 2003. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. *GSA Bulletin*, 115(1): 58-77.
- de Freitas, H.A., Pesenda, L.C.R., Aravena, R., Gouveia, S.E.M., Ribiero, A.S. and Boulet, R., 2001. Late Quaternary Dynamics in the South Amazon Basin

- Inferred from Carbon Isotopes in Soil Organic Matter. *Quaternary Research*, 55: 39-46.
- Delcaillau, B., Deffontaines, B., Floissac, L., Angelier, J., Deramond, J., Souquet, P., Chu, H.T. and Lee, J.F., 1998. Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 24: 263-290.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B. and Ketcham, R.A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 58: 49-94.
- Dorbath, C., Granet, M., Poupinet, G. and Martinez, C., 1993. A teleseismic study of the Altiplano Cordillera in Northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model. *J.G.R.*, 98(B6): 9825-9844.
- Dorbath, C. and Granet, M., 1996. Local earthquake tomography of the Altiplano and the Eastern Cordillera of northern Bolivia. *Tectonophysics*, 259(1-3): 117-136.
- Dosseto, A., 2003. Etude du magmatisme aux zones de subduction et de l'érosion continentale, par les series de l'Uranium: contraintes sur les processus et leus temps caractéristique, Université Denis Diderot, Paris VII.
- Dosseto, A., Bourdon, B., Gaillardet, J., Allègre, C.J. and Filizola, N., 2006. Time scale and conditions of weathering under tropical climate: Study of the Amazon basin with U-series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70: 71-89.
- Dumont, J.F., 1996. Neotectonics of the Subandes-Brazilian craton boundary using geomorphological data: the Marañon and Beni Basins. *Tectonophysics*, 257: 137-151.
- Dumont, J.F. and Fournier, M., 1994. Geodynamic environment of Quaternary morphostructures of the subandean foreland basins of Peru and Bolivia: characteristics and study methods. *Quat. Int.*, 21: 129-142.
- Dunkl, I. and Székely, B., 2002. Component analysis with visualization of fitting-PopShare, a Windows program for data analysis. *Goldschmidt Conference Abstracts*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66(15A): 201.
- Elger, K., Oncken, O. and Glodny, J., 2005. Plateau-style accumulation of deformation: Southern Altiplano. *Tectonics*, 24.
- Erickson, C.L., 1980. Sistemas agrícolas prehispanicos en los Llanos de Mojos. *America Indígena*, XL(4): 731-755.
- Filizola, N., Fraizy, P., Guyot, J.-L., Seyler, F., Baby, P. and Hérail, G., 2002. Actual erosion by rivers in the bolivian andes, ISAG'02 5th International Symposium on

- Andean Geodynamics. IRD, Collection -Colloques et Séminaires, (Résumés étendus), Toulouse (France), pp. 211-214.
- Fluteau, F., Ramstein, G. and Besse, J., 1999. Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 millions years using an atmospheric general circulation model. *Journ. Geophys. Res.*, 104: 11995-12018.
- Font, M., 2002. Signature morphologique des déformations en domaines intraplaque: application à la Normandie, Univ. Caen, 420 pp.
- Fornari, M., Hérail, G., Viscara, G., Laubacher, G. and Argollo, J., 1987. Sédimentation et structure du bassin de Tipuani-Mapiri: un témoin de l'évolution du front amazonien des Andes du nord de la Bolivie. *C.R.Acad. Paris, Série II*: 1303-1308.
- Fornari, M., Herail, G. and Ramos Collorama, W., 1991. Les placers fluviaux polygéniques du nord de la Cordillère Royale, de son piedmont et plaine d'avant pays. In: G.e.F. Hérail, Michel, Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération. ORSTOM (Éditeur), Gisements alluviaux d'or: actes du symposium international sur les gisements alluviaux d'or, La Paz, pp. 130-143.
- Fortes, E., Strevaux, J.C. and Volkmer, S., 2005. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: a right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. *Geomorphology*, xx: xxx-xxx.
- Francou, B., Mourguiart, P. and Fournier, M., 1995. Phase d'avancée des glaciers au Dryas récent dans les Andes du Pérou. *C.R.Acad. Paris*, 320, série II: 593-599.
- Freydanck, H.G., 1965. Los placeres auríferos al pie de la Cordillera Oriental de Bolivia, *Inf. DENAGEO* ined.
- Fritz, S.C., Baker, P.A., Lowenstein, T.K., Seltzer, G.O., Rigsby, C.A., Dwyer, G.S., Tapia, P.M., Arnold, K.K., Ku, T.-L. and Luo, S., 2004. Hydrologic variation during the last 170,000 years in the southern hemisphere tropics of South America. *Quaternary International*, 61: 95-104.
- Frochot, M., 1901. Les gisements de Tipuani. *An. des Mines*, 9^{ser}: 149-185.
- Gallagher, K., Brown, R. and Johnson, C., 1998. Fission Track Analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26: 519-572.
- Garzzone, C., N., Molnar, P., Libarkin, J., C., and MacFadden, B., J., 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 543- 556.

- Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Roulet, M., Fuertes, O., Guyot, J.-L., Darrozes, J. and Bourrel, L., in press. Temporal relation between meander deformation, water discharge and sediment fluxes, floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia).
- Giambiagi, L.B. and Ramos, V.A., 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 101-116.
- Gil Rodriguez, W., 2001. Evolution latérale de la déformation d'un front orogénique: Exemple des bassins subandins entre 0° et 16° S., Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Goodman, A.Y., Rodbell, D.T., Seltzer G.O. and Mark, B.G., 2001. Subdivision of Glacial Deposits in Southeastern Peru Based on Pedogenic Development and Radiometric Ages. *Quaternary Research*, 56: 31-50.
- Gouveia, S.E.M., Pesenda, L.C.R., Aravena, R., Boulet, R., Sheel-Ybert, R., Bendassoli, J.A., Ribiero, A.S. and Freitas, H.A., 2002. Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the southeast and centerwest regions of Brazil. *Global and Planetary Change*, 33: 95-106.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.T. and Laslett, G.M., 1985. Fission-track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nuclear Tracks*, 10: 323-328.
- Gregory-Wodzicki, K., 2000. Uplift history of the Central Andes: A review. *GSA Bulletin*, 112(7): 1091-1105.
- Gregory-Wodzicki, K., 2002. A late Miocene subtropical-dry flora from the northern Altiplano, Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180: 331-348.
- Gubbels, T.L., Isacks, B.L. and Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, 21: 695-698.
- Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P. and Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28(6): 535-538.
- Guyot, J.-L., 1992. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne., Université de Bordeaux I, 261 pp.

- Guyot, J.-L., Jouanneau, J.M. and Wasson, J.G., 1999. Characterisation of river bed and suspended sediments in the Rio Madeira drainage basin (Bolivian Amazonia). *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 401-410.
- Haberle, S., 1997. Upper Quaternary vegetation and climate history of the Amazon Basin: correlating marine and terrestrial pollen records. In: R.D. Flood, Piper, D.J.W., Klaus, A., and Peterson, L.C. (Editor), *Proceeding of Ocean Drilling Program, Scientific Results*.
- Habert, G. and de Saint-Blanquat, M., 2004. Rate of construction of the Black Mesa bysmalith, Henry Mountains, Utah. In: C.P. Breitkreuz, N. (Editor), *Physical Geology of High-level Magmatic Systems*. Geological Society, London, pp. 163-173.
- Hammerschmidt, K., Döbel, R. and Friedrichsen, H., 1992. Implication of dating of Early Tertiary volcanic rocks from north-Chilean Precordillera. *Tectonophysics*, 202: 55-81.
- Hansen, B.C.S., Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Leon, B., Young, K.R. and Abbott, M., 2003. Late-glacial and Holocene vegetational history from two sites in the western Cordillera of southwestern Ecuador. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 79-108.
- Hartley, A., J., Geoffrey, M., Chong, G., Turner, P., Kape, S., J., and Jolley, E., J., 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28: 331-334.
- Hartley, A.J. and Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implication for the desertification of western South America. *Geology*, 30(1): 43-46.
- Harvey, A.M., 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. *Geomorphology*, 45(1-2): 67-87.
- Heine, K., 2000. Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records. *Quaternary International*, 72: 7-21.
- Hérail, G., 1984. Les cônes de déjection: formes et sédiments. *Alluvial fans: forms and sediments*. Soc. Nat. Elf-Aquitaine.
- Hérail, G., 1991. Les placers fluviaux polygéniques du nord de la Cordillère Royale, de son piedmont et plaine d'avant pays, Gisements alluviaux, La Paz, Bolivie.
- Hérail, G., Soler, P., Bonhomme, M. and Lizeca, J.L., 1993. Evolution géodynamique du contact Altiplano- Cordillère Orientale au Nord d'Oruro (Bolivie) -

- Implications sur le déroulement de l'orogénèse andine. *C.R. Acad. Sci.*, 317(série 11): 512-522.
- Hérail, G., Sharp, W., Viscarra, G. and Fornari, M., 1994. La edad de la formacion Cangalli: nuevos datos geocronologicos y su significado geologico, *Memorias del XI Congreso Geologico de Bolivia*.
- Hérail, G., Oller, J., Baby, P., Bonhomme, M. and Soler, P., 1996. Strike-slip faulting, thrusting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. *Tectonophysics*, 259(1-3): 201-212.
- Hérail, G., Selo, M., Baby, P., Sharp, W. and Storz, D., 1998. Neogene thrusting and relief propagation in the Eastern Cordillera and Subandean Zone of northern Andes of Bolivia. *Non soumis*.
- Hermoza, W., 2004. Dynamique tectono-sédimentaire et restauration séquentielle du retro-bassin d'avant-pays des Andes Centrales, Université Paul Sabatier, Toulouse (France), 265 pp.
- Hernandez, R.M., Jordan, T.E., Dalenz Farjata, A., Echavarría, L., Idleman, B.D. and Reynolds, J.H., 2005. Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 495-512.
- Hindle, J., Kley, T., Kolsko, E., Stein, D. and Dixon, E., 2002. Consistency of geologic and geotectonic displacements during Andean orogenesis. *Geophysical Research Letters*, 29 (8).
- Hooke, R.L., 2000. Toward a uniform theory of clastic sediment yield in fluvial systems. *Geological Society of America Bulletin*, 112(12): 1778-1786.
- Horton, B.K. and DeCelles, P.J., 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, 25(10): 895-898.
- Horton, B.K., Hampton, B.A. and Waanders, G.L., 2001. Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 113(11): 1387-1400.
- Horton, B.K., Hampton, B.A., LaReau, B.N. and Baldellón, E., 2002. Tertiary provenance history of the northern and central Altiplano (central Andes, Bolivia): A detrital record of plateau-margin tectonics. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 711-726.

- Horton, B.K., 2005. Revised deformation history of the central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia. *Tectonics*, 24.
- Hovius, N., 1996. Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8: 29-44.
- Hulka, C., 2005. Sedimentary and tectonic evolution of the Cenozoic Chaco foreland basin, southern Bolivia, Universität Berlin, (Germany), 194 pp.
- Hulka, C., Gräfe, K.-U., Sames, B., Uba, C.E. and Heubeck, C., 2006. Depositional setting of the Middle to Late Miocene Yecua Formation of the Chaco Foreland Basin, southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(1-2): 135-150.
- Humphrey, N., F., and Konrad, S., K., 2000. River incision or diversion in response to bedrock uplift. *Geology*, 28(1): 43-46.
- Husson, L. and Moretti, I., 2002. Thermal regime of fold and thrust belts - an application to the Bolivian sub Andean zone. *Tectonophysics*, 345(1-4): 253-280.
- Iriondo, M., 1995. El cuaternario del Chaco. In: M.P. Argullo J. (Editor), *Cambios cuaternarios en América del Sur*. ORSTOM-UMSA, La Paz Bolivia, pp. 263-282.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *J.G.R.*, 93(B4): 3211-3229.
- Jacques, J., 2003. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *Journal of the Geological Society*, 160: 687-701.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A. and Dumont, J.F., 2000. Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northernmost Chile. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho and D.A. Campos (Editors), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, pp. 481-559.
- James, D.E., 1970. Plate-tectonic model for the evolution of the central Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82: 3325-3346.
- James, D.E., 1971. Andean crustal and upper mantle structure. *Journ. Geophys. Res.*, 76: 3246-3271.

- James, D.E. and Sacks, I.S., 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In: B.J. Skinner (Editor), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Soc. of Economic Geologists, Inc., Sp. Pub., pp. 1-27.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger R.W., Bewer, J.A., Ramos, V.A. and Ando, C.A., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.
- Jordan, T.E., Reynolds, J.H. and Erikson, J.P., 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16-33°30'S. In: W.F. Ruddiman (Editor), *Tectonic uplift and climate*. Plenum Press, New York, pp. 41-61.
- Keller, E.A., Gurrola, L. and Tierney, T.E., 1999. Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. *Geology*, 27(6): 515-518.
- Kelly, S.B. and Olse, H., 1993. Terminal fans-a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, 85(1-4): 339-374.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R. and Brooks, B., 2001. An integrated crustal velocity field for the central Andes. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2: 2001GC000191.
- Kennan, L., Lamb, S. and Rundle, C., 1995. K-Ar dates from the Altiplano and Cordillera Oriental of Bolivia: implications for Cenozoic stratigraphy and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2): 163-186.
- Kennan, L., 2000. Large scale geomorphology of the Andes: interrelationships of tectonics, magmatism and climate, *Geomorphology and Global Tectonics*. In: M.A. Summerfield (Editor), *Geomorphology and Global Tectonics*.
- Keppie, J.D. and Ramos, V.A., 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. In: A. Ramos Victor, and Keppie, J.D. (Editor), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, pp. 267-276.
- Kleinert, K. and Strecker, M.R., 2001. Climate changes in response to orographic barrier uplift: Paleosol and stable isotope evidence from the late Neogene Santa María basin, northwestern Argentina. *GSA Bulletin*, 113(6): 728-742.
- Kley, J. and Monaldi, C.R., 1998. Tectonic shortening and crustal thickness in the central Andes: how good is the correlation? *Geology*, 26: 723-726.
- Kley, J., 1999. Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 221-235.
- Klosko, E., Stein, D., Hindle, J., Kley, T., Dixon, E., Norabuena and M. Liu, 2002. Comparison of geodetic, seismological, and geologic observations in the

- Nazca-South American plate boundary zone, in PLate Boundary Zones. In: S.S.a.J. Freymueller (Editor), PLate Boundary Zones. AGU.
- Kuhlemann, J., Dunkl, I., Brügel, A., Spiegel, C. and Frich, W., 2006. From source terrains of the Eastern Alps to the Molasse Basin: Detrital record of non-steady-state exhumation. *Tectonophysics*, 413: 301-316.
- Lacombe, O. and Mouthereau, F., 1999. Qu'est-ce que le front des orogènes? L'exemple de l'orogène pyrénéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 329(12): 889-896.
- Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L. and Dewey, J., 1997. Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. *Orogeny Through Time*, 121: 237-264.
- Lamb, S., 2000. Active deformation in the Bolivian Andes, South America. *J. Geophys. Res.*, 105(B11): 25627- 25653.
- Lane, E.W., 1957. A study of shape channels formed by natural streams flowing in erodible material. *Missouri river division series n° 9*, Omaha, NE.
- Langbein, W.B. and Schumm, S.A., 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Trans. Am.Geophys. Union.*: 1076-1084.
- Latrubesse, E.M. and Franzinelli, E., 1995. Cambios climaticos en amazonia durante el Pleistoceno tardi-Holoceno. In: M.P. Argullo J. (Editor), *Cambios cuaternarios en América del Sur*. ORSTOM-UMSA, La Paz Bolivia, pp. 77-93.
- Latrubesse, E.M. and Franzinelli, E., 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, 44: 241-257.
- Laubacher, G. and Naeser, C.W., 1994. Fission-track dating of granitic rocks from the Eastern Cordillera of Peru: evidence for Late Jurassic and Cenozoic cooling. *Journal of the Geological Society*, 151: 473-483.
- Lavé, J. and Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3): 5735-5770.
- Lavenu, A. and Marocco, R., 1984. Sédimentation continentale et tectonique d'une chaîne liée à une zone de subduction: l'exemple des Andes Centrales (Pérou-Bolivie) pendant le Tertiaire. *BCREDP 8, Soc. Nat. Elf-Aquitaine (Production)*, Pau (France).
- Lavenu, A. and Mercier, J.-L., 1991. Evolution du régime tectonique de l'Altiplano et de la Cordillère orientale des Andes de Bolivie du Miocène supérieur à l'Actuel. Un effet des forces de gravité et des forces aux limites. *Géodynamique*, 6(1): 21-55.

- Lecce, S.A., 1990. Chapter 1: The Alluvial Fan Problem. In: A.H.R.a.M. Church (Editor), *Alluvial Fans: A Field Approach*. John Wiley & Sons Ltd., pp. 3-24.
- Ledru, M.-P., Campello Cordeiro, R., Landim Dominguez, J.M., Martin, L., Mourguiart, P., Sifeddine, A. and Turcq, B., 2001. Late-Glacial Cooling in Amazonia Inferred from Pollen at Lagoa do Caço, Northern Brazil. *Quaternary Research*, 55: 47-56.
- Ledru, M.-P., Salgado-Labouriau, M.L. and Lorscheitter, M.L., 1998. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99: 131-142.
- Leeder, M.R. and Gawthorpe, R.L., 1987. Sedimentary models for extensional tiltblock/half graben basins, in Coward. In: J.F. Dewey, and Hancock, P. L., (Editor), *Continental extensional basins: Special Publication #28*. Geological Society of London, pp. 139-152.
- Leeder, M.R. and Jackson, J.A., 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United states and Central Greece. *Basin Research*, 5: 79-102.
- Lenters, J.D. and Cook, K.H., 1995. Comments on "On the influence of the Andes on the general circulation of the Southern Hemisphere". *Journal of Climate*, 8: 2113-2115.
- Leopold, L., B. and Bull, W., B., 1979. Base Level, Aggradation, and Grade. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 123(2): 168-202.
- Leprun, J.-C. and Nahon, D., 1973. Cuirassements ferrugineux autochtones sur deux types de roches. *B.S.G.F.*, (7), XV(3-4): 357-361.
- Leturmy, P., Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P., Colleta, B. and Chabron, E., 2000. Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia). *Tectonophysics*, 320: 45-67.
- Liu, K.-B. and Colinvaux, P.A., 1985. Forest changes in the Amazon Basin during the last glacial maximum. *Nature*, 318: 556-557.
- Liu, K.-B. and Colinvaux, P.A., 1988. A 5200-year history of Amazon rain forest. *Journal of Biogeography*, 15: 231-248.
- Liu, M., Yang, Y., Stein, S., ZHU, Y. and Engeln, J., 2000. Crustal shortening in the Andes: Why do GPS rates differ from geological rates? *Geophysical Research Letters*, 27(18): 3005-3008.

- Lyon-Caen, H., Molnar, P. and Suárez, 1985. Gravity anomalies and flexure of the Brazilian Shield beneath the Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 81-92.
- Mariaca, J. and Vargas, C., 1966. Informe sobre la geología del sector meridional de la faja Subandina del Norte y una pequeña parte de la faja Subandina Central. Inf. Ined. YPFB.
- Marshall, L.G., Sempere, T. and Gayet, M., 1993. The Petaca (Late Oligocene-Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and tectonic significance. *Documents du Laboratoire de Géologie*, 125: 291-301.
- Marshall, L.G. and Sempéré, T., 1991. The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: A review. *in* Suarez-Soruco, R., ed., *Fosiles y facies de Bolivia*, Tomo 1: Vertebrados: *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 12: 631-652.
- Martin, L., Fournier, M., Mourguiart, P., Sifeddine, A., Turcq, B., Flexor, J.-M. and Absy, M.L., 1993. Southern Oscillation Signal in South American Palaeoclimatic next term Data of the Last 7000 Years. *Quaternary Research*, 39(3): 338-346.
- Martin, L., Bertaux, J., Ledru, M.-P., Mourguiart, P., Sifeddine, A., Soubies, F. and Turcq, B., 1995. Perturbaciones del régimen de las lluvias y condiciones de tipo El Niño en América del Sur Tropical desde hace 7 000 años. *In*: B.F. P. Ribstein, A. Coudrain-Ribstein & P. Mourguiart (Editor), *Eaux, glaciers & changements climatiques dans les Andes Tropicales*. IFEA-ORSTOM, Lima-Pérou.
- Martinez, C., 1980. Structure et évolution de la chaîne andine dans le Nord de la Cordillère des Andes de Bolivie, 119. *ORSTOM*, 352 pp.
- Masek, J., Isacks, B.L., Gubbels, T.L. and Fielding, E.J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J.G.R.*, 99(B7): 13,94-13,956.
- Maslin, M.A. and Burns, S.J., 2000. Reconstruction of the Amazon Basin Effective Moisture Availability over the Past 14,000 Years. *Science*, 290: 2285-2287.
- Maurice-Bourgoin, L., 2001. Water and sediments flux records for Rurrenabaque and Riberalta. unpublished.
- McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. *In*: K. McClay (Editor), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London, pp. 419-433.
- McQuarrie, N. and DeCelles, P., 2001. Geometry and structural evolution of the central Andean backthrust belt, Bolivia. *Tectonics*, 20(5): 669-692.

- McQuarrie, N., 2002. The kinematics history of the central Andes fold-thrust belt, Bolivia: Implications for building a high plateau. *GSA Bulletin*, 114(8): 950-963.
- McQuarrie, N. and Davis, G.H., 2002. Crossing the several scales of strain-accomplishing mechanisms in the hinterland of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia. *Journal of Structural geology*, 24: 1587-1602s.
- McQuarrie, N., Horton Brian, K., Zandt, G., Beck, S. and DeCelles Peter, G., 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics*, 399: 15-37.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of fluvial deposits*. Springer Verlag, Berlin.
- Molnar, P. and England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 346: 29-34.
- Montgomery, D.R., Balco, G. and Willet, S.D., 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*, 29(7): 579-582.
- Moores, E. and Twiss, R.J., 1995. *Tectonics*. W. H. Freeman, pp. 155-161.
- Moretti, I., Baby, P., Mendez, E. and 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.
- Mourguiart, P. and Ledru, M.-P., 2003. Last Glacial Maximum in an Andean cloud forest environment (Eastern Cordillera, Bolivia). *Geology*, 31(3): 195-198.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P. and Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399: 125- 154.
- Mugnier, J.L., Baby, P., Colletta, B., Vinour, P., Bale, P. and Leturmy, P., 1997. Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models. *Geology*, 25: 427-430.
- Naranjo, J.A. and Paskoff, R., 1980. Evolucion geomorfológica del Desierto de Atacama entre 26° y 33° latitud sur: Revision cronologica.
- Noblet, C., Lavenu, A. and Marocco, R., 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism on the Andes. *Tectonophysics*, 255: 65-78.
- Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, S., Ocola, L. and Ellis, M., 1998. Space Geodetic Observation of Nazca-South America Convergence Across the Central Andes. *Science*, 279: 358-362.
- O'Sullivan, P.B., 1989. Thermal history of Mississippian to Tertiary sedimentary rocks on the North slope, Alaska, using apatite fission-track analysis, Department of

- Geology, La Trobe University Bundoora, Victoria, Australia and Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys.
- Oller, J., 1986. Consideraciones generales sobre la geología de la Faja Subandina norte., Universidad mayor de San Andreas, La Paz, Bolivia, 120 pp.
- Oller, J. and Sempéré, T., 1990. A fluvio-eolian sequence of probable Middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia, SYMPOSIUM INTERNATIONAL "GEODYNAMIQUE ANDINE", Grenoble, pp. 237-240.
- Ollier, C.D., 1981. Tectonics and landforms, Harlow, England, 324 pp.
- Ori, G.G. and Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12(8): 475-478.
- Osborn, G., Clapperton, C.M., Davis, G.H., Reasoner, M., Rodbell, D.T., Seltzer, G.O. and Zielinski, G., 1995. Potential glacial evidence for the Younger Dryas event in the Cordillera of North America. *Quaternary Science Reviews*, 14: 823-832.
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of American Bulletin*, 96: 504-515.
- Paduano, G.M., Bush, M.B., Baker, P.A., Fritz, S.C. and Seltzer, G.O., 2003. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 259-279.
- Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233-248.
- Pareja, J., Vargas, C., Suarez, R., Ballon, R., Carrasco, R. and Villaroel, C., 1978. Mapa Geológico de Bolivia: Servicio Geológico de Bolivia/Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos.
- Peteet, D., 1995. Global Younger Dryas? *Quaternary International*, 28: 93-104.
- Pinto, L., 2003. Traçage de l'érosion cénozoïque des Andes Centrales à l'aide de la minéralogie et chimie des sédiments (Nord du Chili et Nord-ouest de la Bolivie), Université Paul Sabatier, Toulouse III.
- Pinto, L., Hérail, G., Moine, B., Fontan, F., Charrier, R. and Dupré, B., 2004. Using geochemistry to establish the igneous provenances of the Neogene continental sedimentary rocks in the Central Depression and Altiplano, Central Andes. *Sedimentary Geology*, 166: 157-183.
- Piperno, D.R., 1997. Phytoliths and microscopic charcoal from leg 155: A vegetation and fire history of the Amazon Basin during the last 75 k.y. In: R.D. Flood, Piper, D.J.W., Klaus, A., and Peterson, L.C. (Editor), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*.

- Plafker, G., 1964. Oriented lakes and lineaments of northeastern Bolivia. *Geological Society of America Bulletin*, 75: 503-522.
- Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 793-802.
- Powell, C.M., Li, Z.X., McElhinny, M.W., Meert, J.G. and Park, J.K., 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodania and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, 21: 889-892.
- Pratt-Sitaula, B., Burbank, D.W., Heimsath Arjun and Ojha, T., 2004. Landscape disequilibrium on 1000-10,000 year scales Marsyandi River, central Himalaya. *Geomorphology*, 58: 223-241.
- Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3): 183-190.
- Ramos, V.A. and Alemán, A., 2000. Tectonic Evolution of the Andes. *Tectonic Evolution of South America*, 31th Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, pp. 635-685.
- Rasanen, M.E., Linna, A.M., Santos, J.C.R. and Negri, F.R., 1995. Late Miocene Tidal Deposits in the Amazonian Foreland Basin. *Science*, 269(5222): 386-390.
- Raymo, M.E. and Ruddiman, W.F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359: 117-122.
- Riquelme, R., 2003. Evolution géomorphologique néogène des Andes Centrales du désert d'Atacama (Chili): interaction tectonique-érosion-climat, Toulouse III, 258 pp.
- Rochat, P., 2000. Structure et cinématique de l'altiplano Nord-Bolivien au sein des Andes Centrales, Joseph Fourier, Grenoble.
- Rodbell, D.T. and Seltzer, G.O., 2000. Rapid Ice Margin Fluctuation during the Younger Dryas in the Tropical Andes. *Quaternary Research*, 54: 328-338.
- Roddaz, M., 2004. Transition des stades alimentés à suralimentés dans les systèmes de retro-bassin d'avant-pays: du bassin amazonien, Université Paul Sabatier, Toulouse (France), 332 pp.
- Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W. and Darrozes, J.M., 2005a. Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P. and Hérail, G., 2005b. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 239: 57-78.

- Roeder, D., 1988. Andean-age structure of the eastern cordillera (Province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, 7(1): 23-39.
- Roperch, P., Fornari, M., Hérail, G. and Parraguez, G., 2000. Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: implications for the geodynamic evolution of the Central Andes during the late Tertiary. *J. Geophys. Res.*, 105(B1): 795-820.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C. and Fornari, M., 2002. Counterclockwise rotation of the southern Peruvian forearc and implications for the formation of the Bolivian orocline., V International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, France, pp. 545-548.
- Ruiz, G.M.H., Seward, D. and Winkler, W., 2004. Detrital thermochronology - a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazonian Basin, Ecuador. *Basin Research*, 16(3): 413-430.
- Safran, E.B., 1998. Channel Network Incision and Patterns of Mountain Geomorphology, University of California, Santa Barbara, 326 pp.
- Safran, E.B., Bierman, P.R., Aalto, R., Dunne, T. and Whipple, K.X., 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surf. Process. Landforms*, 30: 1007-1024.
- Salgado-Labouriau, M.L., Barberi, M., Ferraz-Vicentini, K.R. and Parizzi, M.G., 1998. A dry climatic event during the late Quaternary of tropical Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99: 115-129.
- Salgado-Labouriau, M.L., Casseti, V., Ferraz-Vicentini, K.R., Martin, L., Soubies, F., Suguio, K. and Turcq, B., 1997. Late Quaternary vegetational and climatic changes in cerrado and palm swamp from Central Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 128: 215-226.
- Sanjines, G. and Jimenez, F., 1976. Comunicación preliminar acerca de la presencia de fósiles vertebrados en la Formación Petaca del área de Santa Cruz. *Revista Técnica, Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 4(3): 147-158.
- Santos, M.C., Varajão, A.F.D.C. and Yvon, J., 2004. Genesis of clayey bodies in Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *CATENA*, 55(3): 277-291.
- Schlagintweit, P., 1937. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla y la difusión del horizonte glacial de Zapla en Argentina y en Bolivia. *Bol. Rev. Min.*, 13(4): 115-127.
- Scheuber, E. and González, G., 1999. Tectonics of the Jurassic- Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of

- crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18: 895-910.
- Schumm, S., A., Mosley, P., M., and Weaver, W., E., 1987. *Experimental fluvial geomorphology*, United States of America, 413 pp.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F. and Holbrook, J.M., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*, 276 pp.
- Schumm, S.A., 1986. Alluvial river response to active tectonics, *Active tectonics*. National Academic Press, Washington, D.C., pp. 80-94.
- Schweller, W., Kulm, L. and Prince, R., 1981. *Tectonics, Structure, & Sedimentary Framework of the Peru-Chile Trench*. GSA Memoir, 154: 323-350.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M. and Soulas, J.-P., 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Geodynamique*, 3(1-2): 85-106.
- Sempéré, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W. and Swisher, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous-lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 109(6): 709-727.
- Sempéré, T., Hérail, G., Oller, J. and Bonhomme, M.G., 1990. Late Oligocène-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, 18: 946-949.
- Servant, M., Fontes, J.-C., Rieu, M. and Saliège, J.-F., 1981. Phases climatiques arides holocènes dans le sud-ouest de l'Amazonie (Bolivie). *C.R.Acad. Paris*, 292(II): 1295-1297.
- Servant, M. and Fontes, J.-C., 1984. Les basses terrasses fluviales du Quaternaire récent des Andes Boliviennes, datations par le ¹⁴C, interprétation paléoclimatique. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, XIV(1): 15-28.
- Servant, M., Fournier, M., Argollo, J., Servant-Vildary, S., Sylvestre, F., Wirrmann, D. and Ybert, J.-P., 1995. La dernière transition glaciaire/interglaciaire des Andes tropicales sud (Bolivie) d'après des variations lacustres et des fluctuations glaciaires. *C.R.Acad. Paris*, 320(II a): 729-736.
- Servant, M. and Servant-Vildary, S., 2003. Holocene precipitation and atmospheric changes inferred from river paleowetlands in Bolivian Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 187-206.
- Sheffels, B.M., 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, 18: 812-815.

- Schlagintweit, O., 1939. Informe preliminar sobre el reconocimiento entre San Borja y Huachi, el río Beni entre Huachi et Rurrenabaque. Publ. del Min. Minas y Petróleos.
- Showers, M. and Beavis, W.J., 1988. Amazon cone isotopic stratigraphy: evidence for the source of the tropical freshwater spike. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64: 189-199.
- Smith, J.A., Seltzer O.G., Rodbell D.T. and Klein, A.G., 2005. Regional synthesis of last glacial maximum snowlines in the tropical Andes, South America. *Quaternary International*, 138-139: 145-167.
- Sobel, E.R. and Strecker, M.R., 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research*, 15: 431-451.
- Somoza, R., 1998. Update Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implication for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 211-215.
- Starkel, L., 2003. Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. *Quaternary Science Reviews*, 22(20): 2189-2198.
- Stauder, W., 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *Journal of Geophysical Research*, 78: 5033-5061.
- Stoll, W.C., 1961. Tertiary channel gold deposits at Tipuani, Bolivia. *Econ. Geol.*, 56: 1258-1264.
- Stralher, W., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Soc. Am. Bul.*, 63: 1117-1142.
- Strub, M., Hérail, G., Darrozes, J.M., García-Duarte, R. and Astorga, G., 2005. Neogene to Present tectonic and orographic evolution of the Beni Subandean Zone, 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), pp. 709-713.
- Suárez, G., Molnar, P. and Burchfiel, C., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *J.G.R.*, 88(B12): 10,403-10,428.
- Suárez-Soruco, R. and Díaz-Martínez, E., 1996. Léxico Estratigráfico de Bolivia. *Rev Téc YPFB*, 17: 1-213.
- Summerfield, M.A., 1991. *Global Geomorphology*. Pearson Education Limited, Harlow, 537 pp.

- Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Villard, S., Causse, C., Fournier, M. and Ybert, J.-P., 1999. Lake-Level Chronology on the Southern Bolivian (18°-23°S) during Late-Glacial Time and Early Holocene. *Quaternary Research*, 51: 54-66.
- Talling, P., J., and Sowter, M., J., 1999. Drainage density on progressively tilted surfaces with different gradients, Wheeler Ridge, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 809-824.
- Tapia, P.M., Fritz, S.C., Baker, P.A., Seltzer, G.O. and Dunbar, R.B., 2003. A Late Quaternary diatom record of tropical climatic history from Lake Titicaca (Peru and Bolivia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 139-164.
- Tardy, Y. and Roquin, C., 1998. *Derive des continents, laterites et paleoclimats tropicaux*, Quebec, Canada.
- Tassara, A., 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°- 34°S). *Tectonophysics*, 399: 39-57.
- Thomas, M.F., 2000. Late Quaternary environmental changes and the alluvial record in humid tropical environments. *Quaternary International*, 72: 23-36.
- Thomas, M.F., 2003. Late Quaternary sediment fluxes from tropical watersheds. *Sedimentary Geology*, 162: 63-81.
- Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorodnov, V.S., Lin, P.-N., Mikhaleiko, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Cole-Dai, J. and Francou, B., 1998. A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores. *Science*, 282.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E. and Henderson, K.A., 2000. Ice-core palaeoclimate records in tropical South America since the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, 15(4): 377-394.
- Tucker, G.E. and Slingerland, R., 1997. Drainage basin responses to climate change. *WATER RESOURCES RESEARCH*, 33(8): 2031-2047.
- Turcq, B., Pressinotti, M.M.N. and Martin, L., 1997. Paleohydrology and Paleoclimate of the Past 33,000 Years at the Tamandú River, Central Brazil. *Quaternary Research*, 47: 284-294.
- Uba, C.E., Heubeck, C. and Hulka, C., 2005. Facies analysis and basin architecture of the Neogene Subandean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sedimentary Geology*, 180(3-4): 91-123.

- Urreiztieta, M., 1996. Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin, Université de Rennes I, Rennes, France, 311 pp.
- Van der Hammen, T. and Hooghiemstra, H., 2000. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quaternary Science Reviews*, 19: 725-742.
- Vandenbergh, J., 2002. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International*, 91: 17-23.
- Victor, P., Oncken, O. and Glodny, J., 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21° S (northern Chile). *Tectonics*, 23(TC4004): doi:10.1029/2003TC001519.
- Viscarra, G., 1986. Geodinámica y distribución del oro en una cuenca untramontana andina: región de Tipuani-Mariapo, Tesis Univ. La Paz, 68 p.
- Watts, A.B., Lamb S., Fairhead, J.D. and Dewey J., 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 9-21.
- Wolfe, B.B., Aravena, R., Abbott, M.B., Seltzer, G.O. and Gibson, J.J., 2001. Reconstruction of paleohydrology and paleohumidity from oxygen isotope records in the Bolivian Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176: 177-192.
- Wortel, M.J.R., 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. Geol. Soc. London*, 141: 783-791.
- Zeitler, P.K., Johnson, N.M., Briggs, N.D. and Naeser, C.W., 1986. Uplift history of the NW Himalaya as recorded by fission-track ages on detrital Siwalick zircons. In: H. Jiqing (Editor), *Proceeding of the Symposium on Mesozoic Geology in Connection of the 60th Anniversary of the Geological Society of China*. Geol. Publ. House, pp. 481-496.
- Zubieta, J., 2001. Les sédiments syn-orogéniques du subandin et de l'avant-pays de Bolivie, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, Mémoire H.S. n°37 pp.
- Zubieta, J.D., Baby, P. and Mugnier, J.L., 1996. Cenozoic evolution of the Andean foreland Basin between 15°30' and 22°00'S. In: C. J. e.S. ORSTOM (Editor), *ISAG'96 3rd International Symposium on Andean Geodynamics*, Saint-Malo (France), pp. 529-432.

ANNEXE : RAPPORT D'ANALYSE DES TRACES DE FISSION DANS LES APATITES

HUA, TIP, and BEN Samples, Peru: Apatite Fission-Track Data

Apatite to Zircon Report Number 464

Mineral separations performed by:

Paul B. O'Sullivan, Ph.D., Margaret B. Donelick, Ph.D., and
Raymond A. Donelick, Ph.D.

Fission-track data and report by:

Paul B. O'Sullivan, Ph.D. and Raymond A. Donelick, Ph.D.

Apatite to Zircon, Inc.
1075 Matson Road
Viola, Idaho 83872-9709 U.S.A.
voice: +1-208-875-2332 fax: +1-208-875-8881
e-mail: donelick@apatite.com

Submitted to:

Recipient:	Stéphane BRUSSET
Company Name:	Institut de recherche pour le développement
Company Location:	UMR 5563 Géodynamique 36, rue des 36 ponts 31400 TOULOUSE FRANCE
Submission Date:	27 August 2003 (very late)
Revision Date:	30 September 2003

Copyright Notice

Copyright 2003, Apatite to Zircon, Incorporated.

This report, which may consist of some combination of paper copy, electronic copy, or interpretive computer programs and associated computer data files, contains proprietary information and methodology which are the intellectual property of Apatite to Zircon, Incorporated and this report is prepared by Apatite to Zircon, Incorporated for sole use by the entity for whom it was prepared. Reproduction of this report, or any part thereof for any purpose other than internal use by the Entity for whom it was prepared, or that Entity's affiliates or partners, is prohibited without the written consent of Apatite to Zircon, Incorporated.

1. Data Summary

General

No attempt is made in this report to fully integrate the apatite fission-track data for the samples studied here with other independent geological information. Several comments are warranted regarding the summary interpretations presented in **Table 1.2**:

- Two samples were modeled twice due to large uncertainties concerning the stratigraphic ages: BEN-006 and BEN-55. For BEN-55, independent thermal maturity measurements (e.g., vitrinite reflectance) could be used to distinguish between the fission-track models attempted. Importantly, this could permit an indirect means of refining the stratigraphic age estimates for this sample. For example, if the vitrinite reflectance for BEN-55 is known from measurement to be ~0.50, then the stratigraphic age of this sample is likely younger than the age of the oldest fission track which in this case is 60-70 Ma.
- Many of these models can be refined, but likely with little significant effect on the interpretation, by adjusting the assumed timing of uplift/cooling.
- The following stratigraphic age estimates are possible for the tuffaceous intervals (**Table 1.3b**): HUA-16A = 23.3±2.1 Ma (1 σ), TIP-001 = 12.8±1.8 Ma, and BEN-52A, 20.1±3.5 Ma.

1.2. Sample Listing

Table 1.1 contains a listing of the samples submitted for analysis, the number assigned to each sample in the Apatite to Zircon, Inc. (i.e., A2Z) laboratory, the amount of apatite isolated from each sample, the number of grain mounts prepared for each sample, and the quality of the data obtained.

Client Sample Name	A2Z Sample Number	Apatite Observed	Grain Mounts Prepared	Data Quality 1=poor 10=excellent
TIP-001	464-02	1000s	1	3
BEN-001A	464-03	10s	1	1
BEN-006	464-04	100s	1	4
BEN-27	464-05	100s	1	3
BEN-36A	464-06	1s	1	3
BEN-42C	464-07	100s	1	4
BEN-47A	464-08	10s	1	3
BEN-52A	464-09	1000s	1	9
BEN-54	464-10	100s	1	4
BEN-55	464-11	10s	1	3
BEN-95	464-12	100s	1	6

Table 1.1. Listing of the samples submitted for analysis

1.3. Apatite Fission-Track Data Interpretation

The geological history implications of the apatite fission-track data are summarized in **Table 1.2**. The apatite fission-track age and length data are summarized in **Table 1.3** (**a=all grains analyzed**; **b=largest, youngest grain population for which $Q \geq 0.05$** for the tuffaceous intervals) and **Table 1.4**, respectively.

The following pages show how the model results appear when they are loaded into the quantitative modeling program AFTSolve. It is possible to test alternative thermal histories for each sample while maintaining these results as a background for guidance. AFTSolve (©1996-2003 Apatite to Zircon, Inc. and Richard A. Ketcham) implements various laboratory calibrations of the behavior of fission tracks in apatite in response to heating and cooling histories. Full details concerning these calibrations and the various uses of AFTSolve are publicly available (Carlson et al., 1999; Donelick et al., 1999; Ketcham et al., 1999; Ketcham et al., 2000). For each sample modeled, fission-track ages and track length distributions were calculated for a series of 20,000 randomly generated temperature histories. These randomly generated temperature histories were constrained to be geologically reasonable, where possible, by independently known information such as the stratigraphic age and present-day geological temperature for each sample. A temperature history was deemed acceptable (i.e., *Acceptable Fit*; solutions within the green band) when both the model fission-track age and the model fission track length distribution matched their measured counterparts with a level of confidence of 0.01 or greater. A temperature history was deemed good (i.e., *Good Fit*; solutions within the red band) when both the model fission-track age and model fission-track length distribution matched their measured counterparts with a level of confidence of 0.50 or greater. Vitrinite reflectance equivalent values were calculated using the EasyRo method of Sweeney and Burnham (1990) for each temperature history generated. Only the burial and exhumation segments of the overall temperature history were used to estimate expected vitrinite reflectance values; the provenance segment of each temperature history is ignored for this calculation.

Table 1.2. Geological history implications of the apatite fission-track data.

Client Sample Name	A2Z Sample Number	Assumed Stratigraphic Age (Ma)	Assumed Timing of Uplift/ Cooling (Ma)	Age of Oldest Fission Track (Ma)	Timing of Initiation of Uplift/Cooling (Ma)	Peak Burial Temperature (°C)	EasyRo (% reflectance)
TIP-001	464-02	12.8 Ma measured	5 Ma assumed	Dpar (µm)=2.39: 12.8 Ma	unconstrained	34-69°C; best=50°C	0.31±0.01%
BEN-001A	464-03	438-505 Ma; ≥200 Ma assumed	cooling-only assumed	Dpar (µm)=2.05: 62.8±51.3 Ma	Dpar (µm)=2.05: ≥62.8±51.3 Ma; poorly constrained	≥~130°C	≥0.75±0.01%
BEN-006	464-04	23.7-163.0 Ma; 163 Ma assumed	20 Ma assumed	Dpar (µm)=1.49: 163±9 Ma	unconstrained	~81°C	~0.56%
BEN-006	464-04	23.7-163.0 Ma; 23.7 Ma assumed	20 Ma assumed	Dpar (µm)=1.49: 128±7 Ma	unconstrained	86-106°C; best=94°	0.54±0.01%
BEN-27	464-05	5.3-23.7 Ma; 23.7 Ma assumed	20 Ma assumed	Dpar (µm)=1.89: 129±7 Ma	unconstrained	87-109°C; best=99°C	0.56±0.02%
BEN-36A	464-06	144.0-163.0 Ma; 153.5 Ma assumed	60 Ma assumed	Dpar (µm)=1.76: 51.0±9.1 Ma	Dpar (µm)=1.76: ≥51.0±9.1 Ma	≥89°C; best=≥108°C	≥0.64±0.01%
BEN-42C	464-07	5.3-23.7 Ma; 23.7 Ma assumed	20 Ma assumed	Dpar (µm)=1.85: 101±7 Ma; Dpar (µm)=2.94: 145±43 Ma	unconstrained	94-101°C; best=94°C	0.56±0.01%
BEN-47A	464-08	144.0-163.0 Ma; ≥100 Ma assumed	cooling-only assumed	Dpar (µm)=1.62: 77.4±9.7 Ma	Dpar (µm)=1.62: ≥77.4±9.7 Ma	≥115°C	≥0.64±0.01%
BEN-52A	464-09	20.1 Ma measured	10 Ma assumed	Dpar (µm)=1.94: 20.1 Ma	unconstrained	84-107°C; best=98°C	0.51±0.01%
BEN-54	464-10	5.3-23.7 Ma; 23.7 Ma assumed	20 Ma assumed	Dpar (µm)=1.58: 111±6 Ma	unconstrained	75-103°C; best=79°C	0.48±0.01%
BEN-55	464-11	23.7-163.0 Ma; ≥80 Ma assumed	cooling-only assumed	Dpar (µm)=1.49: 63.9±5.6 Ma	Dpar (µm)=1.49: ≥63.9±5.6 Ma	≥~115°C	≥0.64±0.01%
BEN-55	464-11	23.7-163.0 Ma; 23.7 Ma assumed	20 Ma assumed	Dpar (µm)=1.49: 64.9±5.7 Ma	unconstrained	74-116°C; best=96°C	0.51±0.03%
BEN-95	464-12	Precambrian; ≥200 Ma assumed	cooling-only assumed	Dpar (µm)=1.49: 142±7 Ma	Dpar (µm)=1.49: ≥142±7 Ma	≥~115°C	≥0.63±0.01%

Note: Samples in **bold type** are tuffaceous intervals for which the stratigraphic ages are assumed to be their respective age of the largest, youngest apatite grain population for which parameter Q≥0.05 (see **Table 1.3b**).

Table 1.3a. Summary of the apatite fission-track age data for all apatite grains combined.

Client Sample Name	A2Z Sample Number	p_s (10 ⁶ tracks cm ⁻²)	N_s (tracks)	ρ_i (10 ⁶ tracks cm ⁻²)	N_i (tracks)	ρ_d (10 ⁶ tracks cm ⁻²)	N_d (tracks)	Grains Q (dmnls)	Dpar (µm)	Dper (µm)	Pooled Fission-Track Age (Ma)	Mean Fission-Track Age (Ma)	Median Fission-Track Age (Ma)	
Standards														
Fish Canyon Tuff-A(1) 27.8 Ma	FC-01	0.202	201	1.156	1151	2.985	4411	30	0.741	2.40	0.58	27.2±2.2	28.9±2.2	29.9 2.6- 1.5+
Fish Canyon Tuff-A(2) 27.8 Ma	FC-01	0.190	168	1.085	962	2.985	4411	30	0.412	2.46	0.58	27.2±2.4	29.4±3.0	25.9 2.0- 3.4+
Fish Canyon Tuff-C(1) 27.8 Ma	FC-01	0.212	180	1.200	1018	2.962	4411	32	0.364	2.43	0.71	27.3±2.3	29.5±2.9	26.3 1.8- 3.0+
Fish Canyon Tuff-C(2) 27.8 Ma	FC-01	0.214	117	1.268	693	2.962	4411	29	0.194	2.43	0.70	26.1±2.7	27.5±3.7	22.9 2.8- 4.8+
Fish Canyon Tuff-D(1) 27.8 Ma	FC-01	0.248	131	1.319	697	2.939	4411	29	0.430	2.46	0.50	28.8±2.9	29.2±3.3	27.0 3.3- 3.5+
Fish Canyon Tuff-D(2) 27.8 Ma	FC-01	0.222	91	1.118	458	2.939	4411	24	0.820	2.37	0.46	30.4±3.6	29.6±3.6	30.3 4.6- 4.0+
Durango-A(1) 31.4 Ma	DR-01	0.178	241	0.826	1119	2.917	4411	30	0.595	1.76	0.27	32.7±2.5	33.2±2.6	34.7 3.1- 1.3+
Durango-A(2) 31.4 Ma	DR-01	0.170	226	0.810	1077	2.917	4411	30	0.831	1.77	0.23	31.9±2.5	32.5±2.2	32.3 1.7- 2.9+
Durnago-B(1) 31.4 Ma	DR-01	0.176	203	0.836	962	2.894	4411	25	0.751	1.83	0.36	31.8±2.6	33.3±2.9	28.5 1.4- 3.5+
Durango-B(2) 31.4 Ma	DR-01	0.176	237	0.835	1122	2.894	4411	30	0.086	1.87	0.24	31.9±2.5	34.2±3.4	30.6 2.1- 2.2+
Durango-D(1) 31.4 Ma	DR-01	0.157	191	0.852	1034	2.871	4411	25	0.650	1.95	0.24	27.7±2.3	27.8±2.4	24.3 1.0- 3.0+
TIP-001	464-02	0.055	54	0.765	755	3.417	4278	25	0.536	2.35	0.54	12.8±1.8	12.8±2.0	13.0 2.4- 1.7+
BEN-001A	464-03	0.038	2	0.113	6	3.440	4278	3	0.411	1.53	0.44	59.6±48.7	89.3±63.2	89.3 46.8- 46.1+
BEN-006	464-04	1.143	684	2.704	1618	3.464	4278	25	0.000	1.61	0.36	76.1±4.1	86.5±12.8	92.7 20.2- 17.1+
BEN-27	464-05	1.324	761	2.652	1524	3.488	4278	26	0.000	1.75	0.43	90.4±4.8	102±15	95.0 14.3- 14.6+
BEN-36A	464-06	0.515	40	2.537	197	3.511	4278	5	0.246	1.51	0.33	37.1±6.5	30.4±10.3	30.5 5.3- 13.3+
BEN-42C	464-07	0.659	258	2.042	800	3.535	4278	25	0.000	1.73	0.47	59.3±4.6	57.1±10.6	65.1 16.5- 5.9+
BEN-47A	464-08	0.975	89	3.058	279	3.558	4278	7	0.000	1.31	0.34	59.0±7.4	54.6±16.2	67.3 30.1- 6.7+
BEN-52A	464-09	0.051	37	0.478	344	3.582	4278	25	0.838	1.75	0.47	20.1±3.5	21.8±3.1	20.8 1.9- 1.8+
BEN-54	464-10	1.146	713	2.589	1611	3.606	4278	39	0.000	1.56	0.40	82.8±4.4	95.9±10.4	85.6 8.8- 14.2+
BEN-55	464-11	0.634	215	2.505	850	3.629	4278	18	0.000	1.58	0.37	47.8±3.9	45.6±7.8	42.5 2.9- 4.1+
BEN-95	464-12	1.763	1277	2.734	1980	3.653	4278	40	0.000	1.36	0.29	122±6	118±8	123 8 - 5 +

Table 1.4. Summary of the apatite fission-track length data for all apatite grains combined.

Client Sample Name	A2Z Sample Number	Tracks (tracks)	Mean ± Standard Error (µm)	Standard Deviation (µm)	Dpar (µm)	Dper (µm)	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20
Standards																										
Fish Canyon Tuff-B 27.8 Ma	FC-01	130	15.01±0.09	1.02	2.36	0.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	3	16	46	39	23	2	-	-
Durango-D 31.4 Ma	DR-01	138	14.59±0.08	0.98	1.87	0.22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	5	28	60	32	10	2	-	-
TIP-001	464-02	125	14.45±0.18	2.05	2.43	0.56	-	-	1	-	-	-	1	-	1	1	3	3	8	20	29	34	21	3	-	-
BEN-001A	464-03	5	14.13±0.71	1.41	1.79	0.32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	2	-	1	-	-	-
BEN-006	464-04	212	10.41±0.18	2.55	1.83	0.38	-	-	1	5	4	4	4	8	22	39	29	48	24	11	5	5	3	-	-	-
BEN-27	464-05	202	10.99±0.17	2.34	1.94	0.41	-	-	-	2	5	2	2	7	13	28	30	42	34	24	8	5	-	-	-	-
BEN-36A	464-06	18	11.98±0.62	2.56	1.69	0.54	-	-	-	1	-	-	-	-	-	1	3	1	5	4	3	-	-	-	-	-
BEN-42C	464-07	176	11.02±0.18	2.33	2.03	0.40	-	-	-	1	-	4	3	10	17	17	32	23	36	21	8	2	2	-	-	-
BEN-47A	464-08	7	8.06±1.34	3.29	1.44	0.52	-	-	-	1	-	1	1	1	-	1	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-
BEN-52A	464-09	125	12.67±0.29	3.25	2.24	0.47	-	-	1	1	6	1	4	4	-	4	5	5	13	24	32	19	6	-	-	-
BEN-54	464-10	208	11.81±0.13	1.84	1.77	0.34	-	-	1	-	-	1	1	4	6	19	25	49	47	38	14	3	-	-	-	-
BEN-55	464-11	64	11.49±0.30	2.37	1.70	0.39	-	-	-	-	-	1	3	2	2	4	12	17	8	4	5	6	-	-	-	-
BEN-95	464-12	204	12.73±0.14	2.06	1.46	0.31	-	-	-	1	2	-	-	3	1	7	24	23	39	46	37	16	4	1	-	-