



Influence de la subduction d'une ride asismique sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante: exemple de la ride de Nazca et du bassin amazonien

Nicolas Espurt

► To cite this version:

Nicolas Espurt. Influence de la subduction d'une ride asismique sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante: exemple de la ride de Nazca et du bassin amazonien. Géologie appliquée. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2007. Français. NNT: . tel-00204692

HAL Id: tel-00204692

<https://theses.hal.science/tel-00204692>

Submitted on 15 Jan 2008

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.

UNIVERSITE DE TOULOUSE III – PAUL SABATIER
U.F.R. SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline: Sciences de la Terre
Présentée et soutenue publiquement

par

Nicolas ESPURT

Le 18 décembre 2007

Titre

**« INFLUENCE DE LA SUBDUCTION D'UNE RIDE
ASISMIQUE SUR LA DYNAMIQUE DE LA PLAQUE
CONTINENTALE CHEVAUCHANTE:
EXEMPLE DE LA RIDE DE NAZCA ET DU BASSIN
AMAZONIEN »**

Directeurs de thèse

Patrice Baby, DR, IRD
Stéphane Brusset, MCF, UPS

JURY

Joachim Deramond, Professeur, UPS
Isabelle Moretti, Expert en modélisation, Institut Français du Pétrole
Jaume Vergés, Professeur, Institute of Earth Sciences "Jaume Almera"
Jocelyn Barbarand, MCF, Université Paris-Sud Orsay
Joseph Martinod, Professeur, UPS

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Invité

UNIVERSITE DE TOULOUSE III – PAUL SABATIER
U.F.R. SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

Discipline: Sciences de la Terre
Présentée et soutenue publiquement

par

Nicolas ESPURT

Le 18 décembre 2007

Titre

**« INFLUENCE DE LA SUBDUCTION D'UNE RIDE
ASISMIQUE SUR LA DYNAMIQUE DE LA PLAQUE
CONTINENTALE CHEVAUCHANTE:
EXEMPLE DE LA RIDE DE NAZCA ET DU BASSIN
AMAZONIEN »**

Directeurs de thèse

Patrice Baby, DR, IRD
Stéphane Brusset, MCF, UPS

JURY

Joachim Dérmond, Professeur, UPS
Isabelle Moretti, Expert en modélisation, Institut Français du pétrole
Jaume Vergés, Professeur, Institute of Earth Sciences "Jaume Almera"
Jocelyn Barbarand, MCF, Université Paris-Sud Orsay
Joseph Martinod, Professeur, UPS

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Invité

REMERCIEMENTS

Cette thèse est une synthèse de trois ans de recherche au sein du Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie, dont seize mois en expatriation au Pérou (Lima), dans le cadre de la convention de recherche entre l'Institut de Recherche pour le Développement, PERUPETRO S.A. et PLUSPETROL E&P S.A.

A la fin de ces trois ans de recherche, j'ai grand plaisir à remercier mes co-directeurs de thèse, Patrice Baby et Stéphane Brusset pour leur encadrement, leur aide, leurs conseils mais aussi pour le temps qu'ils ont bien voulu me consacrer.

Je souhaite adresser ma reconnaissance à Isabelle Moretti et Jaume Vergés pour avoir voulu faire le rapport de ce manuscrit. Je tiens à remercier Jo Déramond pour ses conseils de mise en forme de certaines figures et pour avoir accepté d'être le président du jury de ma thèse. Je voudrais aussi remercier Jocelyn Barbarand pour avoir fait partie de mon jury et pour son aide précieuse en thermochronologie. Un très grand merci à Joseph Martinod pour m'avoir guidé dans les modélisations analogiques à Rome et pour avoir participé à ce jury.

Je voudrais ensuite remercier toutes les personnes de l'équipe Géodynamique, et en particulier Martin Roddaz, Vincent Regard, Pierre-Olivier Antoine, Jean-Claude Soula pour leurs conseils ainsi que José Darroze, Frédéric Christophoul, Gérard Hérail et Nicole Guerrero.

Merci aux Romains, Francesca Funicello et Claudio Faccenna, lors de mes deux séjours à Rome, pour m'avoir accueilli dans leur laboratoire de modélisation analogique. Mes remerciements vont aussi à Cécile Gautheron qui m'a appris à reconnaître les apatites.

Lors de mon premier départ au Pérou en 2004, j'étais loin de m'imaginer que j'allais vivre une expérience aussi unique et extraordinaire, parcourir les coins les plus reculés de l'Amazonie et faire de si belles rencontres humaines. C'est pourquoi, je tiens à remercier tous mes amis péruviens, Wilber, Juan Carlos, Miguel, Isack, Rolo, Isabel, Mayssa, Narda, Rolando, Daniel, Juan, Dennys, Billy mais aussi toutes les personnes et amis que j'ai pu rencontrer en Amazonie, en particulier Victor.

Merci aussi à l'équipe IRD-Pérou, à Pierre Soler, Myriam Soto et José. Je suis aussi très reconnaissant envers les familles Baby, Hourton et Perfettini pour m'avoir toujours ouvert les portes de leur maison au Pérou.

Sans oublier mes camarades thésards Cindy, Raph, Cyrielle, Benjamin et Gueseppe qui ont toujours su mettre de la bonne ambiance.

Merci aussi à toi, Marianne, pour ton encouragement et pour m'avoir sans cesse soutenu durant ces trois ans, surtout durant les derniers mois de rédaction.

Au terme de ces remerciements, je tiens à remercier mes parents, et en particulier ma mère, pour avoir relu et corrigé cette thèse.

RESUME

Les signatures de la subduction de la ride de Nazca s'expriment sur le flanc est des Andes péruviennes: l'Arche de Fitzcarrald en est la réponse topographique dans le bassin d'avant-pays amazonien. La subduction horizontale de la ride de Nazca perturbe la flexion de la lithosphère sud-américaine depuis ~4 Ma. Ce soulèvement est responsable de la configuration N-S actuelle, *foredeep-foreslope-foredeep*, du bassin amazonien. L'élaboration de modèles analogiques lithosphériques adaptés au contexte régional de l'étude a permis de comprendre les effets de la subduction d'un plateau océanique sur la plaque continentale chevauchante: i) le processus de la subduction horizontale requiert la subduction de plusieurs centaines de kilomètres de plateau; ii) la subduction horizontale augmente la friction interplaque et iii) s'accompagne de mouvements verticaux dans la plaque chevauchante, liés à son raccourcissement et à la flottabilité du plateau. L'architecture structurale du prisme orogénique andin au toit de l'Arche de Fitzcarrald correspond à deux prismes tectoniques superposés: un inférieur hérité de chevauchements carbonifères et un autre supérieur, la zone subandine, structuré par une tectonique de chevauchements de couverture. L'évolution structurale du système est liée aux variations d'épaisseur de la pile sédimentaire paléozoïque. Ce contrôle paléogéographique est marqué par le développement d'une zone de transfert héritée de la bordure nord du bassin paléozoïque. Les données de traces de fission sur apatites suggèrent une exhumation de cette région à ~110 Ma, liée à l'ouverture de l'Atlantique sud. La propagation des chevauchements au Sud de la zone de transfert, est enregistrée à partir de ~6 Ma par les thermochronomètres remis à zéro par enfouissement lors du stade flexural du bassin de Camisea. Cependant, le sous-placage de la ride de Nazca ne semble pas avoir d'influence sur la déformation subandine à courte longueur d'onde.

ABSTRACT

The Nazca ridge subduction is recorded in the eastern side of the Peruvian Andes. Its topographic response is the Fitzcarrald Arch, which induces the foredeep-foreslope-foredeep N-S partitioning of the Amazonian foreland system. Using lithospheric analogue models we evidence that horizontal subduction: i) requires the subduction of hundreds of kilometers of buoyant oceanic plateau; ii) increases the interplate friction and iii) induces uplift in the retro-lithosphere as a consequence of shortening and ridge underplating. In the Fitzcarrald Arch, the structural framework consists of two superimposed thrust-wedges. The lower wedge consists in the reactivation of a carboniferous thrust-wedge. The upper wedge is deformed by thin-skinned thrust tectonics. The structural evolution is controlled by the thickness of the paleozoic sedimentary pile involved in the thrust system. It is marked by a transfer-zone located at the northern border of a paleozoic basin. Apatite fission track analysis (AFT) allows us to determine an exhumation stage around 110 Ma linked to the opening of the South Atlantic Ocean. Since ~6Ma, AFT recorded the thrust propagation in the Camisea South of the transfer zone, where apatite thermochronometers have been reset. However, the underplating of the Nazca ridge had no influence on the short wavelength deformation of the Subandes.

TABLE DES MATIERES

1.	INTRODUCTION	15
1.1.	GEODYNAMIQUE ANDINE ET SUBDUCTION DE RIDES OCEANQUES.....	15
1.2.	PROBLEMATIQUE: QUEL EST L'IMPACT DE LA SUBDUCTION DE LA RIDE DE NAZCA SUR LA DYNAMIQUE DU BASSIN AMAZONIEN ?	18
1.3.	OBJECTIFS ET DEMARCHE.....	21
2.	GEOLOGIE ET STRUCTURE DE L'ARCHE DE FITZCARRALD	25
2.1.	INTRODUCTION	25
2.2.	HOW DOES THE NAZCA RIDGE SUBDUCTION INFLUENCE THE MODERN AMAZONIAN FORELAND BASIN ?	26
2.3.	THE NAZCA RIDGE AND UPLIFT OF THE FITZCARRALD ARCH: IMPLICATIONS FOR REGIONAL GEOLOGY IN NORTHERN SOUTH AMERICA	38
2.3.1.	Introduction	41
2.3.2.	The Nazca Ridge feature	43
2.3.3.	Andean Nazca Ridge subduction imprints	43
2.3.4.	Morphologic records, drainage system and crustal structure	44
2.3.5.	Miocene to Pleistocene sedimentologic record on the Fitzcarrald Arch area..	47
2.3.5.1.	Miocene deposits	50
2.3.5.2.	Pliocene deposits	52
2.3.5.3.	Pleistocene deposits.....	53
2.3.6.	Timing of the Fitzcarrald Arch uplift	53
2.3.7.	Origin of the Fitzcarrald uplift	57
2.3.8.	Discussion: consequences of the Fitzcarrald Arch uplift on the Amazonian basin evolution.....	58
2.4.	GEOMORPHOLOGY OF THE FITZCARRALD ARCH AND ITS RELATIONSHIPS WITH THE NAZCA PLATE SUBDUCTION, PERU	64
2.4.1.	Introduction	66
2.4.2.	Data and processing.....	70
2.4.3.	Results.....	71
2.4.3.1.	Hypsometry.....	71
2.4.3.2.	Elongations.....	73
2.4.3.3.	Azimuths.....	74
2.4.4.	Discussion.....	76
2.4.5.	Conclusions	78
3.	MODELISATION ANALOGIQUE DE LA SUBDUCTION HORIZONTALE	87
3.1.	INTRODUCTION	87
3.2.	FLAT SUBDUCTION DYNAMICS AND DEFORMATIONS OF THE SOUTH AMERICAN PLATE. INSIGHTS FROM ANALOGUE MODELLING.....	87
3.2.1.	Introduction	90
3.2.2.	Geodynamic setting of aseismic ridge/plateau subductions along the Andean active margin.....	93
3.2.2.1.	The Carnegie Ridge	93
3.2.2.2.	The Nazca Ridge and the Inca Plateau	93
3.2.2.3.	The Iquique Ridge	95
3.2.2.4.	The Juan Fernandez Ridge	95

3.2.3.	Model set-up	96
3.2.3.1.	Experimental procedure	96
3.2.3.2.	Similarity criteria	99
3.2.4.	Experimental results	101
3.2.4.1.	Free subduction.....	103
3.2.4.2.	Subduction below a pushed overriding plate	105
3.2.4.3.	Subduction below a faster overriding plate.....	109
3.2.5.	Discussion.....	111
3.2.5.1.	Conditions and kinematics of the formation of a flat slab segment.....	112
3.2.5.2.	Plateau subduction and deformation of the overriding plate.....	115
3.2.5.3.	Ridge/plateau subductions and flat slab segments along the South American margin.....	116
3.2.6.	Conclusions	119
4.	LA DEFORMATION SUBANDINE ET SES RELATIONS AVEC LA SUBDUCTION DE LA RIDE DE NAZCA	129
4.1.	INTRODUCTION	129
4.2.	METHODOLOGIE DE TRAVAIL	132
4.2.1.	Construction des coupes équilibrées	132
4.2.2.	Principes de la thermochronologie basse température.....	136
4.2.2.1.	Préparation des échantillons et séparation des apatites pour les TFA ..	137
4.2.2.2.	La méthode des TFA	139
4.2.2.3.	La réflectance de la vitrinite	144
4.2.2.4.	Modélisation des résultats.....	145
4.2.2.4.1.	Binomfit	145
4.2.2.4.2.	AFTSolve	145
4.2.2.4.3.	Genex.....	146
4.3.	PALEOZOIC STRUCTURAL CONTROLS ON SUBANDEAN SHORTENING TRANSFER: EXAMPLE FROM THE FORELAND THRUST SYSTEM OF THE ENE AND SOUTHERN UCAYALI BASIN, PERU.....	147
4.3.1.	Introduction	152
4.3.2.	Geological Setting.....	154
4.3.2.1.	Tectonic Units.....	154
4.3.2.2.	Stratigraphy	156
4.3.2.3.	Décollement Levels	158
4.3.3.	Surface and Sub-surface Structural Data	159
4.3.3.1.	The Subandean Zone.....	159
4.3.3.1.1.	The Ene Basin	159
4.3.3.1.2.	The Otishi Cordillera	163
4.3.3.1.3.	The Camisea Basin	165
4.3.3.1.4.	The Ucayali Basin	167
4.3.4.	Regional Balanced Cross-sections.....	172
4.3.4.1.	Principles of Construction.....	172
4.3.4.2.	Regional Balanced Cross-sections and Shortening Assessment	172
4.3.5.	Discussion.....	177
4.3.6.	Conclusions	180
4.4.	HISTOIRE THERMIQUE DU BASSIN D'UCAYALI: APPORT DE LA THERMOCHRONOLOGIE BASSE TEMPERATURE	187

4.4.1.	Evolution spatio-temporelle de l'exhumation.....	187
4.4.1.1.	Introduction.....	187
4.4.1.2.	Contexte géologique.....	188
4.4.1.3.	Stratigraphie	189
4.4.1.4.	Résultats et interprétations.....	190
4.4.1.4.1.	La Cordillère Orientale	196
4.4.1.4.2.	La zone subandine.....	197
4.4.1.4.3.	Le Bassin d'Ucayali	202
4.4.1.4.4.	Données de forages	204
4.4.1.5.	Discussion sur l'évolution spatiale de la déformation	208
4.4.2.	Histoire thermique de la déformation subandine	215
4.4.2.1.	Introduction.....	215
4.4.2.2.	Contexte géologique.....	215
4.4.2.3.	Résultats et interprétations.....	218
4.4.2.4.	Discussions	232
4.4.2.4.1.	La séquence de déformation subandine.....	232
4.4.2.4.2.	Conséquences sur les systèmes pétroliers	235
4.4.3.	Conclusions	239
4.5.	BILAN ET CONCLUSIONS	239
5.	DISCUSSION.....	243
6.	CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	255
	BIBLIOGRAPHIE	259
	LISTE DES FIGURES.....	285
	ANNEXE.....	299

INTRODUCTION

1. INTRODUCTION

1.1. GEODYNAMIQUE ANDINE ET SUBDUCTION DE RIDES OCEANIQUES

La Cordillère des Andes, qui se développe le long de la marge occidentale du continent sud-américain, constitue un des plus importants systèmes montagneux du monde et s'étend sur une longueur de plus de 8000 kilomètres. Ce système constitue un exemple-type de marge continentale active, qui résulte de la subduction des lithosphères océaniques Nazca/Antarctique sous la lithosphère continentale sud-américaine (Dewey et Bird, 1970; James, 1971). La plaque de Nazca présente plusieurs anomalies topographiques (rides asismiques ou plateaux océaniques; Figure 1. 1) avec une épaisseur de croûte plus importante, rendant localement la lithosphère océanique plus légère (Molnar et Gray, 1979; Cloos, 1993; Gutscher et al., 2000). Actuellement, plusieurs rides asismiques/plateaux océaniques sont en subduction sous la plaque sud-américaine qui se déplace vers l'Ouest, avec une vitesse moyenne de ~48 mm/an (Silver et al., 1998; Gripp et Gordon, 2002). Il s'agit, du Nord vers le Sud, de la ride de Carnegie en Equateur (~2°N), la ride de Nazca au Pérou (~15°S), la ride d'Iquique au Nord Chili (~22°S) et enfin, la ride de Juan Fernandez au Chili central (33°S) (Figure 1. 1). La subduction des rides de Nazca et de Juan Fernandez a débuté au Miocène (Yañez et al., 2001; Hampel, 2002) alors que les rides de Carnegie et d'Iquique sont en subduction seulement depuis 1-2 Ma (Lonsdale et Klitgord, 1978; Espurt et al., soumis). L'entrée en subduction de ces rides asismiques a d'importantes conséquences sur la déformation (Moretti, 1982; Moretti et Ngokwey, 1985; Cloos, 1992; Scholtz et Small, 1997; Dominguez et al., 1998; Gutscher et al., 2000; Ramos et al., 2002; Hampel, 2004), l'érosion (Clift et al., 2003; Wipf, 2006) et la sédimentation (von Huene et al., 1996; Hampel, 2002) des bassins appartenant à la lithosphère continentale chevauchante. La subduction de ces rides sous le continent sud-américain est parfois caractérisée par une absence du volcanisme andésitique (Nur et Ben-Avraham, 1981; McGeary et al. 1985) et le soulèvement de plusieurs centaines de mètres de la zone d'avant-arc (Macharé et Ortlieb, 1992; von Huene et al., 1996; Gutscher et al., 1999a; le Roux et al., 2000; Hampel, 2002; Clift et al., 2003). La subduction des rides de Nazca et de Juan Fernandez engendre deux segments de subduction horizontale,

aits « flat slab » (Gutscher et al., 2000; Gutscher, 2000) au Pérou et au Chili central, respectivement. Dans ces deux zones, la distribution de la sismicité et les images tomographiques ont été utilisées pour décrire la géométrie du plan de Wadati-Benioff de la plaque de Nazca sous le continent sud-américain. Les données montrent que la lithosphère océanique plonge avec un angle d'environ 30° depuis la fosse jusqu'à une profondeur de 100-120 km, puis se dispose horizontalement sous la lithosphère chevauchante, avant de replonger dans le manteau supérieur à ~ 650 km de la fosse, sous les rétrobassins d'avant-pays péruvien et argentin (Figure 1. 2).

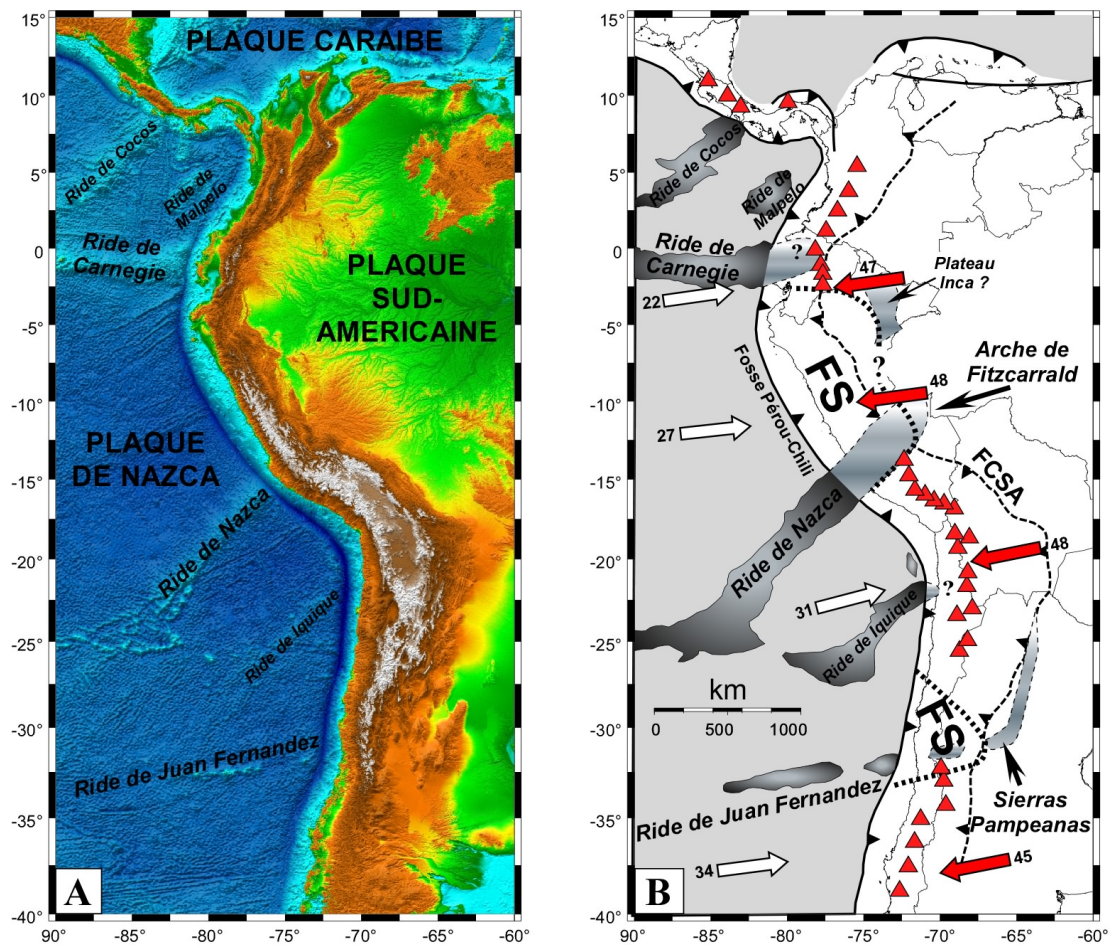


Figure 1. 1: (A) Carte de la marge occidentale de la plaque sud-américaine. Les données bathymétriques proviennent de Geosat et ERS-1 spacecraft (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de NASA SRTM Gtopo 30. (B) Contexte géodynamique. La plaque de Nazca présente plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques qui sont actuellement en subduction sous la plaque sud-américaine. Les longueurs estimées de ces anomalies sont indiquées. Les triangles rouges montrent le volcanisme andésitique. Les vitesses des plaques sont données en mm/an, d'après Gripp et Gordon (2002). Les subductions des rides de Nazca et de Juan Fernandez sont corrélées avec deux segments « flat slab » (FS), au Pérou et au Chili, respectivement, et au soulèvement de la zone rétroarc (Espurt et al., 2007; Ramos et al., 2002). FCSA : Front de chevauchement de la zone subandine.

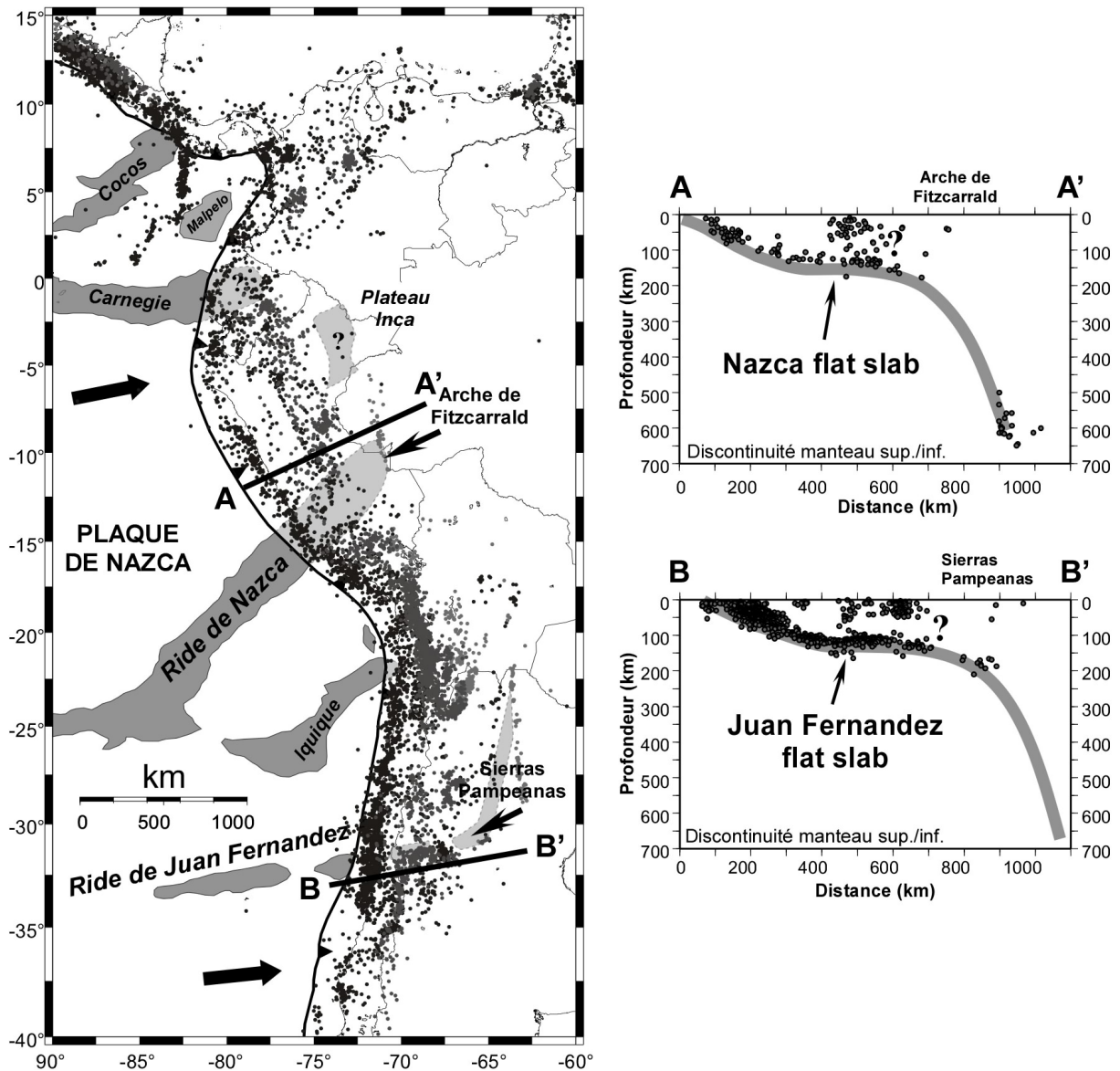


Figure 1. 2 : Géométrie du plan de Wadati-Benioff sous la lithosphère continentale sud-américaine au Pérou (A-A') et au Chili (B-B'), à partir des données de sismicité de l'US Geological Survey-National Earthquake Information Center. Les profondeurs des épicentres sont différenciées: 0-99 km en noir, 100-199 km en gris foncé et 200-700 km en gris clair. Ces deux zones sont marquées par deux segments de subduction horizontale, liés aux subductions des rides de Nazca et de Juan Fernandez. Ces deux segments sont corrélés en surface par une augmentation de la sismicité crustale (Gutscher et al., 2000) et par des mouvements verticaux (Espurt et al., 2007; Ramos et al., 2002) dans les zones d'arrière-arcs. Les vecteurs de la plaque Nazca sont de Gripp et Gordon (2002).

A partir d'une analyse statistique de la sismicité le long de la marge andine, Gutscher et al. (2000) montrent que l'énergie sismique libérée à une distance de 250-800 km de la fosse est en moyenne 3 à 5 fois plus importante dans les zones de subduction horizontale que dans les zones de subduction normale. Cette augmentation serait le résultat de la friction

interplaque, en raison du sous-placage du slab sous le continent (Figure 1. 2). Cependant, l'impact de ces rides sur la dynamique des bassins rétroarcs n'a jamais été clairement établi. Plusieurs auteurs (Jordan et Allmendinger, 1986; Giambiagi et Ramos, 2002; Charrier et al., 2002) suggèrent que les chevauchements de socle qui se sont développés à l'Ouest de l'Argentine (Sierras Pampeanas; Figure 1. 1 et Figure 1. 2) soient liés à la subduction horizontale de la ride Juan Fernandez, au cours du Pliocène (Yañez et al., 2001). Toutefois, la discrimination entre variations de la compression horizontale, réactivation tectonique, effet thermique et topographie dynamique fait encore l'objet d'un débat (Ramos et al., 2002). Au Pérou, les reliefs de l'Arche de Fitzcarrald se situent à l'aplomb de l'extrémité orientale subductée de la ride de Nazca (Figure 1. 1, Figure 1. 2 et Figure 1. 3).

1.2. PROBLEMATIQUE: QUEL EST L'IMPACT DE LA SUBDUCTION DE LA RIDE DE NAZCA SUR LA DYNAMIQUE DU BASSIN AMAZONIEN ?

Dans les Andes centrales, la subduction de la ride de Nazca (Figure 1. 3) interfère avec l'évolution géodynamique depuis 11.2 millions d'années (Hampel, 2002). Cette ride, orientée N45°E, oblique à la fosse et à la direction de convergence de la plaque de Nazca (N78°E), a migré vers le Sud-Est, en balayant la côte péruvienne entre 11°S et 17°S (von Huene et al., 1996). La ride de Nazca constitue un relief remarquable d'environ 1500 m au-dessus du plancher océanique. Elle présente une largeur maximale à sa base de 200 km (Woods et Okal, 1994). Son épaisseur crustale est estimée, à partir des données géophysiques, à 18 ± 3 km (Woods et Okal, 1994; Tassara et al., 2006). Les enregistrements morphologiques et sédimentaires de la subduction de cette ride ont été analysés à maintes reprises dans les bassins sédimentaires néogènes et pleistocènes d'avant-arc du Pérou (von Huene et Suess, 1988; Hsu, 1992; Macharé et Ortlieb, 1992; von Huene et al., 1996; Gutscher et al., 1999a; Le Roux et al., 2000; Hampel, 2002; Clift et al., 2003). La migration vers le Sud-Est de la ride en subduction s'est accompagnée du soulèvement de plusieurs centaines de mètres de la côte pacifique, suivi d'une subsidence après le passage de la ride (Le Roux et al., 2000; Clift et al., 2003). Cette surrection de la zone d'avant-arc est attribuée à une plus grande épaisseur crustale au niveau de la ride. Dans la Cordillère, l'enregistrement de la subduction de la ride

se caractériserait par des effondrements gravitaires (McNulty et Farber, 2002) et des rotations anti-horaires (Rousse et al., 2003).

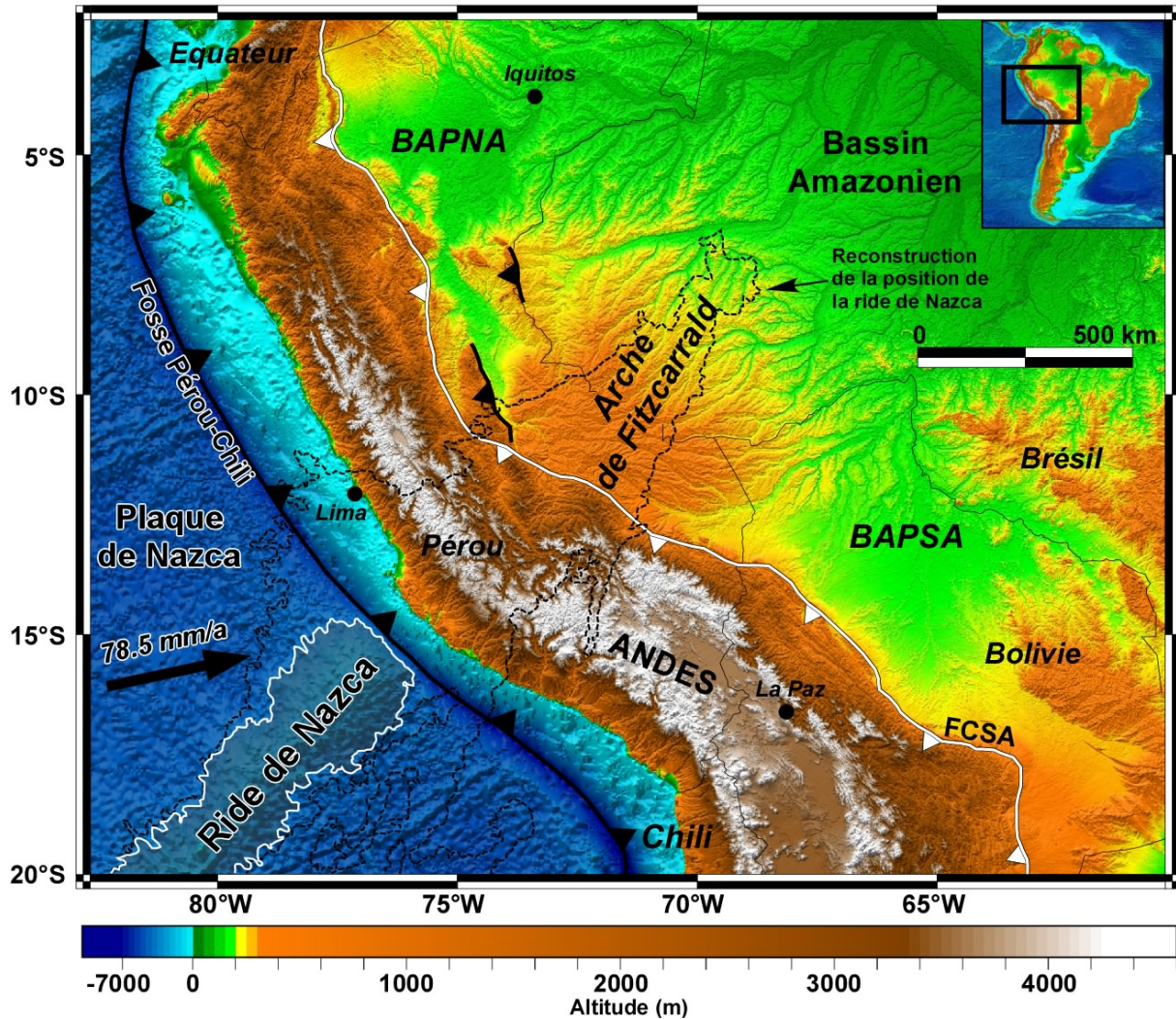


Figure 1. 3 : Modèle numérique de terrain des Andes centrales et du bassin amazonien. Le bassin amazonien est actuellement un bassin d'avant-pays atypique. Dans sa partie occidentale, il est compartimenté en deux sous-bassins subsidés, séparés par l'Arche de Fitzcarrald : le bassin d'avant-pays nord-amazonien (BAPNA) et le bassin d'avant-pays sud-amazonien (BAPSA). Ce remarquable soulèvement au sein du bassin amazonien se développe au front de la partie subductée de la ride de Nazca. Les données bathymétriques proviennent de Geosat et ERS-1 spacecraft (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de NASA SRTM Gtopo 30. La vitesse de la plaque de Nazca est donnée en mm/an (Gripp et Gordon, 2002). La projection de la ride de Nazca sous le continent sud-américain (pointillés noirs) est extraite de Hampel (2002). FCSEA : Front de chevauchement de la zone subandine.

Les conséquences liées à la subduction de la ride de Nazca n'ont jamais été étudiées ou envisagées au niveau du flanc est des Andes, et au sein du rétrobassin d'avant-pays amazonien. Pourtant, ce bassin, à l'histoire néogène complexe (Hoorn et al., 1995; Baby et al., 1999; Roddaz et al., 2005a,b; Hermoza et al., 2005; Espurt et al., 2007), présente actuellement une signature morphologique manifestement liée à la subduction horizontale de la ride de Nazca (Figure 1. 3).

En effet, le bassin d'avant-pays amazonien diffère du modèle classique de système de bassin d'avant-pays, au sens de DeCelles et Giles (1996) puisqu'il est compartimenté en deux bassins subsidents majeurs (Figure 1. 3): le bassin d'avant-pays, nord-amazonien (sous-bassins Pastaza, Marañón et Ucayali) et le bassin d'avant-pays sud-amazonien (sous-bassins Madre de Dios, Beni et Mamoré) (Roddaz, 2004). Ces deux bassins se développent de part et d'autre d'une remarquable entité morphologique, l'Arche de Fitzcarrald (Church, 1901). Les reliefs de l'Arche de Fitzcarrald s'étendent du Pérou au Brésil, occupant une superficie supérieure à 400 000 km² (soit ~7% de la superficie du bassin amazonien) (Guyot et al., 2007). L'Arche se développe à l'Est du front de chevauchement subandin et n'est donc pas affectée par une tectonique de chevauchement. Elle est constituée à l'affleurement de séries d'avant-pays d'âge miocène à pliocène et pleistocène. Les flancs de l'Arche de Fitzcarrald présentent tout un ensemble de surfaces morphologiques déformées et incisées (Räsänen et al., 1992; Dumont, 1996) qui ont enregistré l'histoire récente de son soulèvement. Cette Arche, qui contrôle actuellement la morphologie du bassin amazonien, diffère des arches d'âge paléozoïque ou triasique mises en évidence par l'exploration pétrolière sous les séries tertiaires (House et al., 1999 ; Shepherd et al., 2002). En effet, ces arches sont de dimensions plus réduites (de l'ordre de 10 à 100 km maximum) et n'affectent pas, ou seulement de manière locale, la morphologie actuelle du bassin amazonien (Wesselingh et Salo, 2006). La reconstruction de la position de la ride de Nazca sous le continent sud-américain (Hampel, 2002), sans tenir compte de la flexure de la plaque en subduction, montre que l'Arche de Fitzcarrald se superpose à la partie subductée la plus orientale de la ride de Nazca.

Ainsi, les effets de la subduction de la ride de Nazca ont-ils été enregistrés dans le bassin amazonien ? Si oui, comment ? Depuis quand ? Quelles en sont les conséquences ?

1.3. OBJECTIFS ET DEMARCHE

Les deux objectifs majeurs et indissociables de cette thèse ont été de déchiffrer au sein du rétrobassin d'avant-pays amazonien:

1) l'enregistrement morphologique et sédimentaire mio-pliocène à pleistocène de la mise en place de la subduction horizontale de la ride de Nazca;

2) l'évolution latérale de la déformation subandine, de l'érosion et du piégeage sédimentaire mio-pliocènes, interférant avec cette subduction.

Pour atteindre ces objectifs, j'ai choisi une approche pluridisciplinaire, intégrant géologie régionale, géologie structurale et modélisation, et permettant d'améliorer la connaissance de la cinématique de la subduction horizontale de la ride de Nazca, mais aussi d'en évaluer les conséquences sur la structure, l'évolution et l'environnement du bassin amazonien. Ainsi, pour préserver la clarté de mon exposé, cette thèse se compose d'une succession d'articles, l'un déjà publié, les autres soumis ou en préparation, et regroupés en trois chapitres:

- Le chapitre « *Géologie et structure de l'Arche de Fitzcarrald* » correspond à une synthèse des résultats obtenus à partir de l'analyse des données géomorphologiques, géologiques et géophysiques de la zone de l'Arche de Fitzcarrald. Cette partie cerne la cinématique et les impacts de la subduction de la ride de Nazca sur les environnements sédimentaires et les conséquences qui peuvent en découler sur l'évolution des écosystèmes (Espurt et al., 2007; Espurt et al., soumis; Regard et al., en préparation).
- Le chapitre « *Modélisations analogiques de la subduction horizontale* » présente des modèles analogiques 3D réalisés à l'Université Roma 3 en Italie, montrant et analysant les effets de la subduction d'un segment de plaque léger (plateau océanique) sous une plaque continentale (Espurt et al., soumis). Les conditions aux limites de ces modélisations ont été définies à partir des résultats du chapitre précédent.

- Le chapitre « *La déformation subandine et ses relations avec la subduction de la ride de Nazca* » présente l'architecture structurale du prisme orogénique andin (zone subandine) au-dessus du segment horizontal de la ride de Nazca. Dans ce chapitre, nous montrerons l'évolution tectono-sédimentaire du prisme orogénique où les problèmes ont été traités par différentes approches (coupes équilibrées régionales, thermochronologie basse température sur apatites et modélisation de bassin) (Espurt et al., soumis).

GEOLOGIE ET STRUCTURE DE L'ARCHE DE FITZCARRALD

2. GEOLOGIE ET STRUCTURE DE L'ARCHE DE FITZCARRALD

2.1. INTRODUCTION

Le bassin amazonien est actuellement le plus grand bassin fluvial au monde (6.1×10^6 km²) (Guyot et al., 2007). Il s'étend entre les longitudes 48°W et 79°W, et les latitudes 5°N et 20°S. Ce bassin continental se développe sur plusieurs pays: Brésil, Pérou, Bolivie, Colombie, Equateur, Vénézuëla et Guyane. Les travaux de Hoorn et al. (1995) montrent que l'architecture actuelle du bassin amazonien date probablement de la fin du Miocène et du Pliocène. La structure longitudinale, puis transversale de ce bassin, a été contrôlée par la propagation vers l'Est du prisme orogénique andin constitué par les systèmes chevauchants de la Cordillère Orientale et de la zone subandine. Ce bassin d'avant-pays, unique en son genre, a longtemps été soumis aux fluctuations du niveau marin relatif, avec le développement d'un « marine-like megalake » (Wesselingh et al., 2002), comme le montre l'omniprésence de faciès tidaux durant une grande partie de la sédimentation néogène. Certains auteurs considèrent d'ailleurs qu'il formait alors un seul bassin connectant la Mer des Caraïbes à l'Atlantique Sud (Räsänen et al., 1995). Ce n'est qu'à partir du Miocène terminal qu'il s'est compartimenté sous l'effet de la surrection andine. Le bassin d'avant-pays amazonien sensu stricto a alors commencé à s'individualiser et le drainage transcontinental de l'Amazone s'est mis en place (Hoorn et al., 1995). C'est aussi durant cette période que la ride de Nazca est entrée en subduction et a commencé à migrer vers le Sud, sous le continent sud-américain (Hampel, 2002). Actuellement, le bassin d'avant-pays amazonien présente une morphologie atypique, puisqu'il est lui-même divisé en deux sous-bassins par les reliefs de l'Arche de Fitzcarrald (Church, 1901). Cette structure de plus de 400 000 km² doit son nom à l'explorateur Carlos Fermin Fiscarrald, baron du caoutchouc, le premier à établir la jonction entre le bassin d'Ucayali au Nord, et le bassin du Madre de Dios au Sud.

Dans une première partie, nous déchiffrerons les relations qui existent entre la subduction de la ride de Nazca et l'Arche de Fitzcarrald, à partir des données géomorphologiques, sédimentologiques et géophysiques.

Dans une deuxième partie, nous analyserons les effets de la propagation de la ride de Nazca sur les changements environnementaux qui ont touché à cette même époque le bassin amazonien (disparition des environnements marins, apparition de barrières morphologiques et probables changements climatiques).

Enfin, nous verrons comment, à partir d'une analyse géomorphologique quantitative, la propagation N-S de la ride de Nazca a été enregistrée dans le bassin amazonien.

2.2. HOW DOES THE NAZCA RIDGE SUBDUCTION INFLUENCE THE MODERN AMAZONIAN FORELAND BASIN ?

Nicolas Espurt¹, Patrice Baby^{1,2}, Stéphane Brusset¹, Martin Roddaz¹, Wilber Hermoza³, Vincent Regard¹, Pierre-Olivier Antoine¹, Rodolfo Salas-Gismondi⁴ and Rolando Bolanos³

¹LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 av. E. Belin, F-31400 Toulouse, France.

²IRD, Convenio IRD-PERUPETRO, Calle Teruel 357, Miraflores, Lima 18, Peru.

³PERUPETRO, Convenio IRD-PERUPETRO, Av. Luis Aldana 320, San Borja, Lima 41, Peru.

⁴Museo de Historia Natural-UNMSM, Departamento de Paleontología de Vertebrados, Av. Arenales 1256, Lima 14, Peru.

Article publié dans *Geology*, 35, 515–518, 2007.

Résumé en français

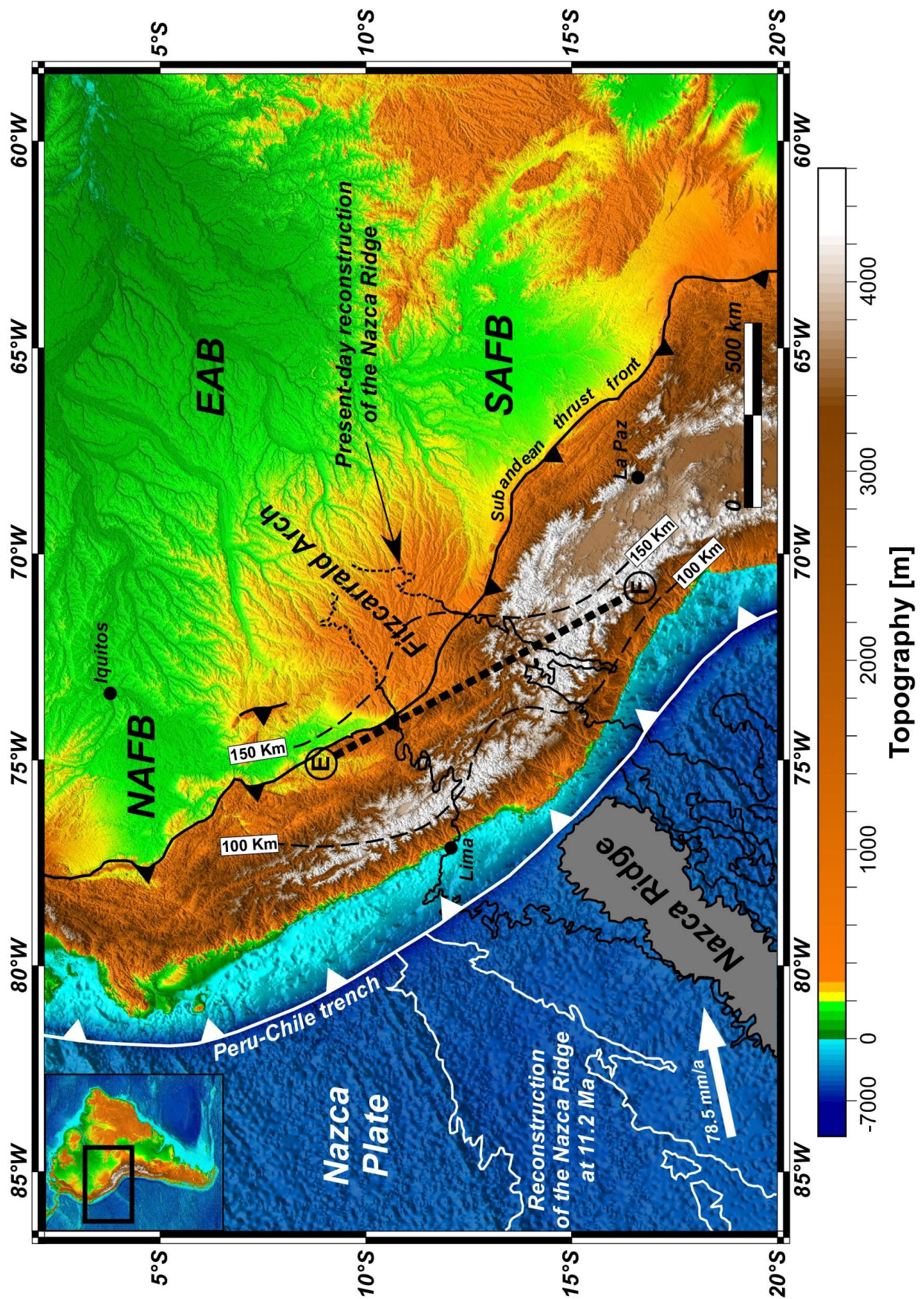
Dans le but de montrer les relations spatio-temporelles entre la subduction de la ride de Nazca et l'Arche de Fitzcarrald, nous avons entrepris une étude régionale du problème, à partir: 1) de données sédimentologiques acquises lors de plusieurs missions de terrain; 2) des éléments géomorphologiques fournis par l'imagerie satellitaire (MNT SRTM), couplés aux données de terrain; 3) de profils de sismique réflexion issus de l'industrie pétrolière. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue *Geology*.

Il a été démontré dans le passé que la subduction d'une ride asismique pouvait avoir des conséquences importantes sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante

(Cloos, 1992; Scholtz et Small, 1997; Dominguez et al., 1998; Gutscher et al., 2000; Hampel, 2004). Dans les Andes centrales, les effets de la subduction de la ride de Nazca peuvent être entrepris à l'Est des reliefs andins, au sein du bassin d'avant-pays amazonien (Figure 2. 1). L'Arche de Fitzcarrald correspond à la réponse topographique de grande longueur d'onde (plus de 400 000 km²) de la subduction horizontale de la ride de Nazca, à plus de 750 kilomètres de la fosse. Ce soulèvement est responsable de la configuration tridimensionnelle atypique du bassin d'avant-pays amazonien. En effet, sur ce tronçon du système andin, le bassin d'avant-pays amazonien est compartimenté en deux sous-bassins subsidents majeurs: le bassin d'avant-pays nord-amazonien et le bassin d'avant-pays sud-amazonien (Roddaz et al., 2005b). Les précédents travaux effectués dans cette région considéraient l'Arche de Fitzcarrald comme une structure ancienne anté-Néogène (House et al., 1999; Shepherd et al., 2002). Nos résultats montrent que le soulèvement de l'Arche de Fitzcarrald n'est pas plus ancien que le Pliocène. Elle est constituée par des surfaces morphologiques miocènes et pliocène déformées (Figure 2. 2). Les profils géophysiques issus de l'exploration pétrolière mettent clairement en évidence la géométrie de la mégastructure de l'Arche de Fitzcarrald. Le profil sismique composite présenté dans cet article (Figure 2. 3) est orienté NW-SE et est perpendiculaire à l'axe de l'Arche. Il montre des structures paléozoïques de plus petite échelle (Alto de Paititi, Arche de Manu et bassins sédimentaires paléozoïques). Ces structures, longtemps confondues avec l'Arche de Fitzcarrald, ont été érodées au Crétacé, puis scellées par les sédiments crétacés, et enfin incorporées dans le soulèvement de la mégastructure au Pliocène. La reconstruction tridimensionnelle du plan de Wadati-Benioff sous les Andes centrales, à partir des données de sismicités profondes (Endgahl et al., 1996), montre que le segment horizontal de la ride de Nazca atteint le bassin d'avant-pays amazonien sous les reliefs de l'Arche de Fitzcarrald (Figure 2. 4 et Figure 2. 5). Ainsi, nous estimons que la ride de Nazca compense depuis environ 4 Ma (date de formation de la subduction horizontale) la flexure de la plaque sud-américaine, empêchant le développement d'un système de bassin d'avant-pays classique, au sens de DeCelles et Giles (1996). Ce phénomène pourrait perturber les courants mantelliques (Mitrovica et al., 1989; Pysklywec et Mitrovica, 2000) sous le bassin amazonien, expliquant ainsi les taux de subsidence importants observés dans les bassins à la périphérie de l'Arche (Räsänen et al., 1987; Kronberg et al., 1998; Baby et al., 1999; Aalto et al., 2006). Le soulèvement de l'Arche de

Fitzcarrald depuis 4 Ma est un facteur essentiel, contrôlant les processus sédimentologiques et hydrologiques actuels dans le bassin amazonien.

Figure 2. 1 : (next page) Geodynamic setting of the Peruvian Andes and its associated Amazonian foreland basin. The base map is produced using bathymetric data from the Geosat and ERS-1 spacecraft (Smith and Sandwell, 1997) and elevation data from NASA (National Aeronautics and Space Administration) SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) Gtopo 30. Note that the western part of the Amazon basin consists of two main subsiding basins – the northern Amazonian foreland basin (NAFB) and the southern Amazonian foreland basin (SAFB) – separated by the Fitzcarrald Arch. To the East, the Fitzcarrald Arch is bounded by the eastern Amazon basin (EAB). This Arch superimposed on the present day reconstruction of the subducted part of the Nazca Ridge (Hampel, 2002, modified). The ridge reconstruction at 11.2 Ma is shown (Hampel, 2002). The easternmost edge of the Nazca Ridge represented by dotted line is not involved in the flat slab segment. The black dashed line (E-F) locates the deep seismicity section of Figure 2. 5. Depth contours to Wadati-Benioff zone are from Gutscher et al. (1999b) and plate convergence vector is from Gripp and Gordon (2002).



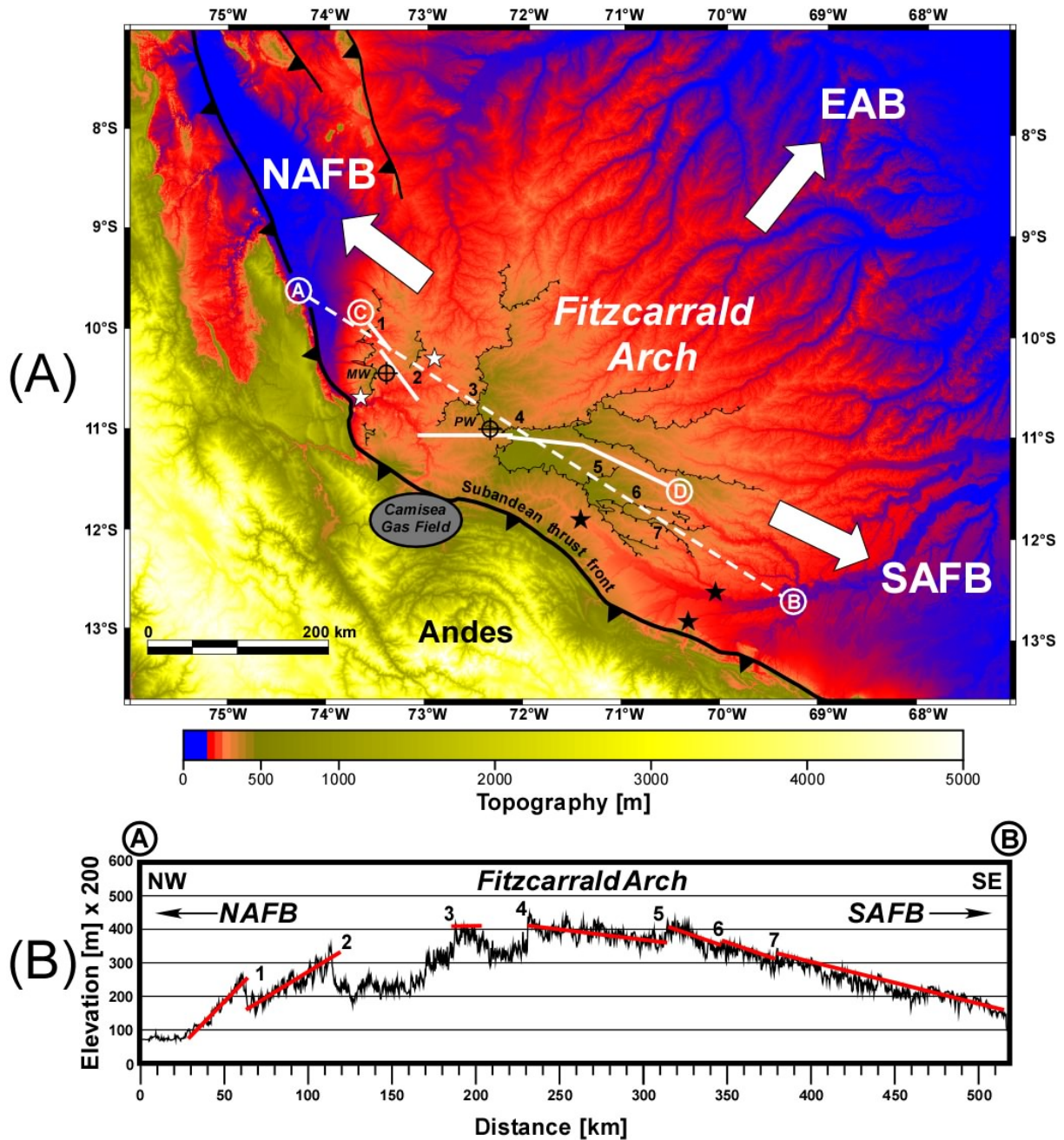


Figure 2. 2 : A: Digital elevation model of the Fitzcarrald Arch (DEM SRTM 90m from NASA data). The arch is characterized by a radial drainage network (white arrows) which defines the northern Amazonian foreland basin (NAFB), the southern Amazonian foreland basin (SAFB) and the eastern Amazon basin (EAB). White lines show the location of the seismic lines used to build the composite seismic section (C-D) of Figure 2. 3. Cross-points MW and PW locate the Mashansha and Panguana wells, respectively. Bedding boundaries are indicated by black lines with bars toward the scarp. Stars indicate study zones of Neogene outcrops: black stars from Hovikoski et al. (2005), white stars from our study. B: Topographic profiles (dashed white line A-B) perpendicular to the axis of the Arch showing the asymmetric shape of the Arch. The asymmetric shape of the Arch is demonstrated by bedding dip where parallel to the topography (red line). The scarps are numbered from 1 to 7.

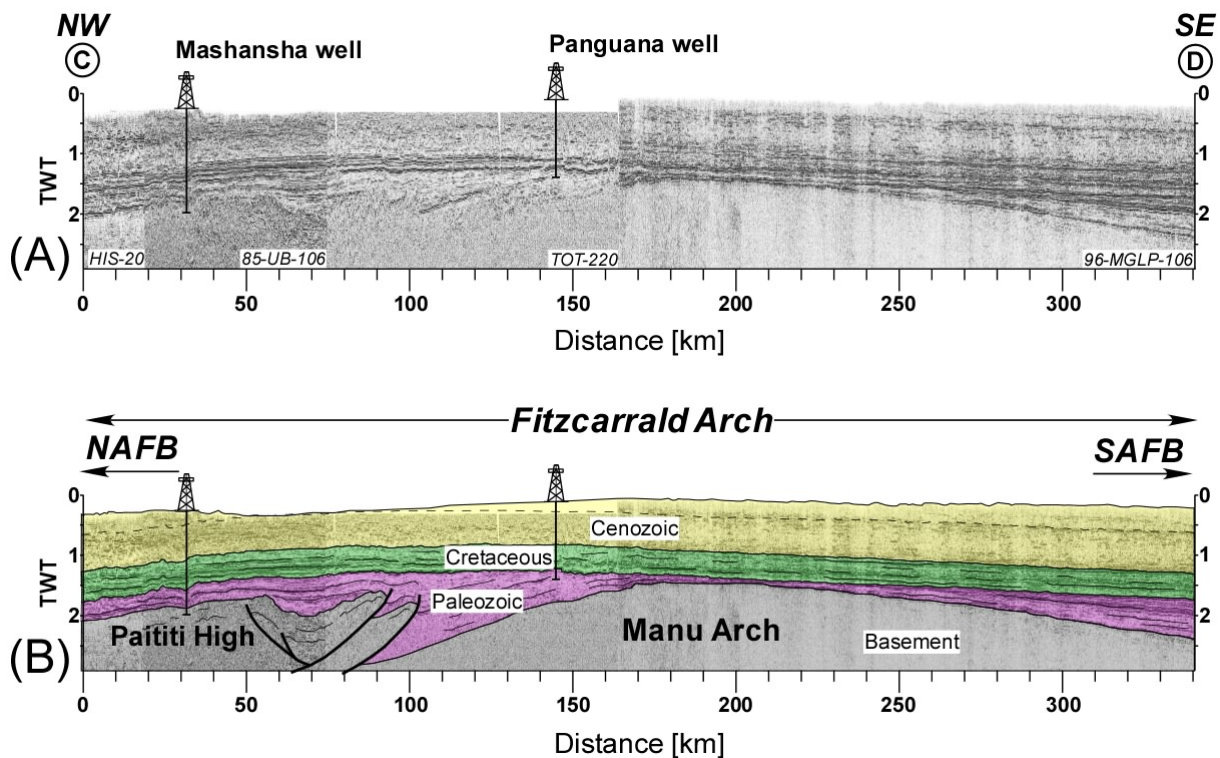
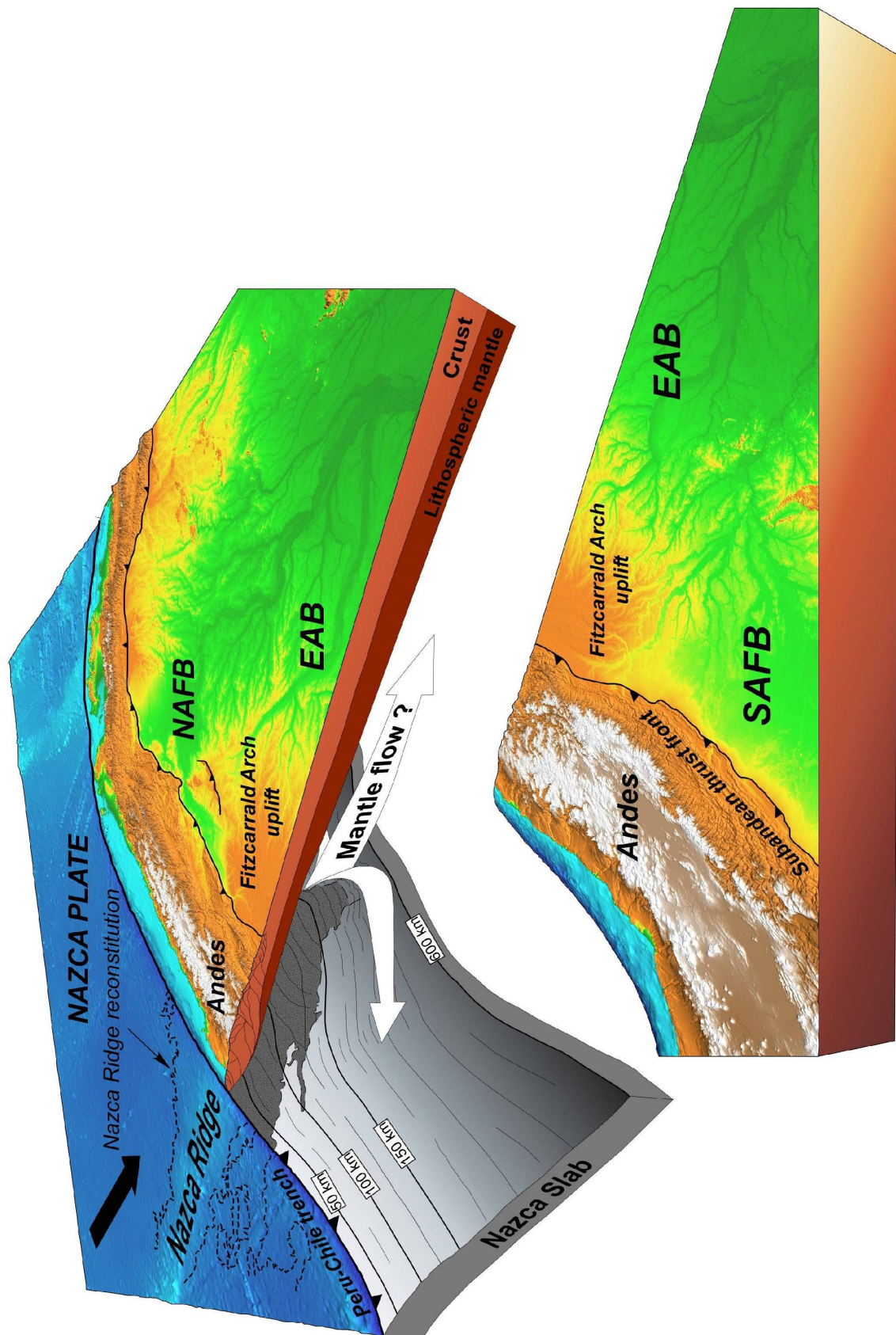


Figure 2. 3 : A: Composite seismic reflection profile (courtesy of Perupetro S.A.) crossing the Fitzcarrald Arch (C-D; see location in Figure 2. 2A). B: The Fitzcarrald Arch is underlined by a constant thickness of Cretaceous and Cenozoic deposits. A dashed black reflector shows the base of Neogene strata. The locations of the projected Mashanshan and Panguana wells are shown. The seismic regional profile shows Paleozoic sedimentary basins and pre-Cretaceous structures (Manu Arch). These structures present a wavelength of ~100 km. Seismic profile demonstrates that these older structures have been eroded and sealed by Cretaceous strata, and subsequently uplifted and involved in the largest structure of the Fitzcarrald Arch. NAFB – northern Amazonian foreland basin; SAFB – southern Amazonian foreland basin; TWT – two-way time.

Figure 2. 4 : (next page) Three-dimensional lithospheric-scale diagram of the Nazca slab and the South American Plate. The perspective view looks toward the northwest (with the Andes in the middle, the Amazon basin to the right, and the Nazca plate to the left). The Nazca slab geometry is built from hypocenter relocation database of Engdahl et al. (1998). Bathymetric data of the Nazca Plate from the Geosat and ERS-1 spacecraft (Smith and Sandwell, 1997), and elevation data of South America from NASA SRTM Gtopo 30. The Nazca Ridge reconstruction from Hampel (2002) has been draped onto the Nazca slab. The Nazca flat slab segment (Gutscher et al., 1999b) reaches the Amazonian foreland basin and overcompensates the thrust loading flexure of the South American lithosphere. It induces an eastward shift of the dynamic loading mantle processes coupled to the subducting slab, generating pronounced subsidence in basins all around the Arch, in the northern Amazonian foreland basin (NAFB), southern Amazonian foreland basin (SAFB), and eastern Amazon basin (EAB).



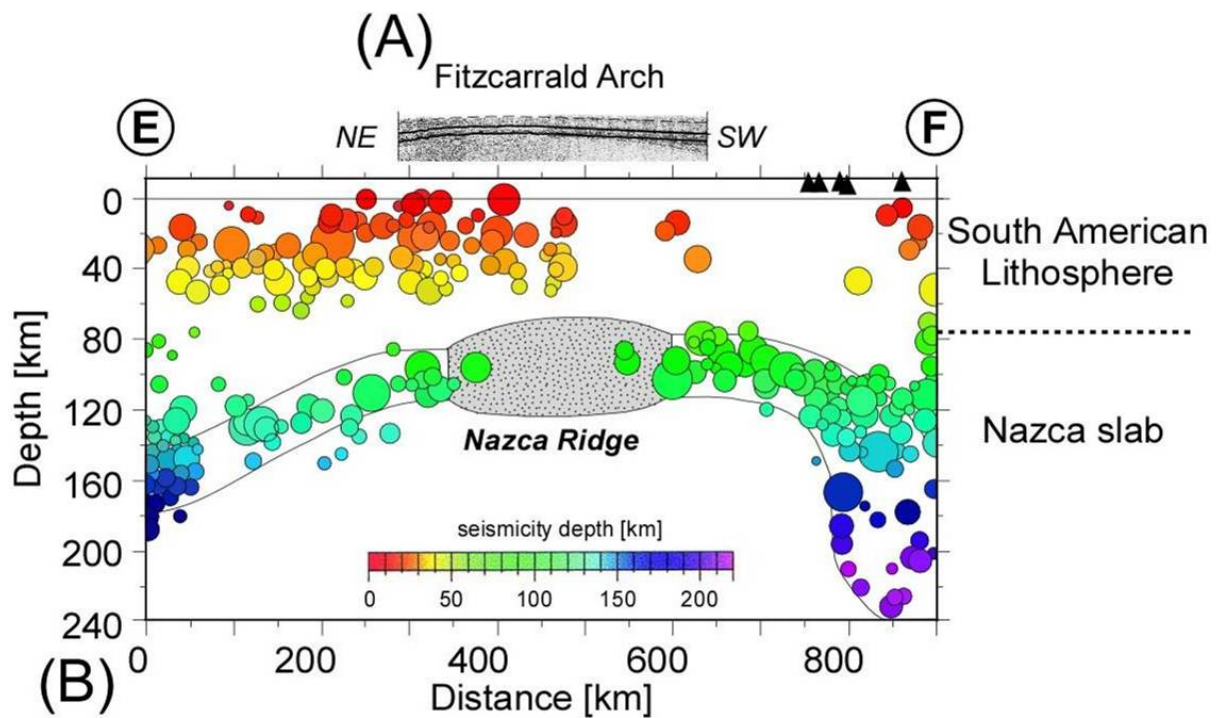


Figure 2. 5 : Deep seismicity trench-parallel section (Gutscher et al., 1999b, modified) (990 km long and 360 km wide; see Figure 2. 1 for location), showing the geometry of the Nazca slab beneath the South American lithosphere (B). We note that the Fitzcarrald Arch bulge (A) correlates well the interpreted position of the buoyant subducted Nazca Ridge (B). Circle diameter refers to earthquake magnitudes.

How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?

N. Espurt* } LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France, and
P. Baby* } IRD, Convenio IRD-PERUPETRO, Calle Teruel 357, Miraflores, Lima 18, Peru
S. Brusset* } LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France
M. Roddaz* }
W. Hermoza* } PERUPETRO, Convenio IRD-PERUPETRO, Avenida Luis Aldana 320, San Boja, Lima 41, Peru
V. Regard* } LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France
P.-O. Antoine* }
R. Salas-Gismondi* } Museo de Historia Natural—UNMSM, Departamento de Paleontología de Vertebrados,
Avenida Arenales 1256, Lima 14, Peru
R. Bolaños* } PERUPETRO, Convenio IRD-PERUPETRO, Avenida Luis Aldana 320, San Boja, Lima 41, Peru

ABSTRACT

The subduction of an aseismic ridge has important consequences on the dynamics of the overriding upper plate. In the central Andes, the Nazca Ridge subduction imprint can be tracked on the eastern side of the Andes. The Fitzcarrald arch is the long-wavelength topography response of the Nazca Ridge flat subduction, 750 km inboard of the trench. This uplift is responsible for the atypical three-dimensional shape of the Amazonian foreland basin. The Fitzcarrald arch uplift is no older than Pliocene as constrained by the study of Neogene sediments and geomorphic markers, according to the kinematics of the Nazca Ridge subduction.

Keywords: Nazca Ridge, Amazonian foreland basin, Neogene, flat subduction, Fitzcarrald arch.

INTRODUCTION

Foreland basin evolution is related to fold-and-thrust belt propagation. The Amazon basin—the world's largest modern fluvial basin (Räsänen et al., 1992)—is currently an atypical foreland basin because the Amazonian foreland basin's three-dimensional configuration does not follow the foreland basin system model of DeCelles and Giles (1996). The Amazonian foreland basin is divided by the NE-SW-trending structural/morphologic Fitzcarrald arch (Räsänen et al., 1987) in two parts: the northern Amazonian foreland basin (Roddaz et al., 2005b) and the southern Amazonian foreland basin (Roddaz et al., 2005b; Baby et al., 1999), both driven by Andean thrust loading. The Fitzcarrald arch corresponds to a widespread dissected relief. The Nazca Ridge is N45°E trending and oblique to the N78°E present-day plate convergence. It is one of the major oceanic ridges subducting below the South American plate, with a bathymetric relief of on average 1500 m above the adjacent seafloor of the Nazca plate, and has a maximum width of 200 km (Woods and Okal, 1994). Ridge subduction signatures have only been tracked in the Pacific forearc area (von Huene and Suess, 1988; Hsu, 1992; Macharé and Ortlieb, 1992; von Huene et al., 1996; Gutscher et al., 1999a; Le Roux et al.,

2000; Hampel, 2002), but never for the eastern Amazonian side of the Andes. The aim of this paper is to show relationships between the Nazca Ridge subduction and the Fitzcarrald arch in the Amazonian foreland basin from the analysis of geomorphic markers and lithospheric data.

MORPHOLOGY OF THE FITZCARRALD ARCH

The structural/morphologic Fitzcarrald arch extends from southern Peru to western Brazil and constitutes a major geomorphic feature spreading more than 4×10^5 km² in Amazonia, occurring at ~750 km from the trench (Fig. 1). It extends east of the Subandean thrust front where no thrust deformation occurs (Figs. 1 and 2). The Fitzcarrald arch separates the foredeeps of the northern Amazonian foreland basin and southern Amazonian foreland basin (Roddaz et al., 2005b; Baby et al., 1999) and to the east is bounded by the subsiding eastern Amazon basin (Kronberg et al., 1998). The northern Amazonian foreland basin and southern Amazonian foreland basin are ~120 masl and ~150 masl, respectively, and the Fitzcarrald arch has a mean uplifted surface ~600 masl. The digital elevation model (Fig. 2A) shows that the Fitzcarrald arch disturbs the present-day drainage network of the Amazon basin, generating a radial drainage. The arch defines three drainage basins: rivers of the northern Amazonian foreland basin to the north, rivers of the eastern Amazon basin to the east, and rivers of the southern Amazonian foreland basin to the south. The

Fitzcarrald arch is incised by these rivers, and the oldest outcropping sediments are Neogene in age. Recent studies of both sides of the arch (Fig. 2A) show Late Miocene tidal deposits (Räsänen et al., 1995; Hovikoski et al., 2005; Gingras et al., 2002; Rebata et al., 2006). These tidal deposits show that this part of the Amazonian foreland basin was a subsiding foredeep during the Late Miocene. They are currently overlain by Pliocene and Quaternary fluvial deposits. The digital elevation model (Fig. 2A) enables us to observe beddings of such deposits where they are parallel to the topographic surfaces. The NW-SE-trending profile of the arch (Fig. 2B) demonstrates that beddings organize asymmetrically. On the northwestern flank of the arch, beddings dip 0.3° northwestward. In contrast, the southeastern flank of the arch presents several less-tilted beddings dipping 0.1° to the southeast (Figs. 2A and 2B).

LITHOSPHERIC STRUCTURES

Numerous two-dimensional seismic lines and wells have been acquired by oil companies on the Fitzcarrald arch because it includes the massive Camisea gas field (Fig. 2A). To illustrate the uplift of the Fitzcarrald arch, we used four seismic reflection profiles (HIS-20, 85-UB-106, TOT-220, and 96-MGLP-106) provided by Perupetro S.A. to construct a synthetic 340 km long section perpendicular to the axis of the arch (Fig. 3). Reflectors have been calibrated using the Mashansha and Panguana wells (see Fig. 2A for location), which reach the pre-Mesozoic basement. This composite seismic section shows a bulge at a lithospheric-scale wavelength (340 km minimum). This bulge is underlain by 2.5-km-thick Cretaceous and Cenozoic strata of nearly constant thickness. Seismic data show Paleozoic structures (Manu arch) unconformably overlain by Cretaceous strata. The Neogene is partially eroded and exposed in both flanks of the Fitzcarrald arch. No thickness variation in the Neogene sediments, which could support a synsedimentary Neogene uplift of the Fitzcarrald arch, is visible.

*E-mails: espurt@lmtg.obs-mip.fr; pbaby@ird.fr; brusset@lmtg.obs-mip.fr; mroddaz@lmtg.obs-mip.fr; whermoza@perupetro.com.pe; regard@lmtg.obs-mip.fr; poa@lmtg.obs-mip.fr; rodsalasgis@yahoo.com; rbolanos@perupetro.com.pe.

Figure 1. Geodynamic setting of the Peruvian Andes and its associated Amazonian foreland basin. The base map is produced using bathymetric data from the Geosat and ERS-1 spacecraft (Smith and Sandwell, 1997) and elevation data from NASA (National Aeronautics and Space Administration) SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) Gtopo 30. Note that the western part of the Amazon basin consists of two main subsiding basins—the northern Amazonian foreland basin (NAFB) and the southern Amazonian foreland basin (SAFB)—separated by the Fitzcarrald arch. To the east, the Fitzcarrald arch is bounded by the eastern Amazon basin (EAB). This arch is superimposed on the present-day reconstruction of the subducted part of the Nazca Ridge (Hampel, 2002, modified). The ridge reconstruction at 11.2 Ma is shown (Hampel, 2002). The easternmost edge of the Nazca Ridge represented by dotted line is not involved in the flat slab segment. The black dashed line (E–F) locates the deep seismicity section of Figure 5. Depth contours to Wadati-Benioff zone are from Gutscher et al. (1999b), and plate convergence vector is from Gripp and Gordon (2002).

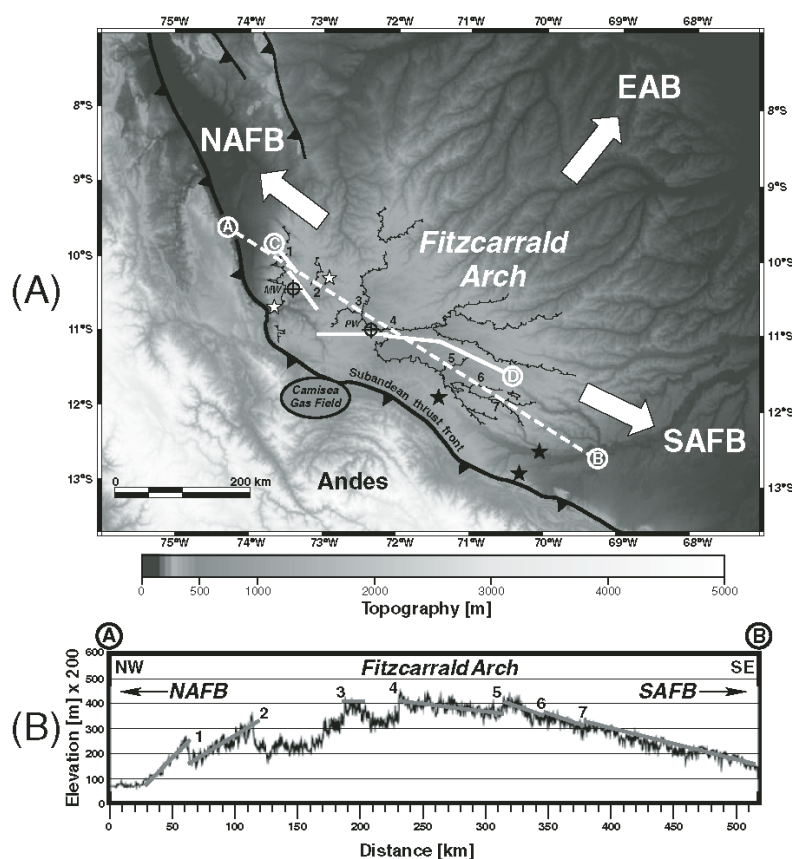
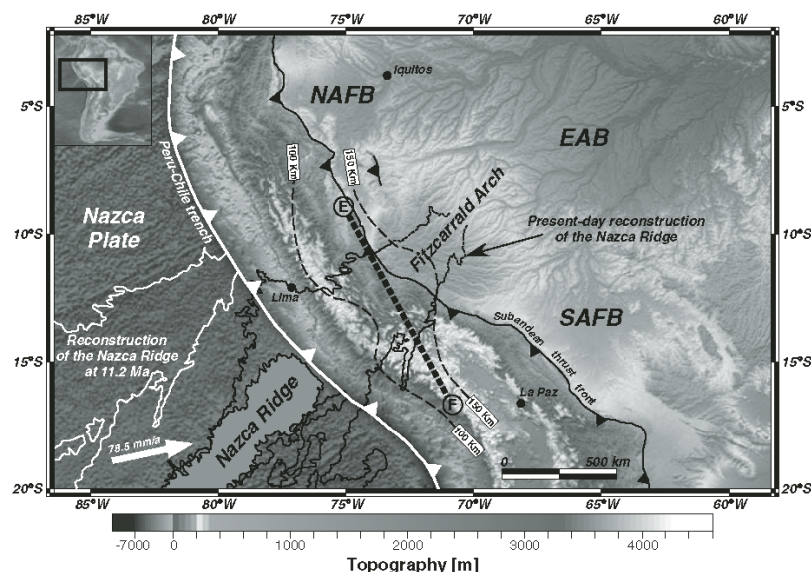


Figure 2. A: Digital elevation model of the Fitzcarrald arch (DEM SRTM 90 m from NASA data). The arch is characterized by a radial drainage network (white arrows) that defines the northern Amazonian foreland basin (NAFB), southern Amazonian foreland basin (SAFB), and eastern Amazon basin (EAB). White lines show the location of the seismic lines used to build the composite seismic section (C–D) of Figure 3. Cross-points MW and PW locate the Mashansha and Panguana wells, respectively. Bedding boundaries are indicated by black lines with bars toward the scarp. Stars indicate study zones of Neogene outcrops: black stars from Hovikoski et al. (2005), white stars from our study. B: Topographic profile (dashed white line A–B) perpendicular to the axis of the arch showing the asymmetric shape of the arch. The asymmetric shape of the arch is demonstrated by bedding dip where parallel to the topography (gray lines). The scarps are numbered from 1 to 7.

zonian foreland basin beneath the Fitzcarrald arch. The lithospheric section of the Nazca flat slab segment beneath the Andes (Fig. 5B) (Gutscher et al., 1999b), shows an intermediate-depth seismic gap that is interpreted as the subducted continuation of the Nazca Ridge (Gutscher et al., 1999b; Hampel, 2002). The curvature of the Nazca slab linked to the buoyant Nazca Ridge segment is of the same order of magnitude as, and superimposed on, that of the Fitzcarrald arch bulge (Fig. 5A).

TIMING OF THE FITZCARRALD ARCH UPLIFT

In the Peruvian forearc, the Nazca Ridge subduction started at 11.2 Ma (Fig. 1) (Hampel, 2002). Its southward migration between 11°S and 17°S has been recorded in the geomorphology and sedimentary facies of the forearc and accompanied by an uplift of more than 500 m of the Pacific coast (von Huene and Suess, 1988; Hsu, 1992; Macharé and Ortlieb, 1992; Le Roux et al., 2000; Hampel, 2002). In the Amazonian foreland basin, recent studies (Räsänen et al.,

The three-dimensional Wadati-Benioff zone of the Nazca slab (Fig. 4), built by hypocenter relocation database from Engdahl et al. (1998), shows that the Nazca Ridge buoyancy (Vogt et al., 1976; Kelleher and McCann, 1976) controls the dynamics and the geometry of the Nazca slab beneath the South American lithosphere (Gutscher et al., 1999b). The subducting lithosphere descends at

an angle of ~30° from the trench to a depth of 100–120 km, then extends horizontally beneath the South American lithosphere to sink in the upper mantle 700 km farther from the trench. The reconstruction of the Nazca Ridge beneath the South American lithosphere (Fig. 1) (Hampel, 2002) indicates that the Nazca Ridge supports an ~785-km-long flat segment reaching the Ama-

Figure 3. A: Composite seismic reflection profile (courtesy of Perupetro S.A.) crossing the Fitzcarrald arch (C–D; see location in Fig. 2A). B: The Fitzcarrald arch is underlain by a constant thickness of Cretaceous and Cenozoic deposits. A dashed black reflector shows the base of Neogene strata. The locations of the projected Mashansha and Panguana wells are shown. The seismic regional profile shows Paleozoic sedimentary basins and pre-Cretaceous structures (Manu arch). These structures present a wavelength of ~100 km. Seismic profile demonstrates that these older structures have been eroded and sealed by Cretaceous strata, and subsequently uplifted and involved in the larger structure of the Fitzcarrald arch. NAFB—northern Amazonian foreland basin; SAFB—southern Amazonian foreland basin; TWT—two-way time.

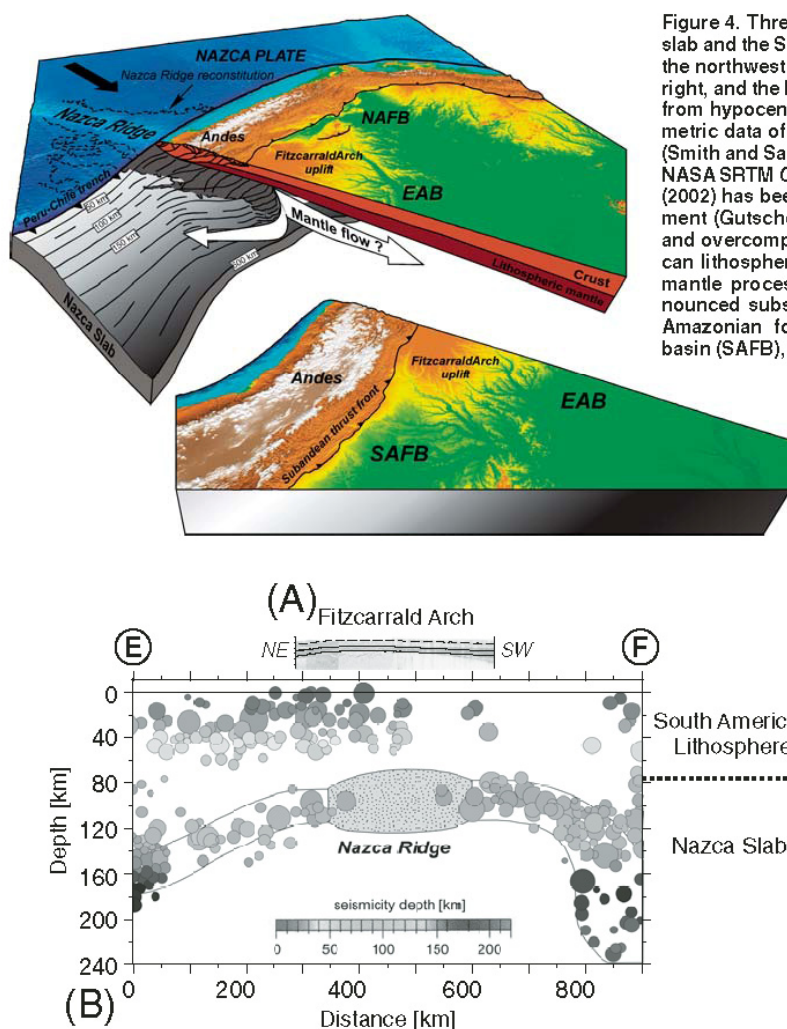
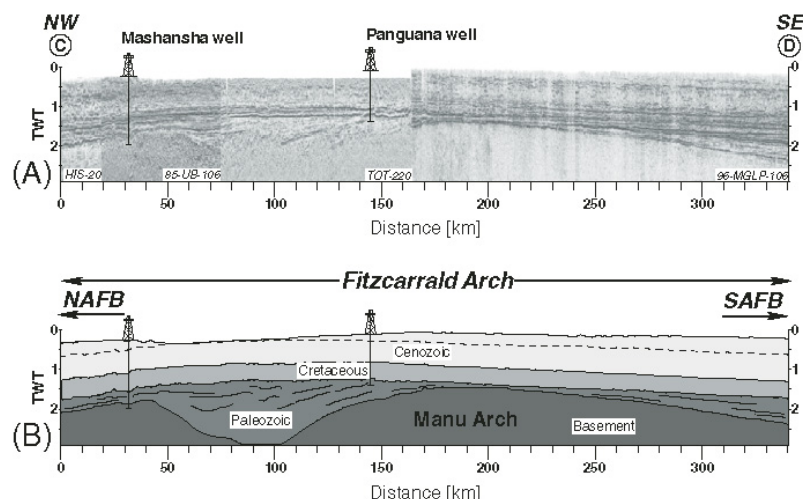


Figure 4. Three-dimensional lithospheric-scale diagram of the Nazca slab and the South American plate. The perspective view looks toward the northwest (with the Andes in the middle, the Amazon basin to the right, and the Nazca plate to the left). The Nazca slab geometry is built from hypocenter relocation database of Engdahl et al. (1998). Bathymetric data of the Nazca plate from the Geosat and ERS-1 spacecraft (Smith and Sandwell, 1997), and elevation data of South America from NASA SRTM Gtopo 30. The Nazca Ridge reconstruction from Hampel (2002) has been draped onto the Nazca slab. The Nazca flat slab segment (Gutscher et al., 1999b) reaches the Amazonian foreland basin and overcompensates the thrust loading flexure of the South American lithosphere. It induces an eastward shift of the dynamic loading mantle processes coupled to the subducting slab, generating pronounced subsidence in basins all around the arch, in the northern Amazonian foreland basin (NAFB), southern Amazonian foreland basin (SAFB), and eastern Amazon basin (EAB).

1995; Gingras et al., 2002; Hernoza et al., 2005; Hovikoski et al., 2005; Roddaz et al., 2005a; Rebata et al., 2006) show that during the Late Miocene, the Amazonian foreland basin constituted a four-component foreland basin system sensu DeCelles and Giles (1996). Sedimentologic data indicate that the Fitzcarrald arch uplift did not exist in the Late Miocene. The Fitzcarrald area was included in the subsiding foredeep depozone and subject to marine incursions. The occurrence of the flat slab segment, linked to the Nazca Ridge subduction (Gutscher et al., 2000), has been correlated with the cessation of arc volcanism activity (Nur and Ben-Avraham, 1981; McGeary et al., 1985; Gutscher et al., 2000). In the Peruvian Andes adjacent to the Amazonian foreland basin, arc volcanism ceased 4 m.y. ago (Soler and Bonhomme, 1990; Rosenbaum et al., 2005). The flattening process propagates from the trench eastward to the previously subducted segment of the oceanic lithosphere. As the cessation of arc volcanism occurred 4 m.y. ago in response to flat slab subduction, it is unlikely that the Fitzcarrald arch uplift is older than 4 Ma.

Geomorphic and lithospheric data show that the uplift of the long-wavelength Fitzcarrald arch is due to the subduction of the buoyant Nazca Ridge. As a result, the flexure of the South American lithosphere is overcompensated (Fig. 4), and

Figure 5. Deep seismicity trench-parallel section (Gutscher et al., 1999b, modified) (990 km long and 240 km deep; see Fig. 1 for location) showing the geometry of the Nazca slab beneath the South American lithosphere (B). We note that the Fitzcarrald arch bulge (A) correlates well the interpreted position of the buoyant subducted Nazca Ridge (B). Circle diameter refers to the earthquake magnitudes.

a four-component foreland basin system has been unable to form since 4 Ma. The recent deformation of the Fitzcarrald arch is characterized by vertical motions as recorded by the radial modern drainage network and the opposite dips of recent fluvial deposits on both sides of the arch.

CONCLUSIONS

The Fitzcarrald arch uplift occurred since 4 Ma in response to the Nazca Ridge flat subduction. The Nazca Ridge flat subduction is responsible for the atypical three-dimensional geometry of the Amazonian foreland basin and separated the northern Amazonian foreland basin from the southern Amazonian foreland basin. Present-day rapid and large rates of subsidence are observed in the northern Amazonian foreland basin, southern Amazonian foreland basin, and eastern Amazon basin (Räsänen et al., 1987; Kronberg et al., 1998; Baby et al., 1999; Aalto et al., 2006). The Nazca Ridge flat subduction will disturb mantle flow beneath the Amazon basin (Fig. 4), thus creating additional dynamic loading (Mitrovica et al., 1989; Pysklywec and Mitrovica, 2000). This control of the Amazonian foreland basin geometry by the flat subduction of the Nazca Ridge might be one of the decisive factors that triggered modification of large-scale sedimentological and hydrological processes in the Amazon basin during the last 4 m.y.

ACKNOWLEDGMENTS

This research project is led thanks to the Institut de Recherche pour le Développement-Perupetro S.A. research agreement, and supported by IRD (UR 154) and French Institut National des Sciences de l'Univers-Centre National de la Recherche Scientifique programs DyETI (Dynamique et Evolution de la Terre Interne) and ECLIPSE II (Environnement et CLimat du Passé: hiStoire et Evolution). We thank J. Martinod, J.C. Soula, and P. Soler for helpful discussions. We also thank M.-A. Gutscher and an anonymous reviewer for constructive and critical comments.

REFERENCES CITED

Aalto, R., Dunne, T., and Guyot, J.L., 2006, Geomorphic controls on Andean denudation rates: *Journal of Geology*, v. 114, p. 85–99, doi: 10.1086/498101.

Baby, P., Guyot, J.L., Deniaud, Y., Zubieta, D., Christophoul, F., and Rivadeneira, M., 1999, The High Amazonian Basin: Tectonic control and mass balance, in *HIBAM (Hydrology and geochemistry of the Amazon BASin)*, eds., Hydrological and Geochemical Process in Large-Scale River Basins: Manaus (Brazil), International Symposium MANAUS 99, November 15–19, Extended Abstracts, CD-ROM.

DeCelles, P.G., and Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems: *Basin Research*, v. 8, p. 105–123, doi: 10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x.

Engdahl, E.R., van der Hilst, R.D., and Buland, R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 88, p. 722–743.

Gingras, M.K., Räsänen, M.E., Pemberton, S.G., and Romero, L.P., 2002, Ichology and sedimentology reveal depositional characteristics of bay

margin parasequences in the Miocene Amazonian foreland basin: *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 871–883.

Gripp, A.E., and Gordon, R.G., 2002, Young tracks of hotspots and current plate velocities: *Geophysical Journal International*, v. 150, p. 321–361, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x.

Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., and Collot, J.-Y., 1999a, Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 168, p. 255–270, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00060-6.

Gutscher, M.-A., Olivet, J.L., Aslanian, D., Eissen, J.P., and Maury, R., 1999b, The “lost Inca Plateau”: Cause of flat subduction beneath Peru? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 171, p. 335–341, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00153-3.

Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E.R., 2000, Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin: *Tectonics*, v. 19, p. 814–833, doi: 10.1029/1999TC001152.

Hampel, A., 2002, The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: A re-evaluation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 665–679, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00859-2.

Hernoz, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., and Bolaños, R., 2005, The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 21–34, doi: 10.1016/j.jsames.2004.06.005.

Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hernoz, W., Pittman, L.R., and Lertola, K., 2005, Miocene semi-diurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru: *Geology*, v. 33, p. 177–180, doi: 10.1130/G21102.1.

Hsu, J.T., 1992, Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude: *Quaternary International*, v. 15/16, p. 87–97.

Kelleher, J., and McCann, W., 1976, Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction: *Journal of Geophysical Research*, v. 26, p. 4885–4897.

Kronberg, B.L., Fralick, P.W., and Benichmol, R.E., 1998, Late Quaternary sedimentation and palaeohydrology in the Acre foreland basin, SW Amazonia: *Basin Research*, v. 10, p. 311–323, doi: 10.1046/j.1365-2117.1998.00067.x.

Le Roux, J.P., Tavares Correa, C., and Alayza, F., 2000, Sedimentology of the Rimac-Chillon alluvial fan at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea level changes, glacial cycles and tectonics: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 499–510, doi: 10.1016/S0895-9811(00)00044-4.

Macharé, J., and Ortlieb, L., 1992, Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru: *Tectonophysics*, v. 205, p. 97–108, doi: 10.1016/0040-1951(92)90420-B.

McGeary, S., Nur, A., and Ben-Avraham, Z., 1985, Spatial gaps in arc volcanism: The effect of collision or subduction of oceanic plateaus: *Tectonophysics*, v. 119, p. 195–221, doi: 10.1016/0040-1951(85)90039-3.

Mitrovica, J.X., Beaumont, C., and Jarvis, G.T., 1989, Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction: *Tectonics*, v. 8, p. 1078–1094.

Nur, A., and Ben-Avraham, Z., 1981, Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, in *Kulm, L.D., et al., eds., Nazca plate: Crustal formation and Andean convergence*: Geological Society of America Memoir 154, p. 729–740.

Pysklywec, R.N., and Mitrovica, J.X., 2000, Mantle flow mechanisms of epeirogeny and their possible role in the evolution of the Western Canada Sedimentary Basin: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, p. 1535–1548, doi: 10.1139/cjes-37-11-1535.

Räsänen, M.E., Salo, J.S., and Kalliola, R.J., 1987, Fluvial perturbation in the western Amazon basin: Regulation by long-term sub-Andean tectonics: *Science*, v. 238, p. 1398–1401.

Räsänen, M.E., Neller, R., Salo, J., and Jungner, H., 1992, Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Peru: *Geological Magazine*, v. 129, p. 293–306.

Räsänen, M.E., Linna, A.M., Santos, J.C.R., and Negri, F.R., 1995, Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin: *Science*, v. 269, p. 386–390, doi: 10.1126/science.269.5222.386.

Rebata, L.A., Räsänen, M.E., Gingras, M.K., Vieira, V., Jr., Barberi, M., and Irion, G., 2006, Sedimentology and ichology of tide-influenced Late Miocene successions in western Amazonia: The gradational transition between the Pebas and Nauta Formations: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 96–119, doi: 10.1016/j.jsames.2005.07.011.

Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hernoz, W., and Darrozes, J., 2005a, Forebulge dynamics and environmental control in western Amazonia: The case study of the arch of Iquitos (Peru): *Tectonophysics*, v. 399, p. 87–108, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.017.

Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., Brusset, S., and Hérail, G., 2005b, Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 239, p. 57–78.

Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., and Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 239, p. 18–32, doi: 10.1016/j.epsl.2005.08.003.

Smith, H.F.W., and Sandwell, D.T., 1997, Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings: *Science*, v. 277, p. 1956–1961, doi: 10.1126/science.277.5334.1956.

Soler, P., and Bonhomme, M.G., 1990, Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present: *Geological Society of America Special Paper* 241, p. 173–192.

Vogt, P.R., Lowrie, A., Bracey, D., and Hey, R., 1976, Subduction of aseismic oceanic ridges: Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries: *Geological Society of America Special Paper* 172, p. 1–59.

von Huene, R., and Suess, E., 1988, Leg 112 shipboard scientific party, Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin: Part 1, tectonic history: *Geology*, v. 16, p. 934–938, doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<0934:ODPLPC>2.3.CO;2.

von Huene, R., Pecher, I.A., and Gutscher, M.-A., 1996, Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge: *Tectonics*, v. 15, p. 19–33.

Woods, M.T., and Okal, E.A., 1994, The structure of the Nazca Ridge and Sala y Gomez seamount chain from dispersion of Rayleigh waves: *Geophysical Journal International*, v. 117, p. 205–222.

Manuscript received 26 July 2006

Revised manuscript received 26 January 2007

Manuscript accepted 7 February 2007

Printed in USA

2.3. THE NAZCA RIDGE AND UPLIFT OF THE FITZCARRALD ARCH: IMPLICATIONS FOR REGIONAL GEOLOGY IN NORTHERN SOUTH AMERICA

Nicolas Espurt¹, Patrice Baby^{1,2}, Stéphane Brusset¹, Martin Roddaz¹ and Wilber Hermoza³

¹LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 av. E. Belin, F-31400 Toulouse, France.

²IRD, Convenio IRD-PERUPETRO, Calle Teruel 357, Miraflores, Lima 18, Peru.

³PERUPETRO, Convenio IRD-PERUPETRO, Av. Luis Aldana 320, San Boja, Lima 41, Peru.

Article soumis pour l'ouvrage intitulé *Amazonian, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past* aux éditions Blackwell.

Résumé en français

Les effets de la ride de Nazca sur la lithosphère continentale sud-américaine ont été bien établis dans la zone d'avant-arc et dans le domaine andin. Afin de mieux contraindre la cinématique de la ride sous le bassin amazonien et les conséquences biologiques qui peuvent en découler, nous avons étudié les différentes formations sédimentaires, à partir des données de terrain et de sub-surfaces (forages pétroliers) dans le but de présenter un modèle d'évolution. Ce travail est synthétisé dans un article soumis pour l'ouvrage *Amazonian, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*.

La compilation des données de terrain, acquises en 2005 et 2006, bibliographiques, satellitaires et de sub-surface, ont permis de construire une carte géologique des formations sédimentaires néogènes et pleistocènes de l'Arche de Fitzcarrald. Ainsi, on peut voir que les dépôts les plus anciens, attribués à la partie moyenne de la Formation Ipururo, affleurent essentiellement au niveau du flanc nord de l'Arche. Cette formation a été datée à ~13 Ma dans la région du Rio Mapuya, à partir des données paléontologiques et paléomagnétiques (Antoine et al., 2007). Elle montre une succession de séquences régressives et transgressives. Les termes régressifs fluviaux correspondent à des conglomérats à galets de sable et d'argile exceptionnellement riches en matière organique et fossiles de mammifères. Les

termes transgressifs sont constitués par des dépôts tidaux, qui représentent la partie distale du système miocène Pebas défini plus au Nord, dans la région d'Iquitos (Wesselingh et al 2002). La partie supérieure de la Formation Ipururo a été datée au niveau du flanc est de l'Arche à ~9 Ma dans le bassin de l'Acre et montre l'omniprésence de faciès tidaux. La Formation Madre de Dios définie dans le bassin du même nom, présente un âge compris entre 8.8 et 3 Ma. Elle se définit aussi par des dépôts tidaux intercalés avec des épisodes continentaux. Les séries sédimentaires pliocènes et pleistocènes sont essentiellement continentales. Les séries pliocènes affleurent dans les bassins périphériques (Ucayali et Madre de Dios) et sont discordantes sur les séries tidales miocènes. Cet ensemble fluvial est constitué par des conglomérats à galets de roches magmatiques et métamorphiques. Les dépôts pleistocènes sont localisés dans le fond des vallées actuelles, soit sous forme de terrasses d'aggradations riches en galets de quartz, soit sous la forme de colluvions et d'alluvions.

Les données de forages montrent que l'épaisseur maximale de sédiments tertiaires sur le flanc nord de l'Arche est de ~1 km, tandis qu'elles atteignent 1.7 km dans le bassin du Madre de Dios. Les modélisations de puits à partir des données de terrains et de maturité des roches-mères montrent que la région de l'Arche de Fitzcarrald a enregistré un soulèvement minimum de ~700 m depuis ~4 Ma. Le début de cette érosion est contemporain de la discontinuité observée à la base des séries pliocènes.

Le bassin d'avant-pays amazonien a longtemps été soumis aux fluctuations du niveau marin relatif, en relation avec le système miocène Pebas (« marine-like megalake » de Wesselingh et al., 2002), comme le montre l'omniprésence de faciès tidaux durant une grande partie de la sédimentation néogène. L'arrivée du segment de subduction horizontal de la ride de Nazca vers 4 Ma (Espurt et al., 2007) n'aurait ainsi aucune influence sur la disparition des environnements influencés par les marées. Cependant, le soulèvement de l'Arche au cours du Pliocène entraîne la formation d'une surface d'érosion entre les termes miocènes et pliocènes. Ce soulèvement attribué à la ride de Nazca joue le rôle de barrière depuis le Pliocène, en déviant le réseau de drainage amazonien. Le réseau de drainage actuel a incisé l'Arche et le soulèvement est toujours actif comme le montrent les dépôts pliocènes et les terrasses pleistocènes, basculés, affleurant sur l'Arche. Dans la partie discussion, nous

proposons que la subduction de la ride de Nazca est un phénomène majeur contrôlant aussi la biodiversité du bassin amazonien depuis 4 Ma.

Abstract

The Amazonian foreland basin exhibits a present-day atypical three-dimensional shape which does not fit with classical foreland basin system models, sensu DeCelles and Giles (1996). The Amazonian foreland basin is divided into two parts by a regional uplift, named the Fitzcarrald Arch: the northern Amazonian foreland basin, and the southern Amazonian foreland basin, both driven by Andean orogenic loading. Satellite image interpretations show that the Fitzcarrald Arch corresponds to a NE-SW trending widespread dissected relief of about 400 000 km² which developed in the east of the sub-Andean thrust front. Drainage maps analyses demonstrate that this regional uplift controls the modern Amazonian drainage network. This drainage acts along deformed Miocene-Pliocene beddings parallel to the topographic surfaces. Analyses of the Miocene outcrops on the whole of the Fitzcarrald Arch area reveal a sedimentary environment dominated by tidal influences. During this period, the Fitzcarrald Arch did not exist and this zone corresponded to a tide-influenced sea in the Andean flexural foreland basin system. The tidal Miocene deposits are followed by fluvial conglomerate and sandstone sediments, probably Pliocene to Pleistocene in age. The Pliocene erosion (4 Ma) of the Arch and the change of the paleocurrent directions between the Pliocene and Pleistocene recorded the recent uplift. Geophysic data show that the Fitzcarrald Arch uplift is due to the Nazca Ridge flat subduction. The flattening process linked to the buoyancy of the Nazca Ridge is active since 4 Ma showing that it is unlikely that the Fitzcarrald Arch uplift is older than 4 Ma. The Nazca Ridge flat subduction appears, thus, as a potential process responsible for the modern configuration of the Amazonian basin and might be one of the decisive factors which triggered modification of large-scale geomorphological, sedimentological and hydrological processes inducing drastic biota changes in the Amazonian basin during the last 4 Ma.

Keywords: Nazca Ridge, Fitzcarrald Arch, Amazonian basin evolution, Neogene

2.3.1. Introduction

The subduction of an aseismic ridge can have important consequences on the dynamics of the overriding continental plate. In northern South America, the Nazca Ridge subduction interferes with the geodynamic evolution of the Peruvian Andes since 11.2 Ma (Hampel, 2002). Ridge subduction has been tracked in the Pacific forearc (von Huene and Suess, 1988; Hsu, 1992; Macharé and Ortlieb, 1992; von Huene et al., 1996; Gutscher et al., 1999a; Le Roux et al., 2000; Hampel, 2002) and Cordillera (McNulty and Farber, 2002; Rousse et al., 2003). The western Amazonian foreland basin exhibits a present-day atypical three-dimensional shape which does not fit with classical foreland basin system models, sensu DeCelles and Giles (1996). The Amazonian foreland basin is divided into two parts by the NE-SW-trending Fitzcarrald Arch (Church, 1901): the northern Amazonian foreland basin, and the southern Amazonian foreland basin (Roddaz et al., 2005b), both driven by Andean orogenic loading (Figure 2. 6). The Fitzcarrald Arch must not be confounded with smaller Paleozoic arches of the Amazonian basin (Räsänen et al., 1987). The Fitzcarrald Arch has a recent history obviously related to the subduction process of the Nazca Ridge (Espurt et al., 2007).

This paper attempts to circumscribe spatial and time relationships between the Nazca Ridge subduction and the Fitzcarrald Arch uplift in the Amazonian foreland basin from the analysis of geomorphic markers, sedimentologic records and geophysics data. These results will be integrated to evaluate the consequences of the Nazca Ridge subduction on the modern Amazonian basin evolution.

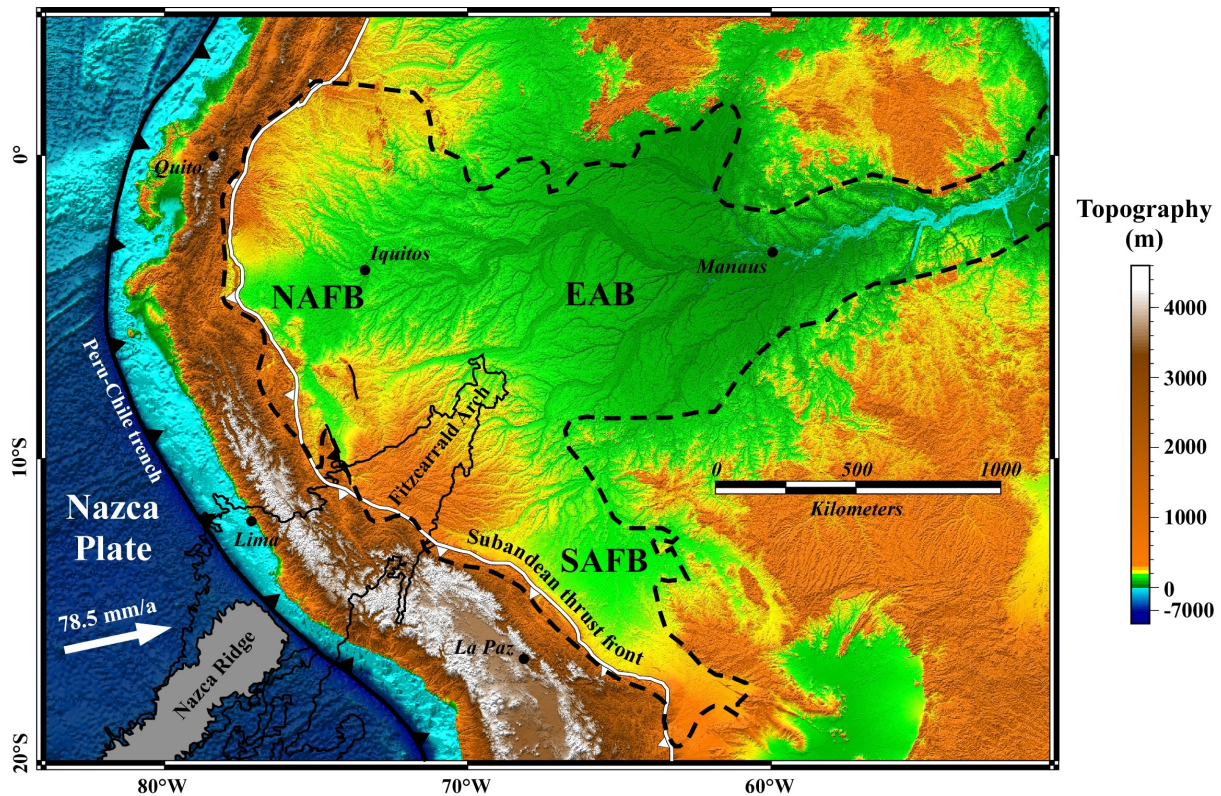


Figure 2. 6 : Geodynamic context of the Amazon basin (dashed black line) with the Andean backbone and the subducting Nazca plate on the left. The base map is produced using bathymetric data from the Geosat and ERS-1 spacecraft (Smith and Sandwell, 1997) and elevation data from NASA SRTM Gtopo 30. The Fitzcarrald Arch constitutes a major relief which divides the western Amazonian basin into two parts: the northern Amazonian foreland basin (NAFB) and the southern Amazonian foreland basin (SAFB). To the east, the Arch is bounded by the eastern Amazon basin (EAB). Plate convergence vector is from Gripp and Gordon (2002). The reconstruction of the Nazca ridge beneath the South American plate is from Hampel (2002).

2.3.2. The Nazca Ridge feature

The Nazca Ridge is one of the major oceanic ridges subducting below the South American plate (Figure 2. 6). This ridge has an average bathymetric relief of 1.5 km above the adjacent sea floor of the Nazca Plate, a maximum width of 200 km at its base, and an average crustal thickness of 18 ± 3 km (Woods and Okal, 1994; Tassara et al., 2006). The Nazca Ridge formation results from the activity of a hot spot located near the Pacific spreading ridge (Pilger, 1981), and the Tuamotu mirror ridge is visible on the eastern Pacific Plate (Gutscher et al., 1999b). The ridge migrates southward below the South American Plate because the ridge segment is N45°E trending, oblique to the N78° present-day plate convergence (Gripp and Gordon, 2002). The Nazca Ridge subduction beneath the Peruvian coast started 11.2 Ma ago at 11°S (Hampel, 2002). The Nazca Ridge constitutes the southern edge of the Peruvian flat slab segment (Gutscher et al., 1999b).

2.3.3. Andean Nazca Ridge subduction imprints

The southward migration of the Nazca Ridge between 11°S and 17°S has been recorded in the geomorphology and tectonic of the Peruvian Andes (Figure 2. 6). Along the forearc region, the ridge migration generated N-S variations in the rates of subsidence and erosion of the coastal margin, and ~800 m maximum uplift of marine terraces (von Huene and Suess, 1988; Hsu, 1992; Macharé and Ortlieb, 1992; von Huene et al., 1996; Le Roux et al., 2000; Hampel, 2002; Saillard et al., 2006). In the Cordillera, the Cordillera Blanca region located northward of the present-day Nazca Ridge subducted segment shows recent extensional collapses in a pre-thickened continental crust, which are interpreted as the consequence of the underplating of the Nazca Ridge (McNulty and Farber, 2002). In addition, the southward migration of the Nazca Ridge is recorded by Neogene counterclockwise rotations in the Eastern Cordillera (Rousse et al., 2003). In the Subandean Zone-foreland junction, the seismic gap described by Gutscher et al. (1999b) probably demonstrates the eastward continuation of the Nazca Ridge below the Amazonian basin. The eastern continuation of the Nazca Ridge coincides spatially with the relief of the Fitzcarrald Arch (Figure 2. 6) in the Amazonian basin (Espurt et al., 2007).

2.3.4. Morphologic records, drainage system and crustal structure

The structural/morphologic Fitzcarrald Arch (Church, 1901) develops on a large part of the western Amazonian basin (Figure 2. 6). The Fitzcarrald Arch forms a major widespread relief of about 400 000 km², which extends in south-eastern Peru and western Brazil and covers ~7% of the total surface of the Amazonian basin (Guyot et al., 2007). The Fitzcarrald Arch develops in the East of the Subandean thrust front and South of the Contaya-Moa feature, where no thrust deformation occurs (Figure 2. 7A). The Fitzcarrald Arch develops between the north-western Ucayali sub-basin and south-eastern Madre de Dios sub-basin, and to the North-East is bounded by the Acre sub-basin (Kronberg et al., 1998). The Fitzcarrald Arch displays a mean uplifted surface ~615 masl, while the north-western Ucayali sub-basin and south-eastern Madre de Dios sub-basin are ~120 masl and ~150 masl, respectively.

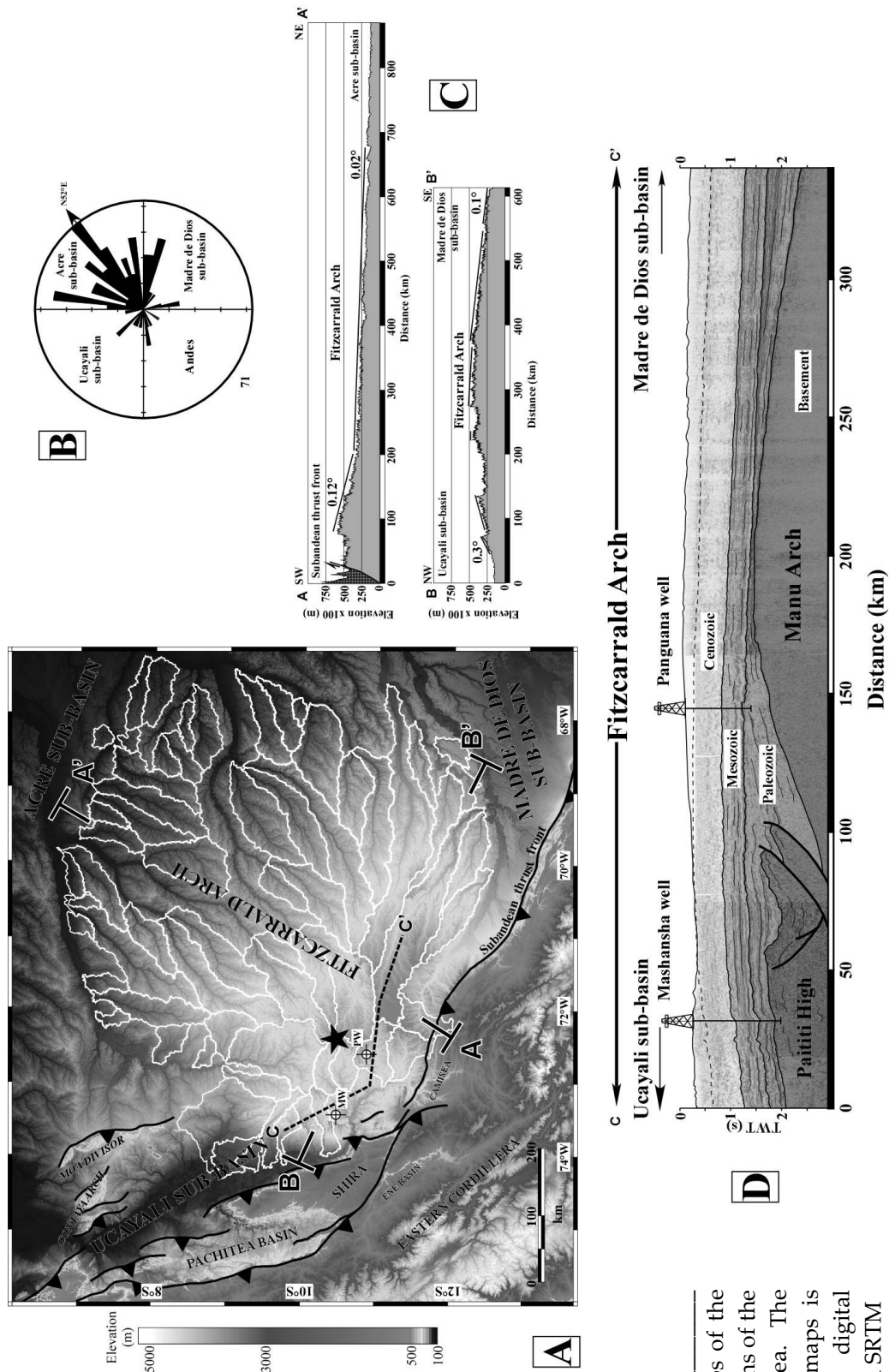


Figure 2. 7: A. Maps of the 7th drainage sub-basins of the Fitzcarrald Arch area. The background of the maps is represented by digital elevation model from SRTM

90 m data. White lines represent the sub-basins of order 7. Axis drainage divide is a black star. The main structural features are shown. B. Rose diagram of the modern drainage orientations of the sub-basins of order 7. C. Topographic profiles (dashed black lines A-A' and B-B') of the arch showing the NW-SE trending asymmetric shape of the Arch and the uplift at more than 700 km from the Subandean thrust front. The asymmetric shape of the Arch is demonstrated by Neogene bedding dip where parallel to the topography. D: Interpreted C-C' trending regional seismic reflection profile of the Fitzcarrald Arch (see location in A and details in the text).

The Fitzcarrald Arch forms a main drainage divide (Oppenheim, 1975; Dumont et al., 1996; Espurt et al., 2007) between the north-western Ucayali sub-basin, the eastern Acre sub-basin and south-eastern Madre de Dios sub-basin. Drainage network has been digitized from SRTM digital elevation model 90m, using the TAS freeware (Terrain Analysis System; Lindsay, 2005). 71 sub-basins of order 7 have been individualized on the Fitzcarrald Arch, using the method of Strahler (1952). 7th order basins represent the major basins scale with an average area of ~3660 km². The mean orientation and elongation of each sub-basin have been measured. 7th order sub-basin map is shown in Figure 2. 7A. At a large scale, the Fitzcarrald Arch uplift disturbs the present-day drainage network of the Amazon basin. The Arch generates an asymmetrical radial drainage (Howard, 1986). Meanwhile, the main part of the drainage network displays a north-eastern direction (average value of N52°E; Figure 2. 7B), toward the Acre sub-basin. To the West, the Fitzcarrald Arch individualizes the drainage basin of the north-western Ucayali sub-basin and south-eastern Madre de Dios sub-basin. Some basins exhibit drainage direction towards the Andes. The apex of drainage divide is located at roughly 10.5°S-72.5°W (Figure 2. 7A). At a local scale, 7th order sub-basins develop on tilted Miocene and Pliocene surface bedding. Consequently, these sub-basins have elongated surfaces and are poorly organized with parallel and subparallel patterns (Howard, 1986). High elongations are found in the northern and south-eastern parts of the Fitzcarrald Arch where the beddings are the most exposed (Figure 2. 7A).

The Fitzcarrald Arch is made of deformed Neogene and Pliocene beddings parallel to the topographic surfaces (Figure 2. 7A and Figure 2. 7C). The SW-NE trending profiles show beddings dipping globally 0.02° to the northeast. The dip of these beddings increases at 0.12° near the Subandean thrust front. The NW-SE-trending profile of the Fitzcarrald Arch demonstrates that beddings organize asymmetrically. On the north-western flank of the Fitzcarrald Arch, beddings dip ~0.3° north-westward. The most important bedding is the Ucayali River tilted surface, which connects down with the Ucayali River (Räsänen et al., 1995; Dumont et al., 1991; Figure 2. 7C). The surface tilting seems to post-date the drainage over the surface of several tributaries of the Ucayali River. The northern flank of the Fitzcarrald Arch is greatly incised and exhibits main Miocene strata. In contrast, the south-eastern flank of the Fitzcarrald Arch presents wide tilted beddings dipping ~0.1° to the South-East (Figure 2. 7C).

The NW-SE trending regional seismic reflection profile provided by PERUPETRO S.A. (Figure 2. 7D) shows that the Fitzcarrald Arch forms a bulge at a lithospheric scale wavelength (340 km minimum). This bulge is underlain by 2.5-km-thick Cretaceous and Cenozoic strata of nearly constant thickness. The seismic regional profile shows Paleozoic sedimentary basins, Paleozoic thrusts (Paititi High) and other pre-Cretaceous structures (Manu Arch). These structures are unconformably overlain by Cretaceous strata and present a wavelength of ~100 km. Seismic profile demonstrates that these older structures have been eroded and sealed by Cretaceous strata, and subsequently uplifted and involved in the largest structure of the Fitzcarrald Arch. The Neogene is partially eroded and exposed in both flanks of the Fitzcarrald Arch. No thickness variation in the Miocene sediments, which could support a synsedimentary Miocene uplift of the Fitzcarrald arch, is visible.

2.3.5. Miocene to Pleistocene sedimentologic record on the Fitzcarrald Arch area

In this part, the Miocene, Pliocene and Pleistocene sedimentary series outcropping in the Fitzcarrald Arch will be successively described in three areas: the north-western flank of the Fitzcarrald Arch (Ucayali sub-basin) where the older series outcrop, the north-eastern flank (Acre sub-basin), and the south-western flank (Madre de Dios sub-basin). We propose to make a brief review of the Neogene outcrops described in the eastern and southern flanks of the Arch, including the description of new Neogene outcrops belonging to the northern flank of the Fitzcarrald Arch (Figure 2. 8).

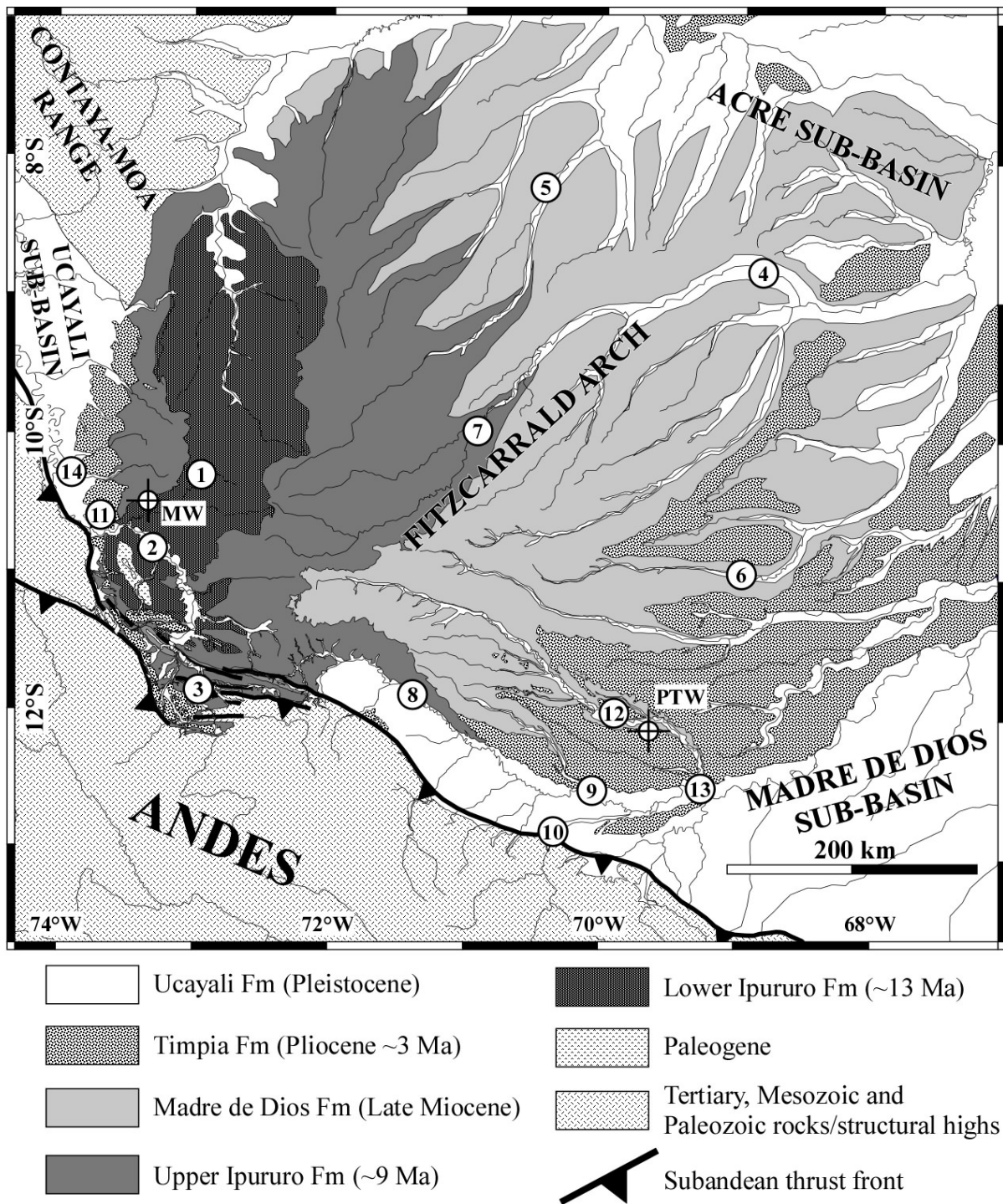


Figure 2. 8: Geologic map of the Fitzcarrald Arch. Numbers 1-14 refer to locations of outcrops discussed in the text (1: Mapuya River; Antoine et al., 2007; 2: Sepa River; 3: Urubamba River; 4: Purus River; Räsänen et al., 1995; 5: Cozzuol, 2007; 6: Patos Inca; Cozzuol, 2007; 7: Alto Purus River; Campbell et al., 2001; 8: Manu River; 9: Madre de Dios River, and 10: Inambari River; Hovikosky et al., 2005; 11: Chicosillo River; 12: Las Piedras River; Campbell et al., 2001; 13: Lower Madre de Dios River; Roddaz, 2004; Hermoza, 2004; 14: Ucayali River; Dumont et al., 1991). Location of wells are shown (MW: Mashansha well; PTW: Puerto Primo well).

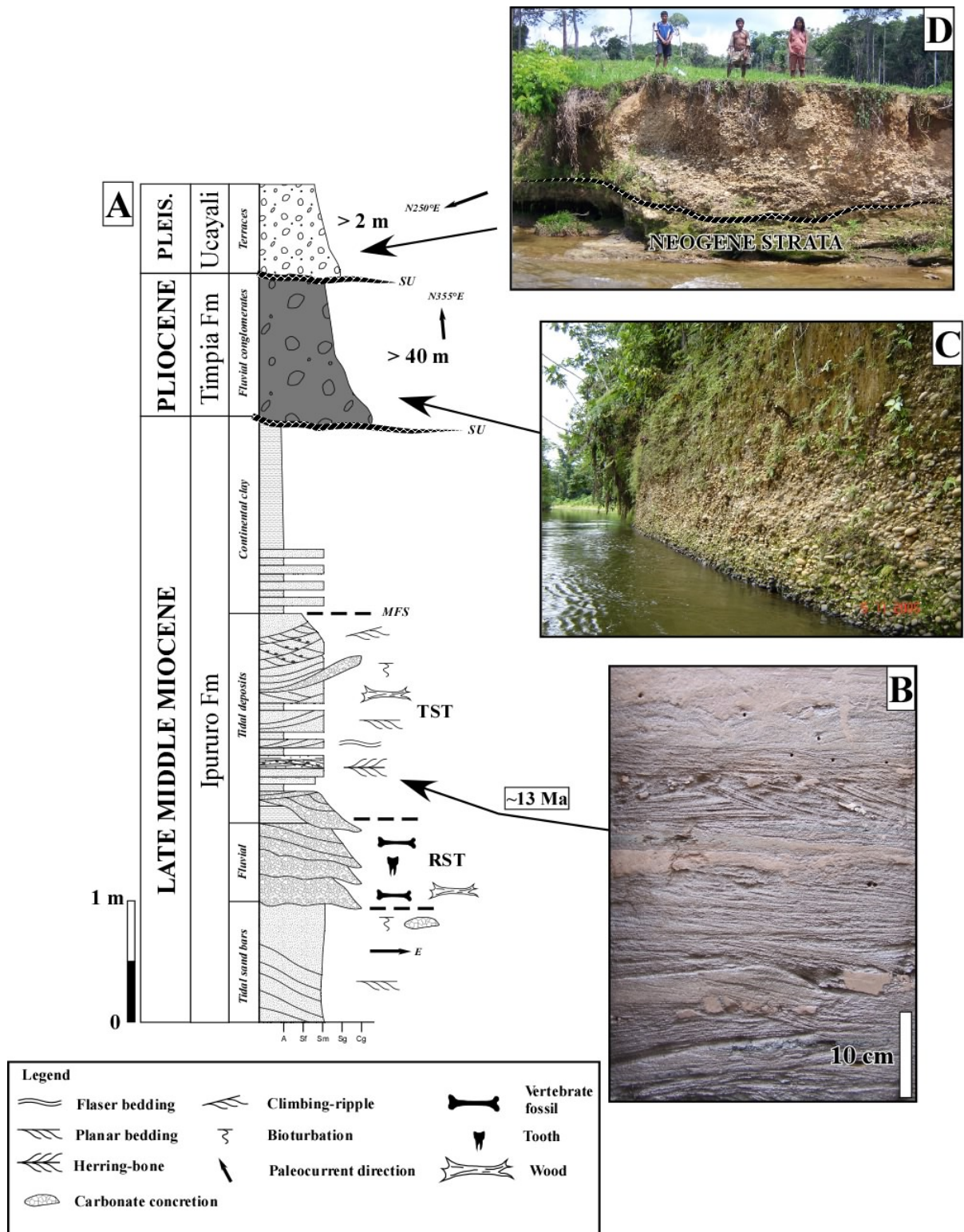


Figure 2. 9 : A: Mapuya section of the Late Middle Neogene deposits with unconformable Pliocene and Pleistocene deposits contemporaneous of the growth of the Fitzcarrald Arch observed along the Chicosillo River (see details in text). B: Details of the tidal deposits showing the mud-sand couplets cyclicity and mud clasts. C: Pliocene conglomerate deposits along the Chicosillo River. D: Pleistocene aggradational terraces on Neogene strata along the Chicosillo River.

2.3.5.1. Miocene deposits

The oldest sediments outcropping on the Fitzcarrald Arch area are the Ipururo and Lower Madre de Dios formations in Peru (Kummel, 1948), and Solimões Formation in Brazil (Oppenheim, 1946; Silva, 1988) which were deposited during the Miocene. The northern flank of the Fitzcarrald Arch exhibits Late Middle Miocene deposits which are well exposed along the Sepa, Urubamba, Inuya and Mapuya Rivers, where the Arch is the most incised. The sedimentary series of the Ipururo Formation observed on the Mapuya River (10.43086°S, 73.05145°W) (Figure 2. 8) are illustrated by the following succession (Figure 2. 9): sandstones corresponding to longitudinal bars with rare clasts, and paleosoils. Paleocurrents are mainly to the East. Above an erosive surface, 1.5 m-thick of channel shaped conglomerates (lithofacies Gt; Miall, 1996) develop laterally replaced, by planar cross-bedded sandstones (lithofacies Sp; Miall, 1996). The conglomerate clasts are less than 5 cm in diameter and are various (sandstone, mud and wood) with a high concentration of vertebrate fossils and teeth, incorporated in a sand matrix. The following interval of 1.8 m-thick consists in a succession of tidal deposits which show levels of mud, mud clasts and sands. In the lower part of this interval, the sand strata exhibit mud-sand couplets with planar “herring-bone” cross-stratifications and flaser lenticular bedding, with a low (<10°) depositional dip. Reactivation surfaces with mud drapes and bioturbations are common. In the upper part of this interval, a type 2 climbing ripple (Jopling and Walker, 1986) displays, containing sigmoid laminations with angular grey clasts of tidal mud and wood remains. The sedimentary succession ends with an alternation of sands and brown argillites disturbed by paleosoils in the top.

The regressive basal conglomerate series (regressive system track) which unconformably overlay tidal (?) sand bars, are interpreted as channelized fluvial deposits. The transgressive middle package (transgressive system track) is made of tidal deposits (wavy and flaser bedding) in an estuarine environment. Evidence of climbing ripples combined with the flaser-wavy bedding succession indicate deposition from a waning flow in an intertidal setting (Dalrymple, 1992). The top of tidal-influenced strata corresponds to a maximum flooding surface. The uppermost deposits indicate flood plain environment. The diversified vertebrate Mapuya fauna (~30 taxa; Antoine et al., 2007) is strongly reminiscent of Late Middle Miocene Laventan faunas from Colombia, Venezuela, and Brazil (13.5-11.8 Ma;

Madden et al. 1997). In addition, paleomagnetic polarity data, normal, then reverse, hypothetically provides a numerical age around 13 Ma, owing to Laventan biochronology and GMPTS (Madden et al., 1997; Antoine et al., 2007).

On the eastern flank of the Fitzcarrald Arch, the outcrops of the Solimões Formation have been described by Räsänen et al. (1995) along the Jurua and Acre Rivers and the Purus River (8.80610°S, 68.80330°W) (Figure 2. 8). The sedimentary series consists of 0.9 to 2.5 m-thick of channel-shaped tidal deposits with mud-sand couplets and bioturbations. The paleocurrents are variable between localities but are mainly toward the South-East and North-East (Räsänen et al., 1995; Hovikosky et al., 2007). The vertebrate faunal assemblage of the Neogene deposits of the Acre region indicates a Late Miocene age (Cozzuol, 2007). The precise age of these deposits is estimated at 9.01 ± 3.2 Ma, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates (Campbell et al., 2001; Figure 2. 8) along the Purus River (10.41530 °S, 71.172799°W).

The southern flank of the Fitzcarrald Arch displays Late Miocene deposits (Madre de Dios Formation) described by Hovikosky et al. (2005) along the Manu (11.90318°S, 71.39417°S), Madre de Dios (12.56787°S, 70.10265°W) and Inambari Rivers (12.92209°S, 70.34911°W) (Figure 2. 8). The sedimentary series develop on 10- to 40-m-thick succession and consist of lower massive or through cross-stratified, fine- to medium-grained sand deposits (lithofacies Sp; Miall, 1996), intermediate clay-draped, climbing-ripple (Jopling and Walker, 1986)-bearing sand and silt or into clay draped ripple or two-dimensional dune cross-stratified sand or silt, and upper interlaminated silt and clay. The paleocurrents are dominantly toward the North-East, and toward the East and West. These deposits are interpreted to display tidal deposition in laterally accreting channels, intercalated with continental environments (Hovikosky et al., 2005).

Miocene outcrops manifestly show the presence of a tidal-influenced fluvial depositional environment similar to the northern Pebas environment (Hoorn, 1993; Räsänen et al., 1995; Gingras et al., 2002; Roddaz et al., 2005a; Rebata et al., 2006). Consequently, from the Late Middle Miocene to the Late Miocene, the Fitzcarrald Arch area was completely flooded and formed a freshwater tidal basin (Hoorn, 1993, 1994a; Hoorn et al., 1995) with occasional marine incursions in a “marine-like megalake” (Räsänen et al., 1995, 1998; Gingras et al., 2002a,b; Wesselingh et al., 2002; Hovikoski et al., 2005; Roddaz et al., 2005a).

2.3.5.2. Pliocene deposits

Pliocene strata consist of coarse grained alluvial fan and fluvial deposits, equivalent to the Upper Madre de Dios Formation in the southern Madre de Dios sub-basin. Like Miocene strata, the Pliocene deposits form a set of successive tilted and dissected morphologic structural surfaces, which are clearly evidenced in imagery in the lowlands of the Arch, in surrounding Ucayali and Madre de Dios sub-basins.

On the northern flank of the Fitzcarrald Arch, along the Chicosillo River (10.66257°S, 73.70055°W), Pliocene strata unconformably overlay Miocene tidal deposits (Figure 2. 8). They show ~40- to 50-m-thick of unconsolidated conglomerates displaying well-rounded quartzites, volcanic pebbles and wood remains, included in a poor sand matrix. The pebbles are less than 15 cm in diameter and mainly from the Andes. This unconsolidated conglomerate is topped by tuff, sands and paleosoils. Paleocurrent data from imbricate gravels indicate a direction to the N355.

On the southern flank of the Fitzcarrald Arch along the Las Piedras River (12.05330°S, 69.90170°W), Pliocene deposits are dated at 3.12 ± 0.02 Ma on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date (Campbell et al., 2001; Figure 2. 8). These deposits consist of channel shaped conglomerates (lithofacies Gt; Miall, 1996) with quartzite, volcanic and white sandstone pebbles and planar cross-bedded sandstones (lithofacies Sp; Miall, 1996). The pebbles are from 1 to 5 cm. Conglomerates are associated with red massive muds and silts with occasional bioturbations (Roddaz, 2004). The unconformable disposition of the Pliocene on Miocene strata in the southern flank of the Arch is clearly evidenced by image satellite data (Figure 2. 7 and Figure 2. 8).

The Pliocene deposits record a change in the geodynamic context of the Amazonian basin from underfilled basin during Miocene to overfilled basin in the Pliocene (Roddaz, 2004). These deposits, largely developed inside the Subandean Zone, have been poorly investigated and delimited. Around the Arch, the facies of the Pliocene series is essentially continental with two types of fluvial system: meandriform and braided (Roddaz, 2004).

2.3.5.3. Pleistocene deposits

Pleistocene deposits of the Fitzcarrald Arch correspond to the Ucayali Formation, equivalent to the Upper Solimões Fm in Brazil (Silva, 1988). On the northern flank of the Arch, in the Chicosillo River area (10.66884°S, 73.69917°W; Figure 2. 8), Pleistocene deposits form ~5- to 8-m-thick aggradational terraces of quartzitic, volcanic pebbles, mud and sand clasts reworking from Miocene and Pliocene deposits. The pebbles are included in a rich sand and clay matrix (Figure 2. 9). The pebble imbrications indicate a paleocurrent direction to the N250. Such a current is parallel to the drainage direction of the Chicosillo River and towards the Andes. Along the Urubamba and Ucayali Rivers, Dumont et al. (1991) mentioned radiocarbon age of 8520±440 years (10.59364°S, 73.91033 and 10.73521°S, 73.60313°W) for stepped Pleistocene terraces from the river floodplain. In the Mapuya River (10.42422°S, 73.05185°W), aggradational terraces localized 50 m above it, are constituted by fine sediments, quartzitic pebbles, carbon debris and paleosoils.

On the eastern flank of the Fitzcarrald Arch, Kronberg et al. (1998) described Late Pleistocene sediments which consist of lacustrine clays interlayered with thin carbonate beds rich in gypsum levels and vertebrate fossils. These sediments are deposited in fluvial-lacustrine environment with variable hydrological conditions (Kronberg et al., 1998).

These fluvial and floodplain deposits suggest a depositional system close to the present-day depositional system of the modern Amazonian drainage system developed on the Arch. These deposits are controlled by the recent vertical motions combined with strong glacio-eustatic sealevel change in the Pleistocene and entrenched along the present-day valley and rivers (Figure 2. 8; Wesselingh and Salo, 2006).

2.3.6. Timing of the Fitzcarrald Arch uplift

Sedimentary supplies, subsidence and denudation rates can be estimated by a thermal analysis integrated vitrinite reflectance and well data to circumscribe the timing of the Fitzcarrald Arch uplift. The model of the Cenozoic subsidence curve and the evolution of the subsidence and sedimentation rates on the Fitzcarrald Arch area have been modelled,

using Genex software 2.2 (Beicip-Franlab, 1995). These results have been obtained after back-stripping of the sedimentary pile, according to porosity/depth leys for each lithology, age, and considering paleobathymetric and erosion amount, and the isostatic readjustment of each sedimentary unit. We considered a Cenozoic geothermal gradient of 20°C/km, which is an average value in the foreland basin. We used two drilled wells: the Mashansha well located on the northern flank of the Fitzcarrald Arch (10.47202°S, 73.38603°W, 326 masl) and the Puerto Primo well located on the southern flank (12.10861°S, 69.72861°W, 303 masl) (Figure 2. 8). The two wells are distant of 439 km (Figure 2. 10). Vitrinite reflectance data (R_o) plotted against depth, provide useful information on the thermal history of the basin.

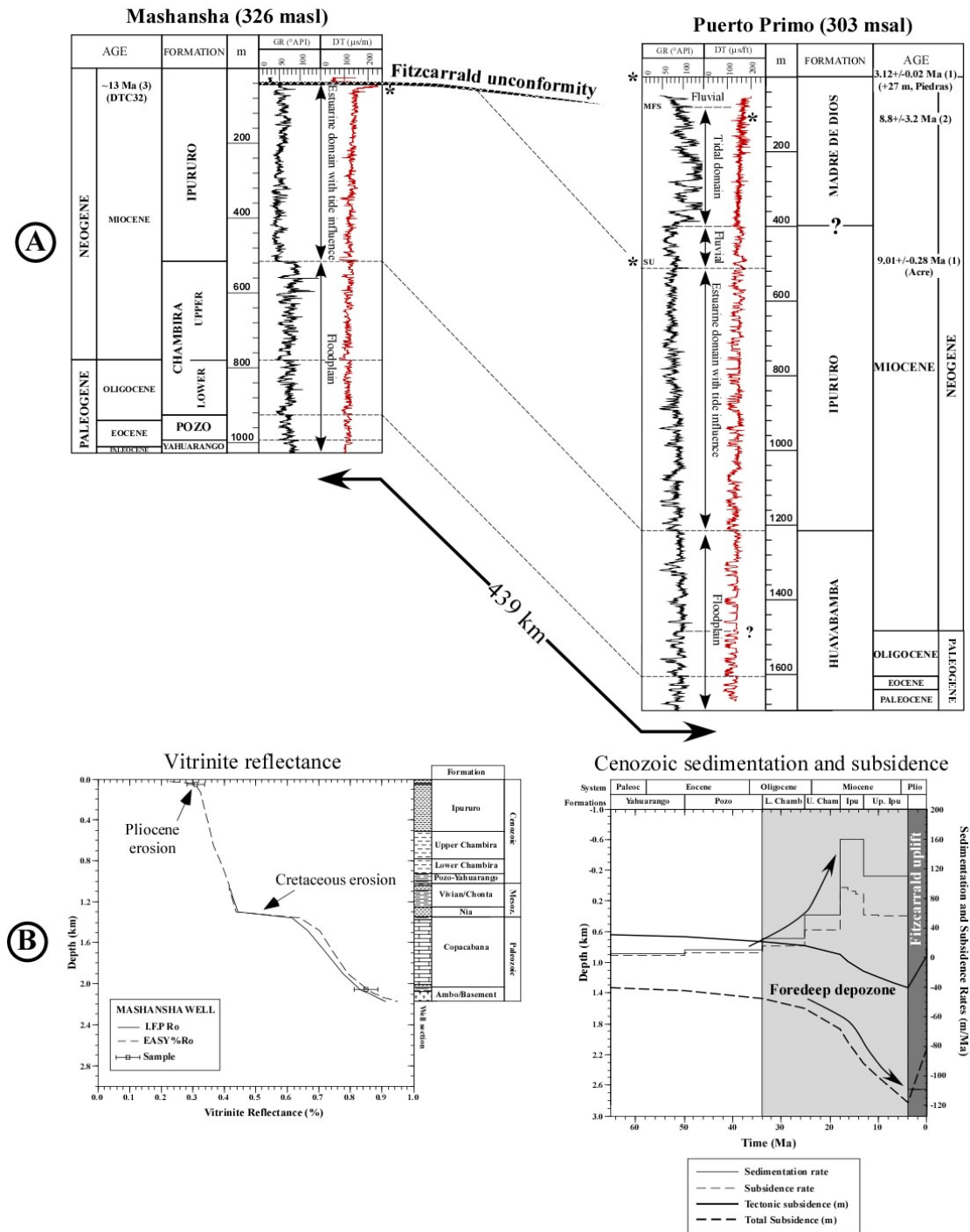


Figure 2. 10: Thermal history of the Fitzcarrald Arch from well and vitrinite reflectance data. (A) Diagraphy records of the Mashansha and Puerto Primo wells with stratigraphic correlations from gamma ray (GR) and sonic (DT) data (see location in Figure 2). Field absolute age data (black stars) are projected of the well data: (1) Campbell et al., 2001; (2) Hermoza, 2004; (3) Antoine et al., 2007. (B) Vitrinite reflectance calibrations and Cenozoic geohistory (subsidence curve, sedimentation and subsidence rates) of the Mashansha well. Vitrinite reflectance data come from Late Miocene (~13 Ma) wood debris collected along the Mapuya River and from cutting of the Carboniferous shales. See details in the text.

The interpretation of the well diagraphies completed with field data allows us to greatly discriminate the Cenozoic formations. The southern Puerto Primo well shows a 1.7 km-thick Cenozoic pile which consists of, in ascending order: 475 m-thick of the Paleocene-Early Miocene Huayabamba Formation, 807 m-thick of the Miocene Ipururo Formation and 405 m-thick of the Miocene-Pliocene Madre de Dios Formation. In contrast, the Mashansha well only displays a 1 km-thick Cenozoic pile which consists of: 35 m-thick of the Paleocene-Early Eocene Yahuarango Formation, 67 m-thick of the Eocene-Oligocene Pozo Formation, 410 m-thick of the Oligocene-Miocene Chambira Formation, 474 m-thick of the Miocene Ipururo Formation and 42 m-thick of alluvial deposits. Here, the Upper Cenozoic series have been eroded. The offset of the Ro profile from the “normal” profile can be used to estimate the amount of denudation, according to the geothermal gradient (Allen and Allen, 2005). The Ro profile of the Mashansha well displays two jumps which indicate the existence of two main unconformities, with large stratigraphic gaps. The lower unconformity corresponds to the Late Cretaceous event largely developed in the northern Andes (Jaimes and de Freitas, 2006). The Cretaceous crisis records ~2500 m of erosion. The upper unconformity is Pliocene (~4 Ma) and displays ~700 m amount of section removed.

These results allow us to assess the thermal history of the Fitzcarrald area since the Cretaceous. During the Early Cretaceous, the overall of the Amazonian basin seems to be eroded, followed by transgressive deposition of fluvial to estuarine sands which unconformably overlay a discontinuous substratum (Jaimes and de Freitas, 2006). This Cretaceous crisis probably reflects changes in the subduction regime, may be related to the opening of the South Atlantic Ocean (Jaimes and de Freitas, 2006). During the Paleocene-Oligocene period, the Amazonian basin was occupied by a floodplain domain with river belts (Wesselingh and Salo, 2006). The sedimentation rates are close to 10-25 m Ma⁻¹ and the subsidence rates are weak in the Fitzcarrald area. The appearance of the tidal deposits since the Middle Miocene is clearly evidenced by the increase of the subsidence rates (160 m Ma⁻¹) of the Ipururo Formation. The Ipururo Formation deposited during ongoing tectonic loading period and recorded a strong increase of the sedimentation rate of about 80 m Ma⁻¹. This major change in the geodynamic context is related to the growth of the Andes and the eastern propagation of the Subandean thrust front. These results indicate that the Fitzcarrald

Arch uplift did not exist in the Middle and Late Miocene. The Fitzcarrald area was included in the subsiding foredeep depozone, *sensu* DeCelles and Giles (1996) and subject to marine incursions of the Pebas system. Meanwhile, the lack of Upper Miocene and Pliocene sediments on the Mashansha well can be explained by Pliocene erosion of about 700 m provoked by the uplift of the Fitzcarrald Arch since 4 Ma (Figure 2. 10). In contrast, the Puerto Primo well shows that Pliocene sediments are deposited around the Fitzcarrald Arch uplift, as thick fluvial deposits, in the surrounding Ucayali and Madre de Dios sub-basins.

2.3.7. Origin of the Fitzcarrald uplift

The reconstruction of the Nazca Ridge beneath the South American lithosphere (Hampel, 2002) indicates that the Nazca Ridge supports currently ~785-km-long flat segment. Its flat slab segment reaches the Amazonian foreland basin and underplates the Fitzcarrald Arch uplift. Hampel (2002) showed that the Nazca Ridge subduction below the South American Plate started 11.2 Ma ago (Hampel, 2002) (Figure 2. 11). The beginning of the ridge subduction coincides with the onset of the eastward overthrusting of the Subandean Zone and Eastern Cordillera (Hermoza et al., 2005). During the Miocene, the Amazonian foreland basin constituted a single four-component foreland basin system, *sensu* DeCelles and Giles (1996) (Figure 2. 11). The Fitzcarrald Arch did not exist and the area was subsiding and totally flooded by the Pebas system. At the same time, the product of the erosion of the Andes quickly filled the western Amazonian basin (Roddaz, 2004). The buoyancy of the Nazca Ridge produces a flat subduction from 4 Ma, according to the cessation of arc volcanism (Soler and Bonhomme, 1990; Rosenbaum et al., 2005). In response to flat slab subduction phenomenon (Gutscher et al., 2000), it is unlikely that the Fitzcarrald Arch uplift is older than 4 Ma (Espurt et al., 2007). The Pliocene uplift of the Arch has been recorded by ~700 m of erosion on the Arch. The Pliocene deposits seem progressively conformably to overlay Miocene tidal deposits toward the surrounding and subsiding sub-basins. These deposits have been progressively uplifted and warped on the south-eastern side of the Arch by its continuing growth which is probably still active today. This recent uplift is also consistent with the change of the paleocurrent directions observed between the Pliocene and Pleistocene deposits and the actual drainage network of some rivers towards the Andes.

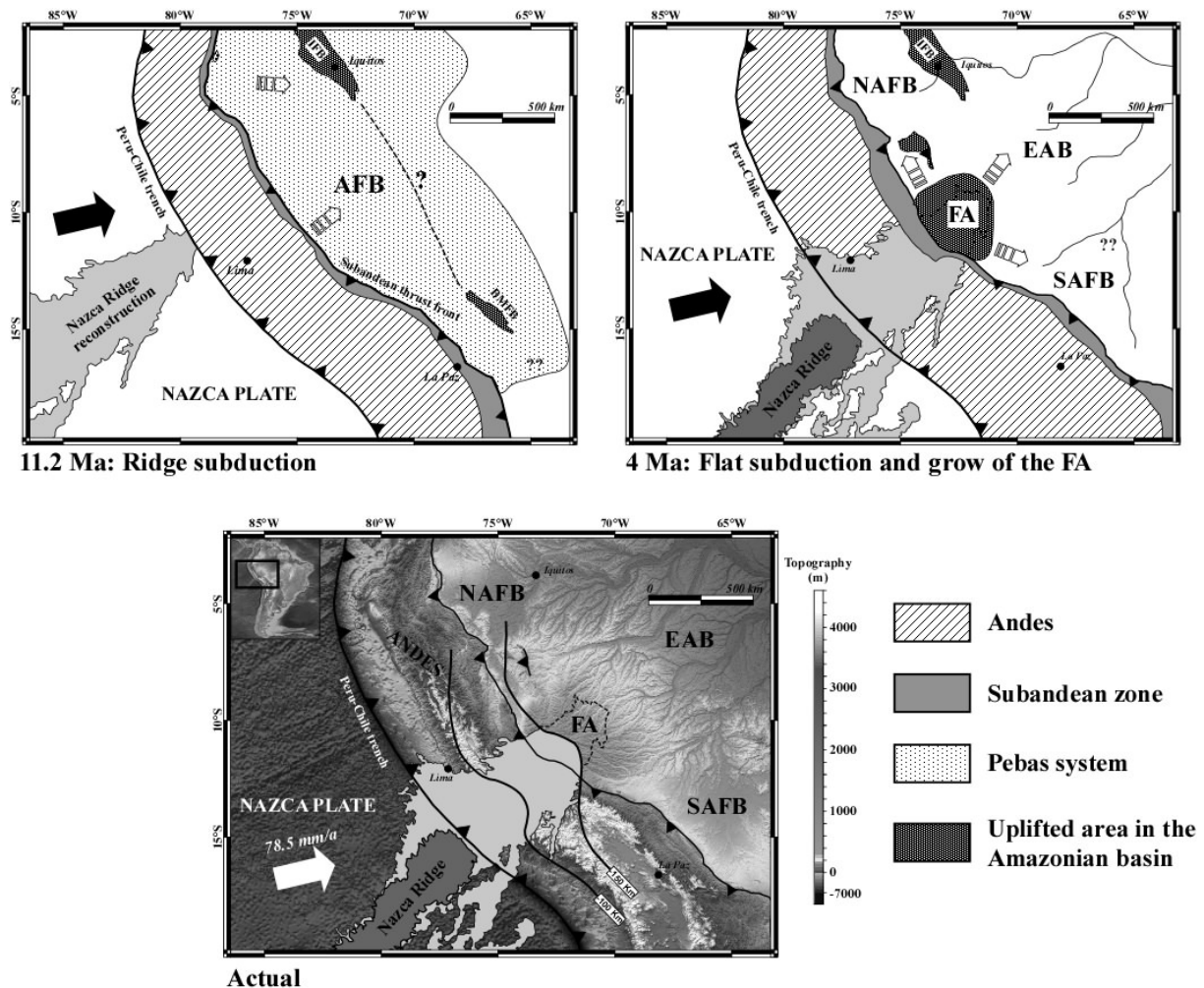


Figure 2. 11 : Nazca Ridge subduction history and relations with the Amazonian basin evolution. When the subduction of the Nazca Ridge begins, the Amazonian foreland basin (AFB) is subsiding and submitted to tide-influenced Pebas system until ~8 Ma. When the flat subduction occurs (4 Ma), the eastern edge of the Nazca Ridge reaches the Amazonian foreland basin. The Amazonian foreland basin is divided into two subsiding basins by the growth of the Fitzcarrald Arch (FA): the northern Amazonian foreland basin (NAFB) and the southern Amazonian foreland basin (SAFB). The Fitzcarrald Arch is eroded by the Pliocene fluvial system. Present-day architecture of the Amazonian basin and the denudation of the Fitzcarrald Arch by the modern drainage system. IFB: Iquitos forebulge; BMFB: Beni-Mamore forebulge. Dashed arrows indicate drainage orientations. Reconstruction of Nazca Ridge path is from Hampel (2002). Depth contours to Wadati-Benioff zone are from Gutscher et al. (1999b).

2.3.8. Discussion: consequences of the Fitzcarrald Arch uplift on the Amazonian basin evolution

Northern South America experienced major geological, climatological and ecological changes since Miocene (Hooghiemstra and Van der Hammen, 1998) closely related to large

scale subduction processes (Roddaz, 2004). Before 4 Ma, the role of the Nazca Ridge subduction seems to be restricted to the Andes (Hampel, 2002; Rousse et al., 2003) and the ridge does not influence the Amazonian foreland basin development. Pliocene-Pleistocene landscape evolution of the western Amazonian foreland basin coincides with the onset of the Nazca Ridge flat subduction (Espurt et al., 2007). Thus, the structural/morphologic Fitzcarrald Arch regional uplift may induce large scale modifications on the hydrological, erosion and sedimentological processes in the overall of the Amazonian basin since the Pliocene. The modern drainage network developed on the Fitzcarrald Arch, essentially erodes Neogene sediments on an area bigger than 400 000 km². The notable enrichment in smectite of rivers draining the Fitzcarrald Arch area is provided from remobilization of Miocene sediment series (Guyot et al., 2007). The part of the suspended sediment yields must include the Fitzcarrald Arch area which is an active eroded area (Baby et al., 1999).

Tropical rainforests are well known for their high biodiversity (Groombridge, 1992; Davis et al., 1997). Hooghiemstra and van der Hammen (1998) have shown that the plant diversity of the Amazon rainforest has reached the highest level in the Miocene or Pliocene. This high diversity in the western Amazonian basin is also related to the regional diversity of the landscapes (Räsänen et al., 1987). The Fitzcarrald Arch uplift has created a formidable barrier of about 400 000 km² within the lowland forest. The unconformity recorded in the Fitzcarrald area shows that the Arch started to grow since the Pliocene in a subaral environment. This result provides that the late development of the Arch has not influenced the younger Miocene Pebas tidal environment (Hoorn, 1993). The uplift of the Fitzcarrald Arch contributed to produce non-flooded area since 4 Ma and may have permitted the development of isolated terrestrial fauna and flora in the driest environment (Haffer, 1997; Daly and Mitchell, 2000). The isolation of forest blocks all around the Arch during dry climatic periods of the Tertiary and Pleistocene in the northern and southern Amazonian foreland basins may have caused drastic biota changes in the Amazonian basin (Hooghiemstra and Van der Hammen, 1998). The separation of the fluvial drainage system is emphasized with speciation of freshwater fish (Hubert et al, 2006) and contributes to cause an increasing diversity in the Amazon.

Acknowledgments

This research project is led thanks to the IRD-Perupetro S.A. research agreement, and supported by IRD (UR 154) and French INSU-CNRS programs DyETI (Dynamique et Evolution de la Terre Interne) and ECLIPSE II (Evolution néogène du Bassin amazonien occidental et biodiversité: relations avec la géodynamique andine).

References

- Allen, P.A. and Allen, J.R., 2005, *Basin analysis. Principles and Applications*, Blackwell publishing, p. 549.
- Aalto, R., Dunne, T. and Guyot, J.L., 2006, Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates: *The Journal of Geology*, 114, 85–99.
- Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., Baby, P., Benammi, M., Brusset, de Franceschi, D., Espurt, N., Goillot, C., Pujos, F., Tejada, J. and Urbina, M., 2007, The middle Miocene (Laventá) Fitzcarrald fauna, Amazonian Peru. In: E. Díaz-Martínez e I. Rábano (Eds.), 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Cuadernos del Museo Geominero 8, 19–24.
- DeCelles, P. G., and Giles, K. A., 1996, Foreland basin systems: *Basin Research*, 8, 105-123.
- Baby, P., Guyot, J.L., Deniaud, Y., Zubieta, D., Christophoul, F., and Rivadeneira, M., 1999, The High Amazonian Basin: tectonic control and mass balance: In *International Symposium MANAUS 99, Hydrological and Geochemical Process in Large-scale Rivers Basins: Manaus (Brazil)*, Extended Abstracts CD.
- Campbell, K.E. Jr., 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. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0595:UCCOTS>2.0.CO;2
- Campbell, K.E. Jr., Frailey, C.D. and Romero-Pittman, L., 2006, The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239, 166-219. doi:10.1016/j.palaeo.2006.01.020.

- Daly, D. C., and Mitchell, J. D., 2000, Lowland vegetation of tropical South America – an overview, In: D. Lentz, ed. *Imperfect Balance: Landscape Transformations in the pre-Columbian Americas*. Columbia University Press, New York, 391–454.
- Dumont, J.F., 1991, Neotectonics of the Subandes-Brazilian craton boundary using geomorphological data: the Marañon and Beni basins, *Tectonophysics*, 259, 137-151. doi:10.1016/0040-1951(95)00200-6
- Dumont, J.F., Deza, E. and F. Garcia, F., 1991, Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowland of Peru, *J. of South America Earth Sciences*, 4, 373-381.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., and Bolanos, R., 2007, How does the Nazca ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?: *Geology*, v. 35, no. 6, p. 515-518.
- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Soares, L., Boaventura, G.R., Maillet, N., and Lagane, C., 2007, Caly mineral composition of river sediments in the Amazon Basin, *Catena*, 71, 340–356.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E.R., 2000, Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin: *Tectonics*, v. 19, p. 814–833.
- Hampel, A., 2002, The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 203, p. 665–679.
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N. and Bolaños, R., 2005, The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes: *J. South Am. Earth Sci.*, v. 19, p. 21–34.
- Hooghiemstra H. and Van der Hammen T., 1998, Neogene and Quaternary development of the neotropical rain forest: the forest refugia hypothesis, and a literature overview: *Earth-Science Reviews*, v. 44, p. 147–183.
- Hoorn, C., 1993, Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: Results of a palynostratigraphic study: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 105, p. 267–309.
- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A. and Lorente, M.A., 1995, Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America, *Geology*, 23, 237-240.

- Hovikoski, J., Rasanen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., Pittman, L.R. and Lertola, K., 2005, Miocene semi-diurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru: *Geology*, 33, 177–180.
- Hubert, N., Duponchelle, F., Nuñez, J., Garcia-Da Vila, C., Paugy, D. and Renno, J.F., 2007, Phylogeography of the piranha genera *Serrasalmus* and *Pygocentrus*: implications for the diversification of the Neotropical ichthyofauna, *Molecular Ecology*, doi:10.1111/j.1365-294X.2007.03267.x.
- Jaimes, E. and de Freitas, M., 2006, An albian-cenomanian unconformity in the northern Andes: Evidence and tectonics significance, *J. South Am. Earth Sci.*, 21, 466–492.
- Jopling, A.B., and Walker, R.G., 1968, Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts, *J. Sediment. Petrol.*, 38, 971–984.
- Latrubesse, E.M. and Rancy, A., 2000, Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil, *Quaternary International* 72, 67-72.
- Miall, A.D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, Berlin, 582 pp.
- Räsänen, M.E., Salo, J.S., and Kalliola, R.J., 1987, Fluvial Perturbance in the Western Amazon Basin: Regulation by Long-Term Sub-Andean Tectonics: *Science*, v. 238, p. 1398–1401.
- Räsänen, M., Neller, R., Salo, J., and Jungner, H., 1992, Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Peru: *Geological Magazine*, 129, 293–306.
- Räsänen, 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, 386–390, doi: 10.1126/science.269.5222.386.
- Rebata H., L.A., Räsänen, M.E., Gingras, M.K., Vieira Jr., V., Barberi, M. and Irion, G., 2006, Sedimentology and ichnology of tide-influenced Late Miocene successions in western Amazonia: The gradational transition between the Pebas and Nauta formations: *J. South Am. Earth Sci.*, 21, 96-119. doi:10.1016/j.jsames.2005.07.011
- Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W. and Darrozes, J., 2005, Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru): *Tectonophysics*, 399, 87-108.

- Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P. and Hérail, G., 2006, Miocene tidal-influenced sedimentation to continental Pliocene sedimentation in the forebulge–backbulge depozones of the Beni–Mamore foreland Basin (northern Bolivia), *J. South Am. Earth Sci.*, 20, 351-368.
- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F. and Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 239, 18-32.
- Rousse, S., Gilder, S., Farber, D., McNulty, B., Patriat, P., Torres, V., and Sempere, T., 2003, Paleomagnetic tracking of mountain building in the Peruvian Andes since 10 Ma: *Tectonics*, 22, 1048, doi:10.1029/2003TC001508.
- Saillard, M., Audin, L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Macharé, J., Ortielb, L., Hall, S., Farber, D., and Bondoux, F., 2006, Uplift of the bolivian orocline coastal areas based on geomorphologic evolution of marine terraces and abrasion surfaces: preliminary results: XIII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos, Sociedad Geológica del Perú, Lima, 308–311.
- Soler, P. and Bonhomme, M.G., 1990, Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present: *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 241, 173–192.
- Wesselingh, F.P. and Salo, J.A., 2006, A Miocene perspective on the evolution of the Amazonian biota, *Scripta Geologica*, 133, 339-458.

2.4. GEOMORPHOLOGY OF THE FITZCARRALD ARCH AND ITS RELATIONSHIPS WITH THE NAZCA PLATE SUBDUCTION, PERU

Vincent Regard¹, Nicolas Espurt¹, Renaud Lagnous¹, José Darrozes¹ and Patrice Baby^{1,2}

¹LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 av. E. Belin, F-31400 Toulouse, France.

²IRD, Convenio IRD-PERUPETRO, Calle Teruel 357, Miraflores, Lima 18, Peru.

Article en préparation pour la revue *Geomorphology*

Résumé en français

Afin d'identifier l'évolution géomorphologique liée au soulèvement de l'Arche de Fitzcarrald, R. Lagnous a effectué dans le cadre de son travail de Master recherche à Toulouse (2006), un travail d'analyse géomorphologique de la zone de l'Arche de Fitzcarrald, sous la co-responsabilité de V. Regard (MCF à L'Université de Toulouse III) et moi-même. Ce travail a permis d'explorer de manière quantitative les objets géomorphologiques présentés succinctement dans les chapitres 2.2. et 2.3. Les résultats sont exprimés sous la forme d'un article en préparation pour la revue *Geomorphology*.

La zone de l'Arche de Fitzcarrald correspond à un haut topographique qui déforme la partie ouest du bassin amazonien, se développant à l'Est du front de chevauchement andin et au Sud de la structure chevauchante du Moa Divisor. Le soulèvement récent de l'Arche a été enregistré 1) par tout un ensemble de surfaces morphologiques et 2) dans la configuration du réseau de drainage actuel. Ainsi, dans le but de contraindre l'enregistrement morphologique récent de la ride de Nazca au sein du bassin amazonien, nous avons effectué une analyse quantitative des marqueurs géomorphologiques dans cette région. Ce travail permet de réfuter toutes les autres hypothèses envisageables et/ou présentées par le passé sur la formation de cette Arche (cône alluvial, déflexion crustale ou réactivation tectonique). Pour cela, nous avons établi une importante base de données, à partir des informations satellitaires de cette région : cartes d'intégrales hypsométriques, d'élongations et d'azimuts, calculées sur des bassins d'ordres 7 et 5. Ces résultats montrent que cette région est marquée

par une évolution de la maturité des bassins de drainage, avec une forte maturité au Nord-Ouest (Moa Divisor et flanc nord de l'Arche) et une faible maturité vers le Sud-Est (flanc sud de l'Arche). Ainsi, ces données peuvent être corrélées avec la migration vers le Sud-Est de la ride de Nazca (Hampel, 2002) sous le bassin amazonien depuis le milieu du Pliocène (Espurt et al., 2007). La structure du Moa Divisor, au Nord de l'Arche de Fitzcarrald, correspond à une structure de socle d'âge paléozoïque, réactivée durant le Néogène. Son orientation parallèle à la chaîne aurait favorisé sa réactivation tandis que les structures orientées NE-SW et incorporées dans l'Arche de Fitzcarrald n'ont pas été réactivées. La réactivation du Moa Divisor à cette latitude suggère que la subduction horizontale augmenterait la composante compressive horizontale vers l'intérieur de la plaque continentale (Latrubesse et Rancy, 2000). L'âge relativement plus ancien de la structure du Moa Divisor par rapport à l'uplift de l'Arche de Fitzcarrald, serait lié au début de la subduction horizontale sous la lithosphère sud-américaine. La structure de Moa Divisor présenterait des similitudes avec le système de chevauchements de socle des Sierras Pampeanas à l'extrémité orientale du segment horizontal du Chili central (Ramos et al., 2002).

Par ailleurs, les résultats montrent l'existence d'un probable paléo-forebulge dans le flanc est de l'Arche (Alto del Acre), qui pourrait être la continuation sud du forebulge d'Iquitos (Roddaz et al., 2005a). Ces résultats confirmeraient l'existence d'un bassin d'avant-pays amazonien unique avant la mise en place de la subduction horizontale de la ride de Nazca au Pliocène (~4 Ma). Ainsi, on peut voir que le soulèvement de l'Arche de Fitzcarrald est postérieur à la mise en place du Moa Divisor, et au développement du forebulge d'Iquitos au Miocène.

Abstract

The 400 000-km²-wide Fitzcarrald Arch constitutes a wide relief within the Amazonian basin, located nearby the central Andes. In order to better constrain the scenario of its origin and in particular to test its relationships with the Nazca ridge entering into subduction, we performed quantitative geomorphology. Hypsometric integrals, elongations and azimuths of 7th and 5th order basins are calculated. They all express a trend from high

maturity to low maturity from NW to SE. This maturity gradient coupled with local drainage azimuths demonstrates that the Fitzcarrald Arch is not an alluvial fan, since its apex is badly located and since the corresponding sedimentary pile is lacking. Nor it can be the superficial expression of an inherited transfer zone, since its geomorphic organization is radial and does not diverge from an axis; in addition such a reactivated structure is not found at depth in seismic profiles. Conversely, our data show that the geomorphic set-up has progressed from NW to SE, which, with the observation of crustal doming by Espurt et al. (2007), attests that this relief is caused by the eastward sliding of the buoyant Nazca ridge under the South America lithosphere.

2.4.1. Introduction

The Fitzcarrald Arch (Church, 1901) constitutes a major geomorphic feature spreading more than 400 000 km² in the Amazon basin, extending from southern Peru to western Brazil (Figure 2. 12) (Espurt et al., 2007). It lies East of the Subandean thrust front and South of the Moa Divisor range (Latrubesse et Rancy, 2000) where no thrust deformation occurs and separates the foredeeps of the northern and southern Amazonian foreland basins (Hermoza et al., 2005; Roddaz et al., 2005b). To the East, it is bounded by the subsiding eastern Amazon basin (Kronberg et al., 1998). This 400 m to 600-m-elevated relief dominates the adjacent foreland basins lying at ~120 masl and ~150 masl, respectively, and behaves like an ecological boundary (Daly and Mitchell, 2000).

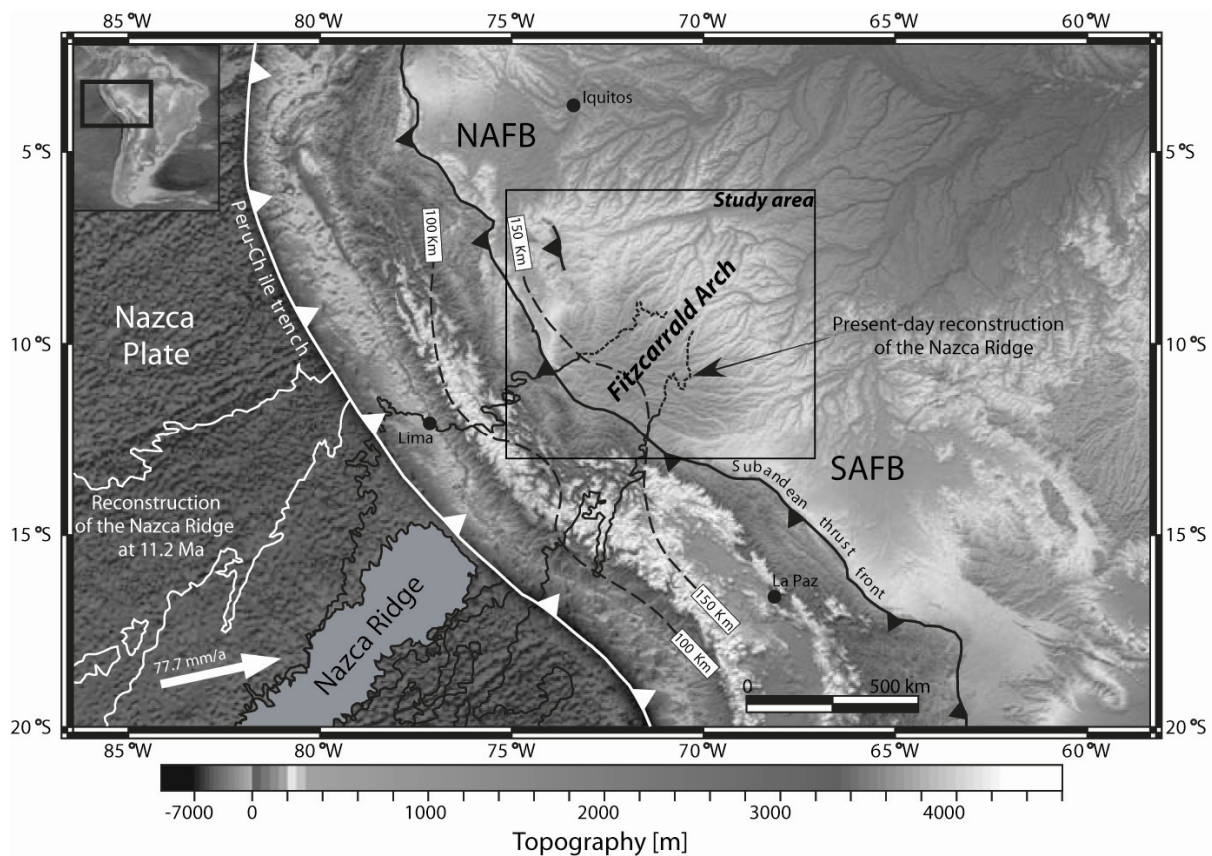


Figure 2. 12 : Geodynamic setting of the Peruvian Andes and its associated Amazonian foreland basin (taken from Espurt et al., 2007). The western part of the Amazon basin consists of two main subsiding basins — the northern Amazonian foreland basin (NAFB) and the southern Amazonian foreland basin (SAFB) — separated by the Fitzcarrald Arch. This arch is superimposed on the present-day reconstruction of the subducted part of the Nazca Ridge (Hampel, 2002). The ridge reconstruction at 11.2 Ma is shown (Hampel, 2002). The easternmost edge of the Nazca Ridge represented by dotted lines is not involved in the flat slab segment illustrated by isodepth contours of Wadati-Benioff zone (Gutscher et al., 1999), and plate convergence vector is from NUVEL1A plate kinematics model (DeMets et al., 1990). The black empty rectangle indicates the study area covered by the following figures.

This relief is characterized by a radial drainage network (Figure 2. 13), leading to the three Amazonian sub-basins indicated above. It is constituted of a discontinuous sedimentary sequence from Early Palaeozoic to Pleistocene in age. Recent studies of both sides of the Arch show Late Miocene tidal deposits (Räsänen et al., 1995; Gingras et al., 2002; Hovikoski et al., 2005; Rebata et al., 2006). These tidal deposits show that this part of the Amazonian foreland basin was a subsiding foredeep during the Late Miocene. They are currently overlain by Pliocene and Pleistocene fluvial deposits (Espurt et al., 2007). Seismic profile data from the petroleum industry indicate that sediment beddings organise almost

parallel to the topography in a wide dome structure. The north-western and south-eastern flanks dip 0.3° and 0.1° , respectively (Espurt et al., 2007).

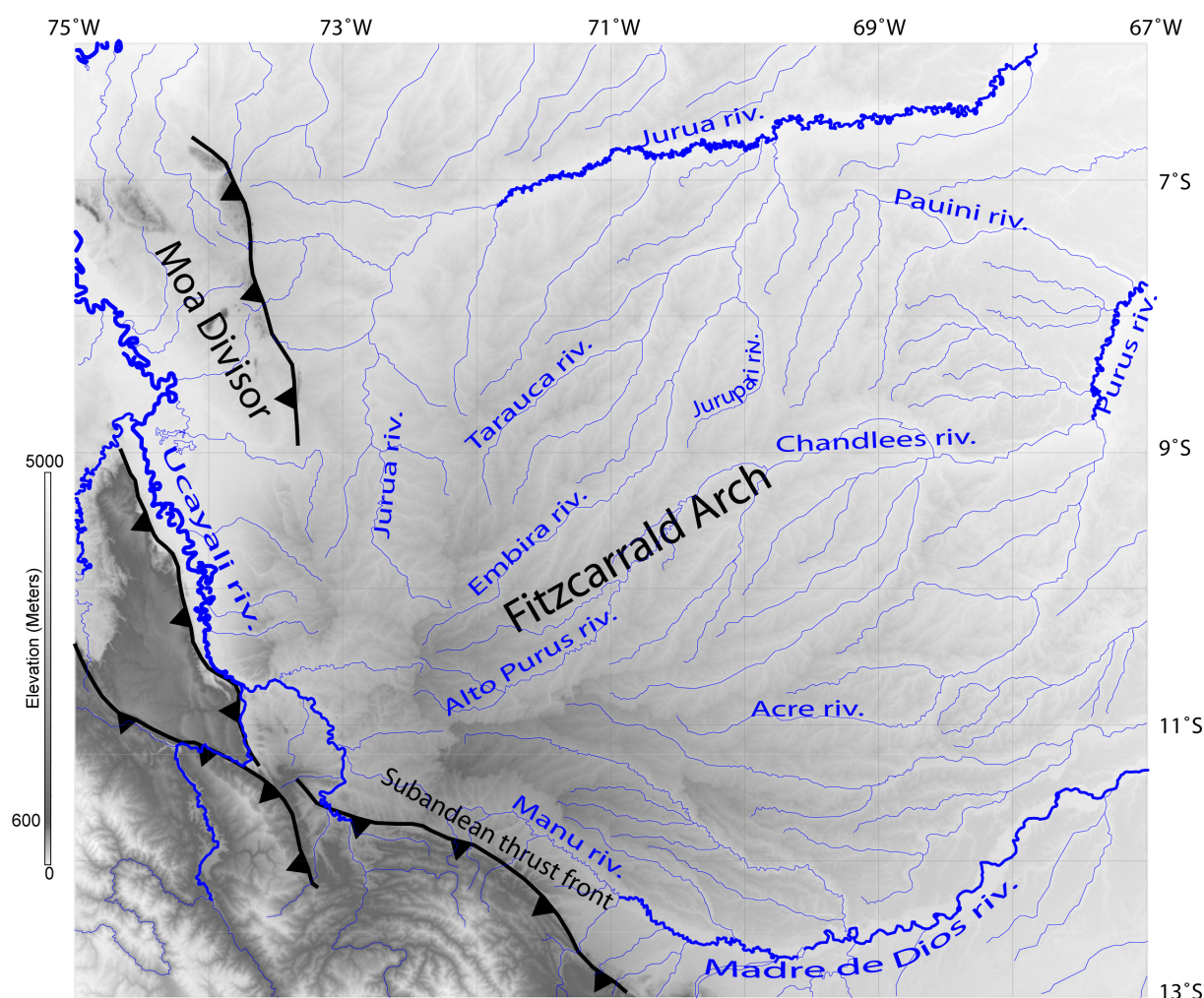


Figure 2. 13 : SRTM DEM 90 m of the Fitzcarrald Arch, with main rivers. The Fitzcarrald Arch develops East of the Subandean thrust front and South of the Moa Divisor range.

Obviously, its dome-like relief with radial drainage network, originating at a point close to main Andean river basin outlets, argues for a simple mega-fan structure. The fan sediment would have been supplied by the Andean tributaries of the Ucayali (flowing northward towards the Amazon River) and Madre de Dios rivers (flowing eastward towards Bolivia) (Figure 2. 13). Besides, this idea is strongly supported by the above-mentioned Pliocene and Pleistocene fluvial deposits that cover the Fitzcarrald Arch (Espurt et al., 2007). Such a megafan is found near the Subandean zone: the Pastaza megafan in Ecuador, at present the biggest fan on earth (Christophoul et al., 2002).

Recently, some authors proposed alternative hypothesis for its formation. An analysis of Subandean basin geometries and subsidence histories leads Jacques (2003) to the conclusion that they behave more or less independently and that they are separated by transfer zones, probably inherited from old structures affecting the overall lithosphere, and crossing the entire South American continent (Jacques, 2003; Carlotto et al., 2007). The transfer zones are divided into two groups whose orientations are, respectively, NW-SE and ENE-WSW. The Fitzcarrald Arch would be the superficial expression of one of them, the ENE-trending Pisco–Abancay–Fitzcarrald lineament (Jacques, 2003).

Another hypothesis comes from geodynamics. Currently, the Nazca plate is subducting underneath South America at a velocity of 7.7 cm/yr in a direction N78°E (at 15°S after the NUVEL1A model) (DeMets et al., 1990). It brings an oceanic ridge, the 1500-m-high Nazca ridge, up to 200-km-wide (Woods and Okal, 1994), whose buoyancy is thought to be the cause of subduction flattening under central Peru (Figure 2. 12; Gutscher et al., 2000). At surface, the flat slab subduction process is usually accompanied by an active volcanism gap and active deformation far from the trench, up to several hundreds of kilometers (Gutscher et al., 2000). The ridge must be originated at the Pacific-Nazca spreading centre, allowing Hampel (2002) to reconstruct the ridge shape beneath South America on the basis of its remaining symmetric part on the Pacific Plate: the Tuamotu plateau. Strangely, the ridge is trending N42°E, oblique with respect to the plate convergence. It results in a south-eastward migration of the ridge subduction point along the Peruvian coast. The ridge first entered the trench ~11.2 Ma ago at 11°S; its entrance point is now located at 15°S (Figure 2. 12; Hampel, 2002). These results lead Dumont (1996) to hypothesize a link between flat subduction and the Fitzcarrald Arch. Espurt et al. (2007), using Hampel's (2002) reconstruction, show that the flat subduction zone and Nazca ridge reconstruction fully coincide with the Fitzcarrald Arch location (Figure 2. 12). The Nazca ridge likely reached the area under the Fitzcarrald Arch at around 4 Ma. Their above mentioned seismic profile observations indicate that the overall sedimentary pile has a dome-shape, likely caused by deep process, i.e., the Fitzcarrald Arch must be caused by the buoyant Nazca Ridge subduction.

To decipher between these hypotheses about the Fitzcarrald Arch, our study aims at exploring “classical” quantitative geomorphology, by using indicators of basin maturity,

such as hypsometry or basin shape. Multiple indicators of basin maturity are used to ensure reliable conclusions.

2.4.2. Data and processing

We studied the entire zone comprised between 6°S and 13°S latitudes and 67°W and 75°W longitudes, without the Andean part (Figure 2. 13). We used SRTM DEM, whose 90-m-large pixels have an absolute accuracy apparently better than 5-10 m (Farr et al., 2007). Actually, a recently published data indicates that the Amazonian forest canopy must offset the signal for about 20 m (Berry et al., 2007); the effect of this bias will be discussed with the results and in appendix A.

Data are processed with TAS freeware (Terrain Analysis System of Lindsay, 2005). River networks were extracted and classified according to Strahler (1952). Corresponding 5th order and 7th order basins are extracted. The 2207-5th-order basins represent a “local” signal (at the Amazonian scale, i.e., they are 134 km² in average), whereas the 90-7th-order basins represent the major basins scale (3660 km² in average). For these basins the following values are calculated:

- Hypsometry and hypsometric integral (H) (Strahler, 1952); the lower it is, the more mature the network is.
- Surface (S).
- Elongation (E) is the ratio between the diameter of a circle with a surface equal to that of the basin (S) and basin length (L): $E = 2\sqrt{(S/\pi)} / L$ (Schumm, 1956; Selby, 1985). For circular basins, $E \sim 1$, for highly elongated basins, $E \ll 1$, hence, as basins tend to be more circular when maturity increases, E is correlated with maturity.
- Azimuth (A). Azimuth is the basin drainage direction. It can be calculated for solely basins but a local average azimuth Al has been calculated corresponding to averaging the 5th-order basin azimuth over a grid whose cells are 80 km x 80 km wide.

In the following, data are presented with maps (hypsometric, elongation, and azimuth maps) and the discussion will be focussed on the Arch spatial organisation considering every specific property.

2.4.3. Results

2.4.3.1. Hypsometry

7th-order basin hypsometric integrals range 9%-68% (Figure 2. 14a). Low hypsometric interval values (between 9% and 25%) are found to the northwest, around the Moa Divisor range. Low to intermediate values (15%-35%) are also present to the southwest, at the boundary between the Fitzcarrald Arch and the Subandean zone, where basins cross the Subandean thrust front. In its turn, the main part of the Fitzcarrald Arch is characterized by relatively intermediate to high hypsometric integrals (between 40% and 50%), and higher values to its north-eastern and eastern boundaries (more than 50%, up to 60%).

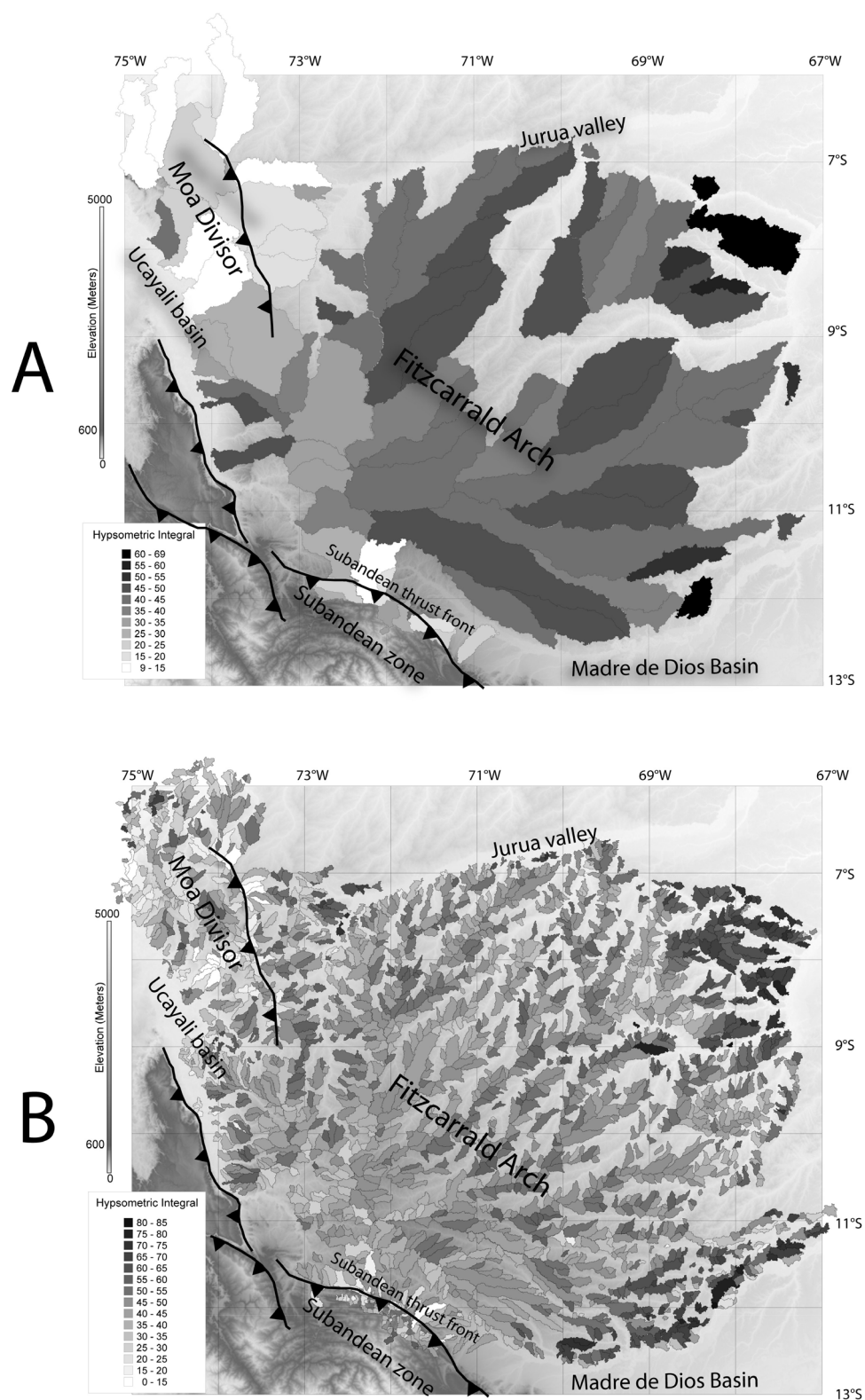


Figure 2. 14 : Fitzcarrald Arch basins' hypsometric integrals. (A) 7th order basins, with tectonics and names of main parts discussed in the text; (B) 5th order basins.

5th order basins (Figure 2. 14b) show the same organisation: moderate hypsometric integrals in the centre of the Arch, and areas of lower values to the NW, in the Moa Divisor and to the South, nearby the Subandean front. Higher values lie to the NE and to the SE. Unfortunately, in spite of a greater spatial accuracy, 5th order basin hypsometric integral map is not so informative, due to errors coming from SRTM. Errors can be due either to canopy effect or sedimentation zones.

Canopy affects hypsometry as it offsets the apparent elevation of about 20 m (Berry et al., 2007). An offset of the entire catchment has no effect on the hypsometric integral. An offset of a forest catchment which drains to a major river whose elevation is not offset, i.e., ~20 m under, can hardly affect the hypsometric integral value. Quick calculations (see appendix A) indicate that for hypsometric integrals intermediate values (40-60%), the correction must reduce them of more than 10 points for basin relief of less than 100-140 m. In conclusion, we regard the canopy effect as critical when basin relief is less than 100 m.

Sedimentation areas must alter our conclusions, as we discuss the data in terms of erosion and incision. This effect is shown minor by the topography. Indeed, topography in the Fitzcarrald Arch shows dendritic and radial drainage basins, typical of erosion-driven geomorphology. Only small areas are sedimentary, they are the Madre de Dios basin to the SE, the Ucayali basin to the NW and the Jurua valley to the NE (Figure 2. 13 and Figure 2. 14).

2.4.3.2. Elongations

7th order basins elongations are drawn in Figure 2. 15. They range between 0.33 and 0.875. High elongations are found in the north-western part (0.42 to 0.78) and in the South, SW, near the subandean zone (0.50 to 0.85). Low values are found to the SE (from 0.33 to 0.66 plus one at 0.81 in the Madre de Dios Basin), and intermediate values are near the centre of the Arch and to the NE (0.42-0.875, very high values being in low-elevation areas).

Elongation is thought to be representative of basin maturity. Peculiarly, low elongation values characterize highly elongated basins. Low elongation values represent low maturity basins and high elongation values characterize mature, circular basins. The Fitzcarrald Arch displays a general trend of decreasing values from West to SE. Intermediate

values are found in the SW, NW and NE corners. In the eastern part, basins which are disconnected from the others (Figure 2. 14) are characterized by a low relief (<100m), and thus, may be governed by sedimentation in alluvial valleys.

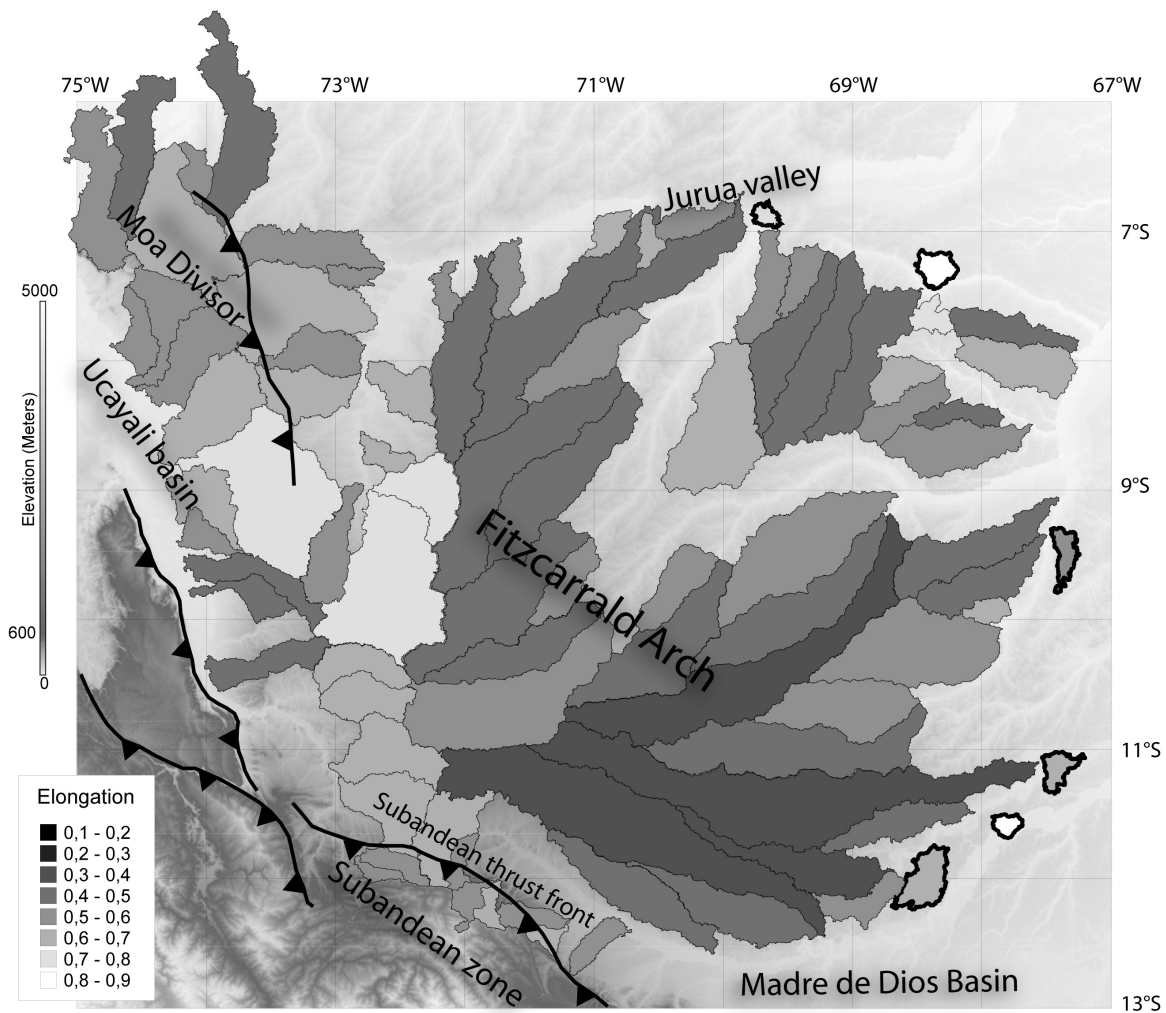


Figure 2. 15: Fitzcarrald Arch 7th-order basins' elongations. Eastern disconnected basins are highlighted by bold contours (see text for related discussion). Note the scale is inverted to represent the most mature basins in light grey and less mature ones in dark grey as for Figure 2.14.

2.4.3.3. Azimuths

7th-order basin azimuths are shown in Figure 2. 16. This figure is curiously organized into two parts, East and West of 72°W. West of this meridian and near the Subandean zone to the South, there is no obvious basin organization whereas to the East, basin azimuth varies gently from North (0 to 30°) to SW (110-130°); except for the north-easternmost part, it shows

radial organisation. Note that, as one would expect, basin azimuth seems more informative when basins are highly elongated (low elongation values).

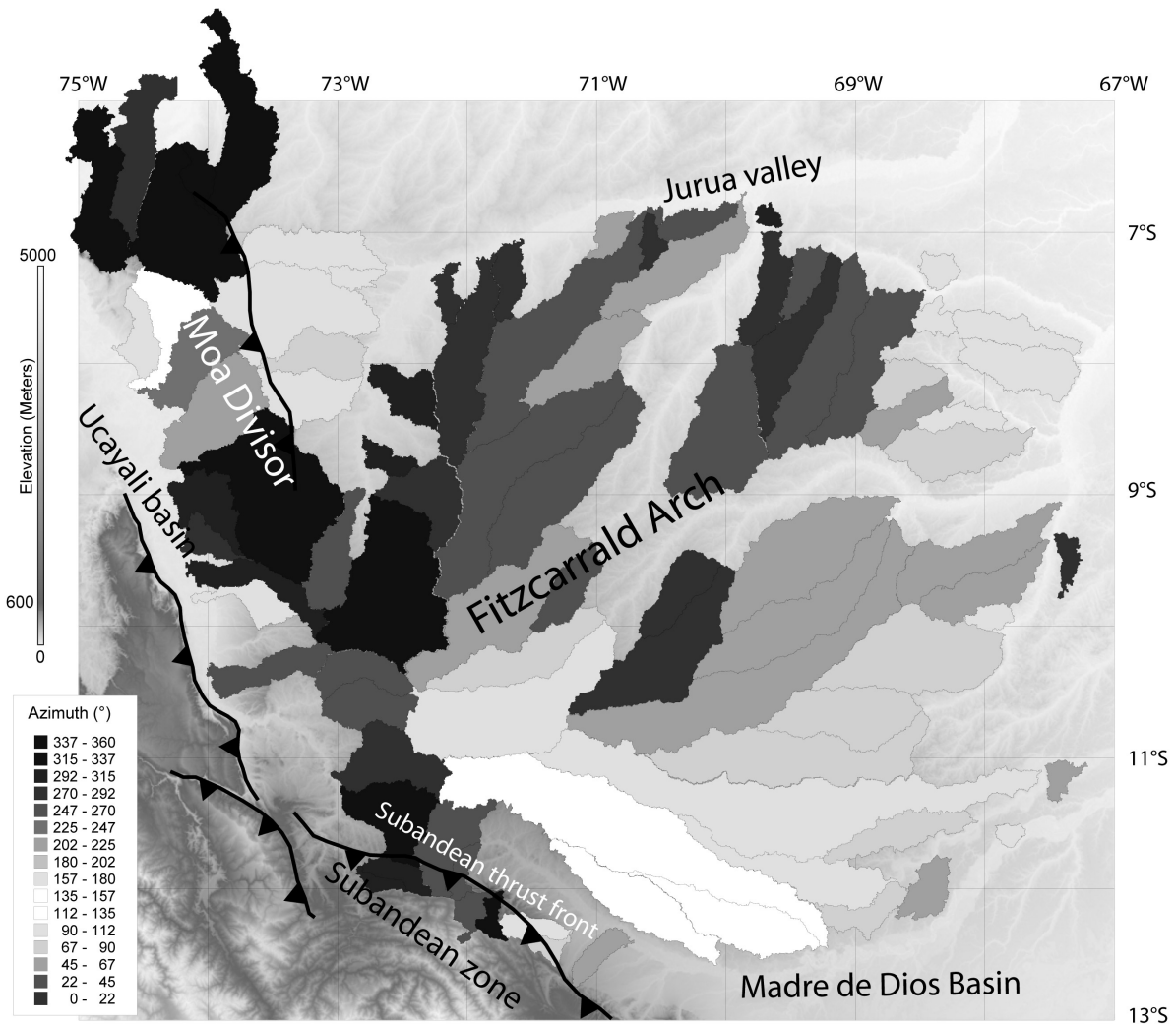


Figure 2. 16 : Fitzcarrald Arch 7th order basins' azimuths.

The picture from 7th order basin azimuths appears rough, particularly West from the 72°W meridian. Thus, we performed the local average azimuths for 5th order basins to have a finer view (Figure 2. 17). It shows the internal organisation of the Arch can be described by one major and a couple of minor centres for radial drainage system. The drainage center of the Arch is situated at 10.5°S and 72.5°W, at about 150 km from the Subandean thrust front (Figure 2. 17). Superimposed to this large scheme whose wavelength is about 500 km, three small drainage centers (wavelength ~100 km) cause local divergences. These small centers

are the Moa Divisor to the NW, the Altos de Acre where basins diverge towards the Jurua and Purus/Chandlees rivers, and the Abancay area, in the Subandean zone (Figure 2. 17).

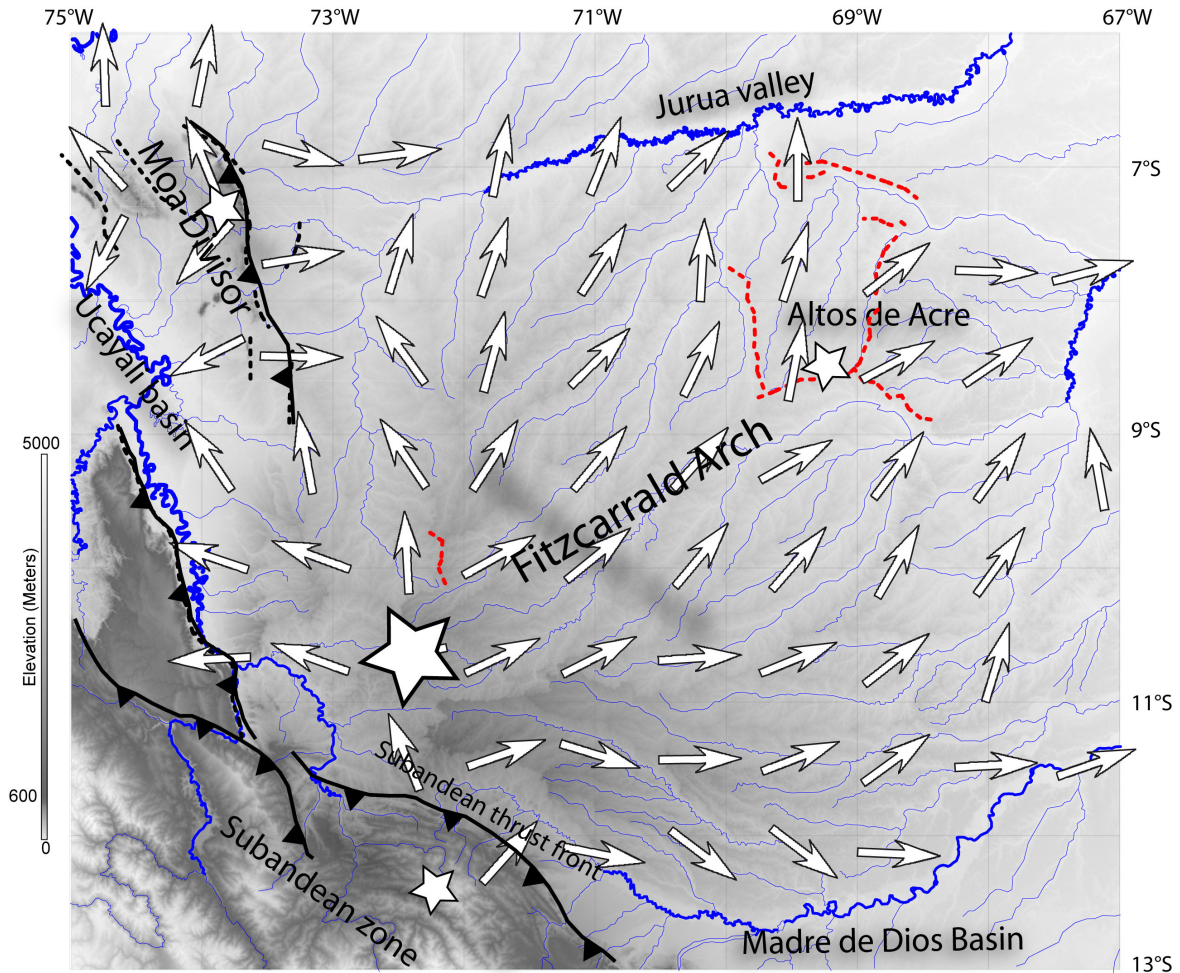


Figure 2. 17 : Fitzcarrald Arch 5th order basins' locally averaged azimuths (white arrows). The big star represents the approximate location for Fitzcarrald Arch divergent drainage center. Small stars represent local centers for diverging drainages that disturb the Fitzcarrald drainage shape. Dashed red lines show paleo-drainages.

2.4.4. Discussion

Both elongations and hypsometric integrals for 5th order and 7th order basins show a maturity decrease from NW at Moa Divisor to SE near the Madre de Dios basin and to the NE (Altos de Acre); the most mature basins are found to the SE. A small part, to the SW near the Subandean zone, displays mature basins. Drainage azimuth helps understanding this

scheme. It indicates that there is a first-order relief, which can be called the Fitzcarrald Arch *sensu stricto*, whose center is situated ~100 km NE from the Subandean thrust front, and which covers the entire study area except for the Moa Divisor and the Subandean zone. According to the maturity gradient discussed in the preceeding paragraph, this relief seems to have formed recently with a NW to SE progression. A small disturbance occurs to the NE (we called it the Altos de Acre) that may have formed recently too, but it does not alter so much the overall Fitzcarrald Arch's organization. The causes are not really clear; it could be suggested it is an expression of the forebulge, in the line of the Iquitos Arch more to the North (Roddaz et al., 2005a), which can also be found in the Madre de Dios basin to the South (Roddaz et al., 2006).

Thus, the Moa Divisor appears to be an important relief, but it may also be older, regarding to the relatively high maturity of its basins. It appears to evolve independently to the Fitzcarrald Arch, following thrust activity underneath (Mégard, 1984).

The Subandean zone is separated from the Amazonian basin by the Subandean thrust front which is the main tectonic feature observed in the area. Contrary to what was expected, it does not affect significantly the drainage organisation. In particular, if some authors involve a particular role of the intriguing Abancay structure (Marocco, 1977), our observation confirms the conclusions of other authors (Roperch et al., 2006; Carlotto et al., 2007), indicating that this structure has no or little activity in recent times, since it does not disturb significantly the Fitzcarrald Arch drainage organization.

To sum-up, the most important conclusion of our study is the clear progress from old basins to young basins from NW to SE. Hampel's (2002) reconstruction implies a sliding from NW to SE, fully compatible with our observations which support neither the hypothesis of alluvial fan, since its center is not located near a major basin outlet, nor the Pisco–Abancay–Fitzcarrald lineament which would imply a geanticline structure, different from our radial structure.

The hypothesis of superficial uplift due to the Nazca ridge sliding under the South America lithosphere is moreover supported by a couple of other observations. First, the underlying Nazca ridge length should increase when sliding from NW to SE since 4 Ma (Hampel, 2002). Consequently, its effect began slight and enforced till present and northern basins progressively enlarged: it may be responsible for the actual intermediate maturity

basins found in the centre and the north of the Fitzcarrald Arch. Then, as shown by Espurt et al. (2007), the relief appears related to a crustal doming, incompatible with a crustal thickening by the sediment supply necessary to fan building. Sub-surface data presented by Espurt et al. (2007) show that the Fitzcarrald Arch regional uplift incorporates deep seated paleozoic structures. These structures are NE-SW-trending and are not reactivated. In contrast, the northern Moa Divisor Paleozoic structure shows typical thick-skinned tectonic style. We propose that the subduction of the Nazca ridge may have controlled the reactivation of the Moa Divisor Paleozoic probably before the uplift of the Fitzcarrald Arch. Thus, the stress produced by the SE migration of the Nazca ridge beneath the South American plate seems to have reactivated NS thrusts, whereas the NE-SW-trending structures are still sealed by Cretaceous strata (Espurt et al., 2007). The Moa Divisor structure may be interpreted like the Peruvian example of the thick-skinned thrust of the Pampean flat slab in Argentina (Ramos et al., 2002).

A larger scale observation shows that the Fitzcarrald Arch is bounded by two major foreland basins (foredeeps, Figure 2. 12), the northern Amazonian foreland basin (or Marañon-Ucayali basin) and the southern Amazonian foreland basin (or Beni-Mamore basin) to the South. Further research should investigate the relationships between a Fitzcarrald arch-like structure and these basins. Did this surface uplift-driven tilt allows the transfer of sediments from the Andes directly to these basins? What is the effect of this newly uplifted erosional area in the Amazonian plain sedimentary budget?

2.4.5. Conclusions

The Fitzcarrald Arch constitutes a wide relief within the Amazon basin, located nearby the central Andes. Its formation could be related to different processes. Thanks to quantitative geomorphic analyses, it has been demonstrated it cannot represent the widest alluvial fan in the world, since its apex is badly located and since the corresponding sedimentary pile is lacking. Nor it can be the superficial expression of an inherited transfer zone, since its geomorphic organization is radial and does not diverge from an axis; in addition, such a reactivated structure is not found at depth in seismic profiles. Conversely, our data show the geomorphic set-up has progressed from NW to SE, which, with the

observation of crustal doming by Espurt et al. (2007) attests that this relief is caused by the eastward sliding of the buoyant Nazca ridge under the South American lithosphere. The eastern boundary of the Fitzcarrald Arch exhibits a paleo-forebulge structure in this region. Consequently, the recent uplift of the Fitzcarrald Arch seems younger than 1) the uplift of the Moa Divisor range related to Andean compression, and 2) the development of the Miocene Iquitos forebulge linked to the elastic component of the South America plate (Roddaz et al., 2005a).

Appendix: Canopy effect

A first order canopy effect is the one corresponding to a drop of ~20 m at basin outlet. In terms of hypsometry, its effects can be evaluated by removing a strip equivalent to ~20 m, in the bottom of hypsometry (figure A). Hence, the corrected hypsometric integral is I' , function of evaluated hypsometric integral I in percent, basin relief R in meters and canopy effect C in meters.

$$I' = \left(I - \frac{C}{R} \times 100 \right) \cdot \frac{I}{I-R}$$

This correction appears relevant, since most of the time when made, it permits to recover the main trend of hypsometries in the area, as illustrated by 5th order basins from the Alto Jurua Area (Figure 2. 13, Figure 2. 14A and Figure 2. 14B).

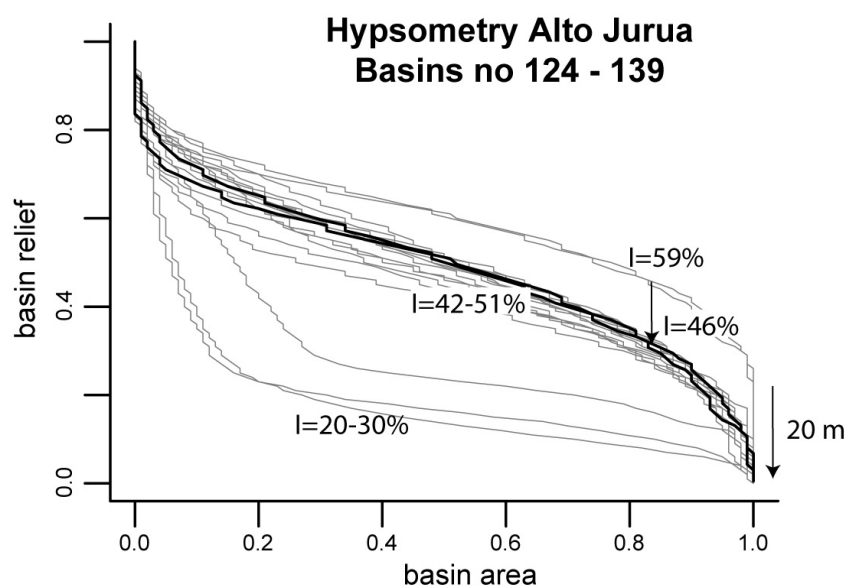


Figure A: Canopy effect, example of Alto Jurua 5th order basins n° 124 to 139. Basin hypsometries evaluated from SRTM are in grey. Basins n° 124 and 138 which display a step at their bottom (original relief ~85m) have been corrected for canopy, in black. Most of the basins have an apparent hypsometric integral ranging from 42 to 51%; three of them have low integral of 20 to 30%; and the two with steps are about 59%, but this value is decreased to 46% when corrected for canopy, thus corresponding to the main trend.

References

- Berry, P. A. M., Garlick, J. D., and Smith, R. G. (2007). Near-global validation of the SRTM DEM using satellite radar altimetry. *Remote Sensing Of Environment* 106, 17-27.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Tintaya, D., Rodríguez, R., and Valdivia, W. (2007). Altos estructurales en el control de la evolucion andina: la deflexion de Abancay y el Arco de Manu. XIII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos, Sociedad Geológica del Perú, Lima, 248-251.
- Christophoul, F., Baby, P., Soula, J.-C., Rosero, M., and Burgos, J. (2002). Les ensembles fluviaux neogenes du bassin subandin d'Equateur et implications dynamiques. The Neogene fluvial systems of the Ecuadorian foreland basin and dynamic inferences. *Comptes Rendus Geosciences* 334, 1029.
- Daly, D. C., and Mitchell, J. D. (2000). Lowland vegetation of tropical South America -- an overview. In "Imperfect Balance: Landscape Transformations in the pre-Columbian Americas." (D. Lentz, Ed.), pp. 391-454. Columbia University Press, New York.

- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S. (1990). Current Plate Motions. *Geoph. J. Int.* 101, 425-478.
- Dumont, J. F. (1996). Neotectonics of the Subandes-Brazilian craton boundary using geomorphological data: the Marañon and Beni basins. *Tectonophysics* 259, 137.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P. O., Salas-Gismondi, R., and Bolaños, R. (2007). How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology* 35, 515-518.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., and Alsdorf, D. (2007). The Shuttle Radar Topography Mission. *Rev. Geophys.* 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Gingras, M. K., Rasanen, M. E., Pemberton, S. G., and Romero, L. P. (2002). Ichnology and sedimentology reveal depositional characteristics of bay-margin parasequences in the Miocene Amazonian foreland basin. *Journal Of Sedimentary Research* 72, 871-883.
- Gutscher, M. A., Olivet, J. L., Aslanian, D., Eissen, J. P., and Maury, R. (1999). The "lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru? *Earth And Planetary Science Letters* 171, 335-341.
- Gutscher, M. A., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E. R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19, 814-833.
- Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. *Earth And Planetary Science Letters* 203, 665-679.
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., and Bolanos, R. (2005). The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 21.
- Hovikoski, J., Rasanen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., and Pittman, L. R. (2005). Miocene semidiurnal tidal rhythmites in Madre de dios, Peru. *Geology* 33, 177-180.
- 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.

- Kronberg, B. I., Fralick, P. W., and Benchimol, R. E. (1998). Late Quaternary sedimentation and palaeohydrology in the Acre foreland basin, SW Amazonia. *Basin Research* 10, 311-323.
- Latrubesse, E.M., and Rancy, A. (2000). Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. *Quaternary International* 72, 67-72.
- Lindsay, J. B. (2005). The Terrain Analysis System: A tool for hydro-geomorphic applications. *Hydrological Processes* 19, 1123-1130.
- Marocco, R. (1977). Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: La déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel, 12 degrés 30'S A 14 degrés 00' S, In "Trav. Doc. ORSTOM." pp. 199.
- Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society of London* 141, 893-900.
- Ramos, V.A., Cristallini E.O., and Pérez D.J., 2002, The Pampean flat-slab of the Central Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 59-78.
- Räsänen, 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, 386-390, doi: 10.1126/science.269.5222.386.
- Rebata, H. L. A., Rasanen, M. E., Gingras, M. K., Vieira, V., Barberi, M., and Irion, G. (2006). Sedimentology and ichnology of tide-influenced Late Miocene successions in western Amazonia: The gradational transition between the Pebas and Nauta formations. *Journal Of South American Earth Sciences* 21, 96-119.
- 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* 399, 87.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, P., and Herail, G. (2005b). Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters* 239, 57.
- Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., and Herail, G. (2006). Miocene tidal-influenced sedimentation to continental Pliocene sedimentation in the forebulge-backbulge

- depozones of the Beni-Mamore foreland Basin (northern Bolivia). *Journal Of South American Earth Sciences* 20, 351-368.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., Garcia, M., and Laj, C. (2006). Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics* 25.
- Schumm, S. A. (1956). Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull Geol. Soc. Am.* 67, 597-646.
- Selby, M. J. (1985). "Earth's Changing Surface: an Introduction to Geomorphology." Oxford University Press, Oxford.
- Strahler, A. N. (1952). Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin* 63, 923-938.
- Woods, M. T., and Okal, E. A. (1994). The Structure of the Nazca Ridge and Sala Y Gomez Seamount Chain From the Dispersion of Rayleigh Waves. *Geophysical Journal International* 117, 205-222.

MODELISATION ANALOGIQUE DE LA SUBDUCTION HORIZONTALE

3. MODELISATION ANALOGIQUE DE LA SUBDUCTION HORIZONTALE

3.1. INTRODUCTION

L'étude régionale réalisée dans le chapitre précédent a permis de construire des modèles analogiques permettant d'améliorer la connaissance du processus de la subduction horizontale et son impact sur la plaque continentale supérieure. Les modélisations analogiques ont été réalisées à l'Université de Rome 3 en Italie, en collaboration avec Claudio Faccenna et Francesca Funiciello, au cours de deux séjours de trois semaines en Septembre 2004 et Janvier 2005, ainsi qu'avec l'aide de Joseph Martinod et Vincent Regard.

Une partie de nos résultats est présentée dans un article soumis dans la revue *Tectonics* (chapitre 3.2). Des résultats complémentaires ont été obtenus dans le cadre de la thèse de Benjamin Guillaume, actuellement en cours à l'Université de Toulouse, et auxquels j'ai participé. Ces résultats, n'entrant pas directement dans la thématique de ma thèse, sont présentés en annexe, sous la forme d'un article soumis dans la revue *Geological Society of America Bulletin*.

3.2. FLAT SUBDUCTION DYNAMICS AND DEFORMATIONS OF THE SOUTH AMERICAN PLATE. INSIGHTS FROM ANALOGUE MODELLING

Nicolas Espurt¹, Francesca Funiciello², Joseph Martinod¹, Benjamin Guillaume¹, Vincent Regard¹, Claudio Faccenna² and Stéphane Brusset¹

¹LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 av. E. Belin, F-31400 Toulouse, France.

²University "Roma Tre", Dip. Scienze Geologiche, L.S. Leonardo Murialdo 1, 00146 Rome, Italy.

Article soumis à *Tectonics*

Résumé en français

Actuellement, plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques sont en subduction sous la plaque sud-américaine (Gutscher et al., 2000). La subduction de certaines de ces anomalies topographiques (rides de Nazca et Juan Fernandez) est liée à une absence de volcanisme plio-quaternaire, à la formation de segments de subduction horizontaux et à une déformation de la plaque continentale (Sacks et Okada, 1974; Baranzangi et Isacks, 1979; McGeary et al., 1985; Cahill et Isacks, 1992; Engdahl et al., 1998; Gutscher et al., 2000; Pardo et al., 2002). Pourtant, d'autres rides avec des critères morphologiques plus ou moins identiques (rides de Carnegie et d'Iquique) ne modifient pas ou peu le processus de subduction.

Dans le but de comprendre les mécanismes de la subduction horizontale et d'évaluer ses conséquences sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante, nous avons mis au point des modèles analogiques lithosphériques basés sur les concepts de Funicello et al. (2004) et Martinod et al. (2005). Nous présentons les résultats de huit expériences les plus représentatives parmi trente.

Les expériences analogiques exposées dans cet article ont été conçues pour simuler la subduction d'un plateau océanique selon deux configurations: en présence d'un continent libre (expérience de référence), puis avec l'avancée à vitesse constante du continent en direction de la zone de subduction (cas de la marge sud-américaine). Les résultats montrent que, pour obtenir une subduction horizontale, il faut: 1) la présence d'un plateau océanique; 2) que la vitesse de convergence soit imposée entre les plaques; 3) la subduction de plusieurs centaines de kilomètres de plateau océanique. Il en résulte que le processus d'horizontalisation du slab est un phénomène long nécessitant plusieurs millions d'années pour compenser la densité de la lithosphère océanique en subduction. Dans le cas de la marge andine, le segment horizontal du Pérou central, lié à la subduction conjointe de la ride de Nazca et du plateau Inca, est apparu il y a ~4 Ma. Le même délai est observé au Chili, suite à la subduction du segment nord-sud de la ride de Juan Fernandez. En Equateur, le processus d'horizontalisation est en cours mais pas achevé, en raison de la subduction récente de la ride de Carnegie. Il en est de même pour la ride d'Iquique au Nord Chili.

Par ailleurs, nos résultats montrent que ce processus est étroitement lié à une augmentation du taux de raccourcissement dans la plaque continentale. En effet, le sous-placage de la lithosphère en subduction sous la lithosphère continentale augmente la surface de contact et donc, la friction interplaque. Il en résulte une migration du raccourcissement vers l'intérieur de la plaque supérieure que l'on peut corrélérer avec l'avancée progressive du segment horizontal sous le bassin rétroarc. De plus, la mise en place de la subduction horizontale s'accompagne d'une modification de la topographie (mesurée à partir d'un laser) liée: 1) à la flottabilité du plateau océanique; 2) au raccourcissement au sein de la plaque supérieure. Ainsi, les déformations observées dans les rétrobassins d'avant-pays péruvien et argentin peuvent être interprétées comme le résultat de l'avancée des segments horizontaux. Dans l'exemple péruvien, cette augmentation du raccourcissement se traduit par une réactivation de certaines discontinuités du socle tel la structure paléozoïque du Moa Divisor. De même, le système de chevauchements des Sierras Pampeanas est interprété comme une réactivation de structures du socle en la faveur de la propagation du segment de subduction horizontale.

Pour conclure, nous discutons l'idée que la formation des deux segments horizontaux péruvien et chilien depuis le Pliocène, puisse expliquer la décélération de la vitesse de convergence entre les plaques Nazca et sud-américaine, en raison de l'augmentation de la friction interplaque.

Abstract

We present analogue models to investigate how the absolute plate motions and subduction of oceanic plateaus can affect both the kinematics and geometry of subduction, eventually resulting in the appearance of flat slab segments, and how it changes the overriding plate tectonic regime. Experiments are compared to the South American active margin, where two major horizontal slab segments formed since the Pliocene. Experiments suggest that horizontal subductions only appear if a large amount of buoyant slab segment is forced into subduction by kinematic boundary conditions, part of the buoyant plateau being incorporated in the steep part of the slab to balance the negative buoyancy of the dense

oceanic slab. Slab flattening is a long-term process that requires the subduction of hundreds of kilometers of buoyant plateau. The overriding plate shortening rate increases if the oceanic plateau is large enough to diminish the slab pull effect and slab flattening increases the interplate friction and results in a migration of the shortening zone within the interior of the overriding plate. The increase of the upper plate topography close to the trench (active margin chain height) results from (1) the buoyancy of the plate subducting at trench, and (2) the overriding plate shortening. Along the South American subduction zone, flat slab segments below Peru and central Chile/NW Argentina appeared ~8 Ma after the subduction of nearly trench-parallel buoyant slab segments. In northern Ecuador, the process of slab flattening resulting from the Carnegie Ridge subduction would be active but not completed. The formation of flat slab segments below South America from the Pliocene may explain the deceleration of the Nazca plate trenchward velocity.

Keywords: Flat subduction, plate kinematics, plate buoyancy, oceanic plateau, analogue experiments.

3.2.1. Introduction

Flat subductions correspond to oceanic slabs subducting horizontally below an overriding plate. The best known examples of flat subductions are located beneath South America, below Peru (3°-15°S), and central Chile/NW Argentina (27°-33°S) [e.g., *Sacks and Okada, 1974; Baranzangi and Isacks, 1979; McGeary et al., 1985; Cahill and Isacks, 1992; Engdahl et al., 1998; Gutscher et al., 2000; Pardo et al., 2002*] (see Figure 3. 1). In these two zones, the Wadati-Benioff zone and tomographic images show the subducting plate dipping approximately 30° from the trench to a depth of 100-120 km, before proceeding horizontally below the continental lithosphere, and sinking in the upper mantle at 700 km and 600 km from the trench in central Peru and NW Argentina, respectively. These flat slab segments coincide in the Cordillera with the absence of Quaternary volcanism, as a consequence of the absence of an asthenospheric wedge between the subducting slab and the continental lithosphere [*Nur and Ben-Avraham, 1981; McGeary et al., 1985; Pardo et al., 2002; Ramos et al., 2002*] (see Figure 3. 1). They are characterized by larger released seismic energy than in the

“normally inclined” subduction zones [Gutscher *et al.*, 2000], and by a concentration of the overriding plate shortening far from the trench, above the eastern boundary of the horizontal slab segments [Pardo *et al.*, 2002; Ramos *et al.*, 2002]. They are also marked by an important uplift of both the forearc [Marcharé and Ortlieb, 1992; Gutscher *et al.*, 1999a; Hampel, 2002; Wipf, 2006] and backarc region, east of the Andes [Espurt *et al.*, 2007]. Two causes have been proposed to explain the formation of these flat segments. (1) The absolute motion of the South American plate because South America is rapidly moving towards the Nazca trench in the hot spot reference frame [Jarrard, 1986; Scholtz and Campos, 1995; Silver *et al.*, 1998]. The active overthrusting of South America above the young Nazca oceanic plate exceeds the descent velocity of the slab in the upper mantle and may be responsible for the appearance of flat slab segments [Vlaar, 1983; van Hunen *et al.*, 2002b]. (2) The subduction of buoyant anomalies, aseismic ridges or oceanic plateaus, increases crust thickness and reduces locally the average density of the oceanic lithosphere. The average buoyancy of some ridges or plateaus subducting below South America is positive. Thus, Peru and central Chile/NW Argentina flat slab segments may result from buoyant oceanic segments (Inca Plateau, Nazca and Juan Fernandez ridges) taken towards subduction by global plate motion [Pilger, 1981; McGeary *et al.*, 1985; Gutscher *et al.*, 2000]. However, other buoyant ridges subducting below South America, as for instance, the Carnegie Ridge, do not result in the formation of flat subduction zones, in spite of their large dimensions (see Figure 3. 1).

Previous studies dedicated to the effects produced by the subduction of aseismic ridges or oceanic plateaus on the dynamics of subduction have included analytical [Chung and Kanamori, 1978], sandbox models [Dominguez *et al.*, 1998; Hampel *et al.*, 2004], analogue lithospheric models [Martinod *et al.*, 2005] and numerical models [Kodama, 1984; Collot *et al.*, 1985; Geist *et al.*, 1993; van Hunen *et al.*, 2002a, 2002b and 2004]. Most of these experiments are 2-D and/or do not consider the effect of the overriding plate on the dynamics of subduction. The aim of this paper is to present three-dimensional analogue experiments to explore the dynamics and kinematics of flat subduction specifically addressing the case of the Andean subduction zone. Our experiments have been specially dedicated (1) to observe how the trenchward absolute overriding plate motion and the buoyancy of the subducting plate control the formation of a horizontal slab segment, (2) to study the causal and temporal

relationships existing between ridge subduction and the flattening of the slab, and (3) to study the effects of flat subduction on the upper plate tectonic regime.

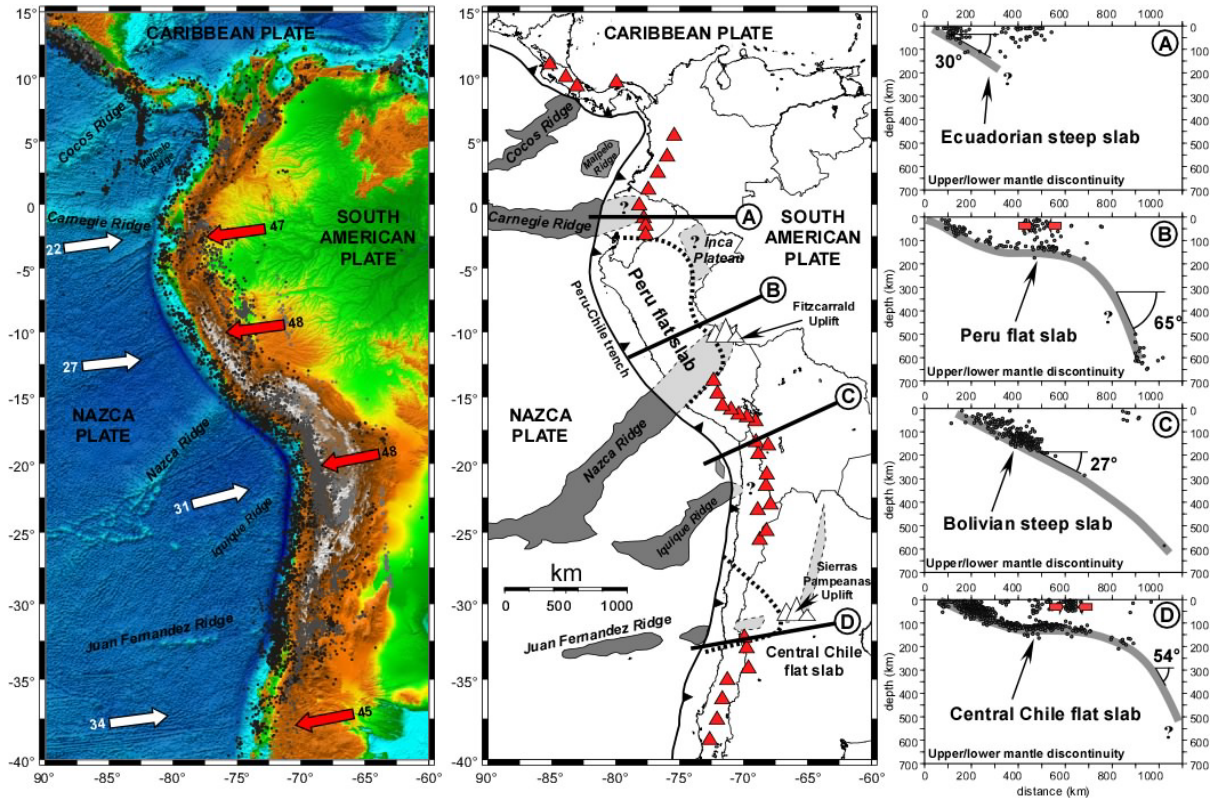


Figure 3. 1 : Left column: map of the eastern Pacific Ocean and South America. Bathymetric data from the Geosat and ERS-1 spacecraft [Smith and Sandwell, 1997] and elevation data from NASA SRTM Gtopo 30. Earthquake epicenters are plotted: 0-99 km in black; 100-199 km in dark grey and 200-700 km in light grey. Earthquake data from US Geological Survey-National Earthquake Information Center. Plate velocities in mm a^{-1} from Gripp and Gordon [2002]. Central column: Geodynamic setting. The Nazca Plate bears many topographic and buoyant anomalies (aseismic ridges or oceanic plateaus marked in grey) which are actively subducted beneath the South American plate. The estimated flat subducted parts of these anomalies under the South American Plate are shown in white areas. Red triangles mark active andesitic volcanism. Right column: Profiles of the Nazca slab below South America from earthquake epicenters plotted. (A) The subduction of the Carnegie Ridge is not marked by any flat slab segment. Two flat slab segments are identified: (B) the Peru flat slab segment and (D) the central Chile flat slab segment being related to the subduction of the Inca plateau-Nazca Ridge, and the Juan Fernandez Ridge, respectively. (C) Below Bolivia, the subduction is “normal” with a dip of 27° . Red arrows show the locus of maximum shortening within the South American plate above the flat slab segments [Gutscher et al., 2000; Pardo et al., 2002].

3.2.2. Geodynamic setting of aseismic ridge/plateau subductions along the Andean active margin

3.2.2.1. The Carnegie Ridge

The Carnegie Ridge is one of the major oceanic ridges subducting below South America between $\sim 1^{\circ}\text{N}$ and $\sim 2^{\circ}\text{S}$ (Figure 3. 1). Its origin is linked to the Galapagos hot spot. Its orientation is orthogonal to the Ecuadorian margin and the locus of its subduction displays a minor southward migration along the coast [Gutscher *et al.*, 1999a]. The Carnegie Ridge elevation above the Pacific sea floor is ~ 2 km, its maximum width is ~ 280 km at its base, and its crustal thickness is estimated between 13 and 19 km [e.g., Sallarès *et al.*, 2005]. Its subduction beneath Ecuador is marked by a coastal uplift with Pliocene to Pleistocene marine terraces (Tablazos) exposed at 200-300 m elevations [De Vries, 1988; Deniaud *et al.*, 1999; Pedoja *et al.*, 2006]. Gutscher *et al.* [1999a] also show that the Carnegie Ridge is linked to a regional uplift with a basement uplift signal until 110 km from the trench. Meanwhile, the subduction of the Carnegie Ridge is not marked by any volcanic gap. In fact, both the beginning of the Carnegie Ridge subduction below South America and the geometry of the slab at depth are still the object of an open debate. Spikings *et al.* [2001] argue that the Carnegie Ridge subduction began between 15 and 9 Ma. Gutscher *et al.* [1999a] propose its subduction started 8 Ma ago. For Lonsdale and Klitgord [1978], in contrast, the Carnegie Ridge subduction only began 1 Ma ago. The analysis of seismicity distribution suggests that the slab does not flatten below the overriding plate, but that it plunges with a dip close to 30° down to a depth of at least 200 km [Guillier *et al.*, 2001] (Figure 3. 1).

3.2.2.2. The Nazca Ridge and the Inca Plateau

The Peru flat slab (Figure 3. 1) would be related to the combined effect of the northern Inca Plateau and the southern Nazca Ridge [Gutscher *et al.*, 1999b]. This 1500 km-wide horizontal segment causes a volcanic gap between 3°S and 17°S . The Nazca Ridge segment migrates southward below South America because the ridge segment is orientated $\text{N}45^{\circ}\text{E}$, oblique to the present-day plate convergence ($\text{N}78^{\circ}$). The Nazca Ridge formation results

from the activity of a hot spot located near the Pacific spreading ridge [Pilger, 1981], and the mirror ridge is visible on the Pacific plate [Gutscher *et al.*, 1999b]. The Nazca Ridge elevation above the Pacific sea floor is ~1.5 km, its width is ~200 km at its base, and its average crustal thickness is 18 ± 3 km [Woods and Okal, 1994; Tassara *et al.*, 2006]. The Nazca Ridge subduction beneath the Peruvian coast should have started 11.2 Ma ago [Hampel, 2002]. To the north, Gutscher *et al.* [1999b] put forward the presence of the oceanic Inca Plateau, symmetric of the Marquesas Plateau, which would have subducted below northern Peru ~13 Ma ago. An analysis of seismicity beneath Peru clearly shows the flat slab segment and the eastern intermediate slab (between 200 and 600 km) that is steeper ($\sim 65^\circ$) than elsewhere below South America (Figure 3. 1). The estimated length of the subducted part of the Nazca Ridge is ~900 km from the Peruvian trench [Hampel, 2002], i.e., the ~700 km-long flat slab segment is shorter than the subducted buoyant ridge, ~200 km of which are located in the steep part of the slab. Since 4-3 Ma volcanism has been inactive above the Peru flat slab segment [Soler and Bonhomme, 1990; Rosenbaum *et al.*, 2005]. The southward migration of the Nazca Ridge between 11°S and 17°S influenced the evolution of the geomorphology along the Peruvian forearc [Hsu, 1992; Macharé and Ortlieb, 1992; Le Roux *et al.*, 2000; Hampel, 2002; Wipf, 2006]. It generated variations in the rate of erosion of the coastal margin with a ~700 m maximum uplift of marine terraces along the Pacific coast. In the Andes, the Cordillera Blanca located northward of the Nazca Ridge subducted segment shows a recent extensional collapse in a prethickened continental crust [McNulty and Farber, 2002] and an average apatite fission track uplift age of ~2.8 Ma [Montario, 2001]. To the south, above the present-day subducted part of the Nazca Ridge, the Apurimac River area shows a Plio-Pleistocene exhumation phase (~2 Ma) [van Heiningen *et al.*, 2005]. These young uplift data in the Cordillera may be considered as the direct consequence of the recent formation of the Peru flat slab segment [McNulty and Farber, 2002]. Paleomagnetic data from Rousse *et al.* [2003] show Neogene counterclockwise rotations according to the southward migration of the Nazca Ridge. Part of the Amazonian basin located in front of the Peru flat slab segment displays a very wide sub-Andean front [Latrubesse and Rancy, 2000] and uplifted Amazonian basin [Espurt *et al.*, 2007].

3.2.2.3. The Iquique Ridge

The Iquique Ridge subducts beneath northern Chile (Figure 3. 1). This ridge has not been intensively studied despite its location in the axis of the Bolivian Orocline. The Iquique Ridge corresponds to a ~130 km-wide topographical anomaly, symmetric of the Austral Plateau [Gutscher *et al.*, 1999b]. Its average crustal thickness is ~15 km [Tassara *et al.*, 2006]. In the Cordillera, the Iquique Ridge subduction is marked by a narrow volcanic gap at ~22°S [Rosebaum *et al.*, 2005], but it is not marked by the formation of any flat slab segment nor by any particular coastal uplift. Kinematic reconstruction of Iquique Ridge motion by Rosenbaum *et al.* [2005] shows that the subduction of this topographic anomaly is young and started ~2 Ma ago.

3.2.2.4. The Juan Fernandez Ridge

The Juan Fernandez Ridge is located in front of the Central Chile flat slab. This ridge is related to the hot spot located east of the Alejandro Selkirk island [von Huene *et al.*, 1997]. It corresponds to a small, narrow (less than 100 km) and discontinuous topographical anomaly in the present-day Pacific Ocean sea-floor (Figure 3. 1). The average topographic anomaly associated to that ridge is ~4 times smaller than that of the Carnegie Ridge or Nazca Ridge. Its average crustal thickness is ~15 km [Tassara *et al.*, 2006]. The present-day flat slab segment below central Chile/NW Argentina is clearly illustrated by seismicity at 31°S (Figure 3. 1) [Pardo *et al.*, 2002]. It shows earthquakes at 120 km depth on the interface between plates, as well as active upper plate deformation mainly located in Argentina, 600 km east of the trench, above the area where the slab sinks into the mantle (Figure 3. 1). It provides evidence for the friction now existing between plates along the flat slab segment. East of the horizontal slab segment, the intermediate slab (between 200 and 600 km) is steep (~54°).

Yañez *et al.* [2001] using magnetic anomalies, reconstructed the Juan Fernandez Ridge path below South America. They propose that a N20° ridge segment nearly parallel to the trench has subducted below northern Chile in the Lower and Middle Miocene. Near 30°S, the Juan Fernandez Ridge subduction should have started approximately 12 Ma ago. Kay and Mpodozis [2002] studied the Neogene evolution of volcanism in the present-day central Chile

volcanic gap and its relationship with the subduction of the Juan Fernandez Ridge. The Juan Fernandez Ridge subduction is followed by the end of andesitic arc magmatism between 10 and 8 Ma. Some dacitic eruptions pursue in the magmatic arc during a few Ma, but arc volcanism ends at 5 Ma. The Juan Fernandez Ridge subduction is also followed by the appearance of backarc volcanism that progressively migrates to the east from 10 to 4 Ma [Ramos *et al.*, 2002]. Easternmost volcanoes in the Sierras Pampeanas are located 650 km east of the trench, i.e., close to the eastern boundary of the present-day flat slab segment. All volcanoes in this segment of the Andes are inactive since 4 Ma.

The review of the different oceanic ridges subducting below South America shows that their relationship with the geometry of the slab is not straightforward. Although the appearance of flat slab segments in central Peru and central Chile/NW Argentina seem to be related with the subduction of the Nazca Ridge and Juan Fernandez Ridge, respectively, the effect of the subduction of some other ridges on the slab geometry is not clear. This is particularly true for the Carnegie Ridge that does not result in the formation of a flat slab despite its buoyancy is much larger than that of the Juan Fernandez Ridge for instance. In the following, we use analogue experiments to study how the subduction of oceanic plateaus affects the geometry of the slab and the overriding plate deformation.

3.2.3. Model set-up

3.2.3.1. Experimental procedure

The experimental setting adopted here is close to the one used in *Funiciello et al.* [2004] and *Martinod et al.* [2005]. We use silicone putty to model the lithosphere. We vary the density of silicone putties to take into account the different lithosphere buoyancies (dense oceanic lithosphere, plateau-bearing oceanic lithosphere and overriding lithosphere). The upper mantle is modelled using a Newtonian low-viscosity glucose syrup solution. We neglect the role of thermal convection assuming that the flow within it is only generated by plate motion and slab subduction. We assume that the base of the upper mantle acts as an impermeable barrier for the adopted experimental time-scales [e.g., *Funiciello et al.*, 2003]. The bottom of the Plexiglas tank representing the high-gradient viscosity increases at the 660km

deep discontinuity (Figure 3. 2). The system is isothermal. This implies that the density contrast between the lithosphere and the upper mantle is implemented only chemically and is kept constant during the entire evolution of the experiment (see *Funiciello et al.* [2003] for more details on the experimental procedure).

Silicone plates modelling the lithosphere initially float above the dense glucose syrup (Figure 3. 2). The lateral distance between plates and the sides of the Plexiglas tank containing the experiment is larger than the size of advected cells within the upper mantle to minimize lateral boundary effects. We thus assume that lithospheric plates are completely surrounded by weak fault zones [*Funiciello et al.*, 2004]. We always lubricate the surface of the subducting plate using Vaseline to minimize friction at trench. In the initial configuration, the leading edge of the silicone plate is forced downward to a depth of 3 cm (corresponding to about 200 km in nature) inside the glucose syrup to initiate the subduction process. In experiments 4 to 8, a constant convergence rate (V_{up}) between the subducting and overriding plates is imposed, advancing a rigid piston perpendicular to the trench. The piston is plunged into the upper part of glucose syrup at a depth of 18 mm, and the syrup is free to move underneath (Figure 3. 2). An initial regular grid drawn on the overriding plate allows to calculate the finite and a cumulative displacement and a deformation field. Experiments are monitored using lateral and top views photos, and the topography of some experiments (Figure 3. 3) has been monitored using a high-resolution laser (Real Scan USB model 300).

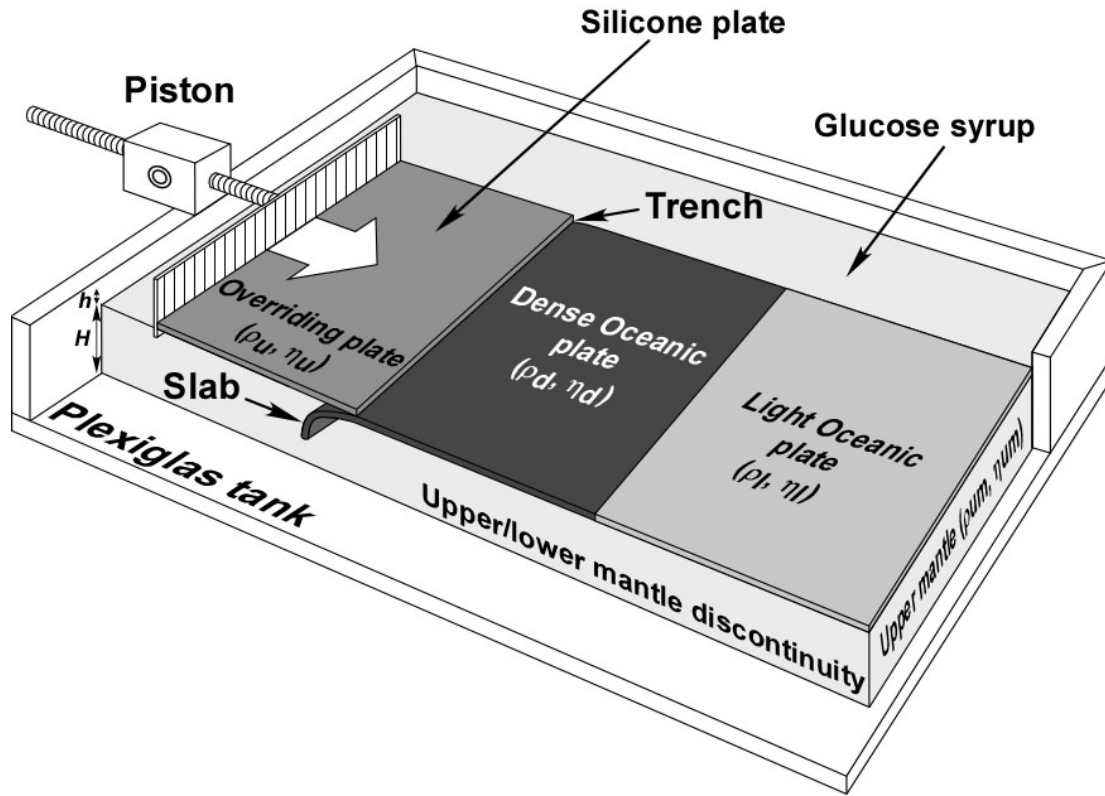


Figure 3. 2 : Experimental set-up. Silicone plates of thickness h with different densities ρ reproduce the average buoyancy of a 50 Ma-old dense oceanic plate ($\rho_d; \eta_d$), a light oceanic plate (ridge/plateau) ($\rho_l; \eta_l$) or an upper overriding plate ($\rho_u; \eta_u$). Glucose syrup models the upper mantle. In the configuration drawn here, the overriding plate is pushed at constant speed by a piston above the oceanic subducting plate.

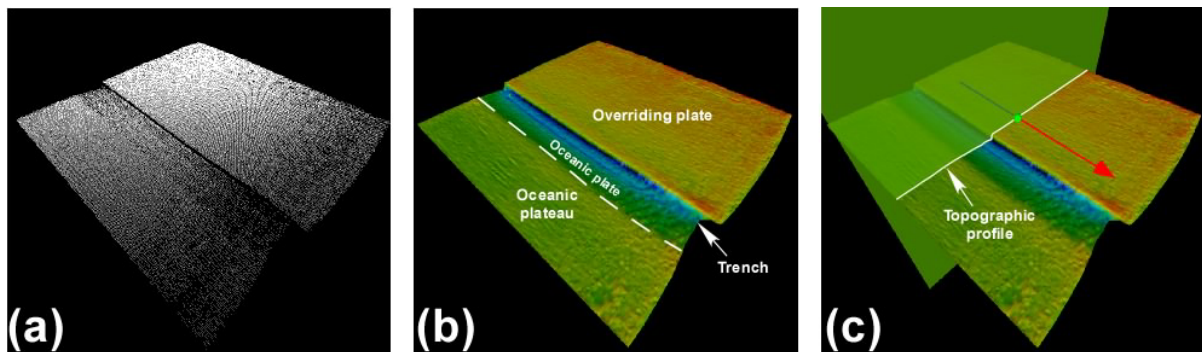


Figure 3. 3 : Workflow for constructing topographic cross-sections of an analogue experiment. (a) Acquisition of the data with spatial coordinates XYZ by laser stereoscopic technique. (b) Surface generates from digitized points and identification of the overriding plate, oceanic plate and the oceanic plateau. (c) Section plane perpendicular to the trench allowing to see the geometrical and topographical evolution of the experiment.

3.2.3.2. Similarity criteria

Materials have been selected to respect the standard scaling procedure for length, density, viscosity and stress in a natural gravity field ($g_{\text{model}}=g_{\text{nature}}$) as described by *Weijermars and Schmeling* [1986] and *Davy and Cobbold* [1991]. Scale factor for length is $1.5 \cdot 10^{-7}$, i.e., 1 cm in the experiment corresponds to ~66 km in nature. The ratio of the oceanic lithosphere viscosity over the upper mantle viscosity is set to roughly 10^4 . Silicone plate density is scaled to simulate the average density of the corresponding natural lithospheric plate. To model light oceanic plate, i.e., ridge or plateau in which the thicker crust increases the buoyancy of the lithosphere [*Molnar and Gray*, 1979; *Cloos*, 1993], we diminish the density of the silicone plate over its whole thickness. Such an approximation should not modify the general behaviour of the subduction zone, assuming the oceanic crust is not delaminated from the mantle during the process of subduction (see *Chemenda et al.* [2000] for the problem of delamination). We also consider that the thickness of the lithosphere below aseismic ridges/oceanic plateaus is similar to the one of the neighbouring oceanic plate.

We model the subduction of a 50 Ma-old oceanic lithosphere (maximum age of the Nazca slab between 10°S and 35°S). The average buoyancy of such a plate is negative in nature (-35 kg m^{-3}) [*Cloos*, 1993]. In our experiments, the buoyancy scale factor is 2.3.

Experimental parameters and scaling relationships for the reference experiment (experiment 3) are listed in Table 2.1. From the simple scaling equations of that table, we find that 1 minute in this experiment corresponds to 1.4 Ma in nature (see *Martinod et al.* [2005] for further details concerning scaling in these experiments).

Parameters			Model	Nature
g	Gravitational acceleration	m s⁻²	9.81	9.81
Thicknesses				
<i>h</i>	Lithospheric plates	m	0.013	80000
<i>H</i>	Upper mantle		0.10	660000
	Length scale factor $L_{\text{model}}/L_{\text{nature}}=1.5\times 10^{-7}$			
Buoyancies				
$\Delta\rho_d = \rho_{\text{um}} - \rho_d$	50 Ma-old oceanic lithosphere	kg m⁻³	- 80	- 35
$\Delta\rho_l = \rho_{\text{um}} - \rho_l$	50 Ma-old ocean, 1900 m high plateau		+ 41	+ 18
$\Delta\rho_u = \rho_{\text{um}} - \rho_u$	Overriding lithosphere		+ 102	+ 45
				(normal continent : + 96)
	Buoyancy scale factor $\Delta\rho_{\text{model}} / \Delta\rho_{\text{nature}} = 2.3$			
Viscosities				
η_d	50 Ma-old oceanic lithosphere	Pa s	3.5×10^5	$\sim 10^{24}$
η_l	Oceanic plateau		1.8×10^5	$\sim 10^{24}$
η_u	Overriding lithosphere		1.6×10^5	$\sim 10^{23}$
η_{um}	Upper mantle		22	$\sim 10^{20}$
η_{lm}	Lower mantle		∞	$\sim 10^{22}$
	Viscosity scale factor $\eta_{\text{model}}/\eta_{\text{nature}}\sim 2\times 10^{-19}$			
Characteristic time				
t: $(t_{\text{model}}/t_{\text{nature}}) =$		s	42	3.16×10^{13}
$(\Delta\rho g L)_{\text{nature}} / (\Delta\rho g L)_{\text{model}} \cdot (\eta_{\text{model}} / \eta_{\text{nature}}) = 1.3\times 10^{-12}$			(42 s)	(1Ma)
Characteristic velocity				
U: $(U_{\text{model}} / U_{\text{nature}})=(t_{\text{nature}}\cdot L_{\text{model}})/(t_{\text{model}}\cdot L_{\text{nature}}) = 1.1\times 10^5$		m s⁻¹	3.3×10^{-4}	2.9×10^{-9}
			(0.33 mm s ⁻¹)	(9.3 cm a ⁻¹)

Table 2. 1 : Scaling of parameters for the reference experiment (experiment 3)

3.2.4. Experimental results

Table 2.2. gives the geometrical, kinematical and rheological parameters of 8 experiments reproducing the subduction of a negatively buoyant oceanic plate followed by the subduction of a buoyant plate modelling a wide oceanic plateau with or without upper overriding plate (Figure 3. 4). The evolution of four experiments is described in details below.

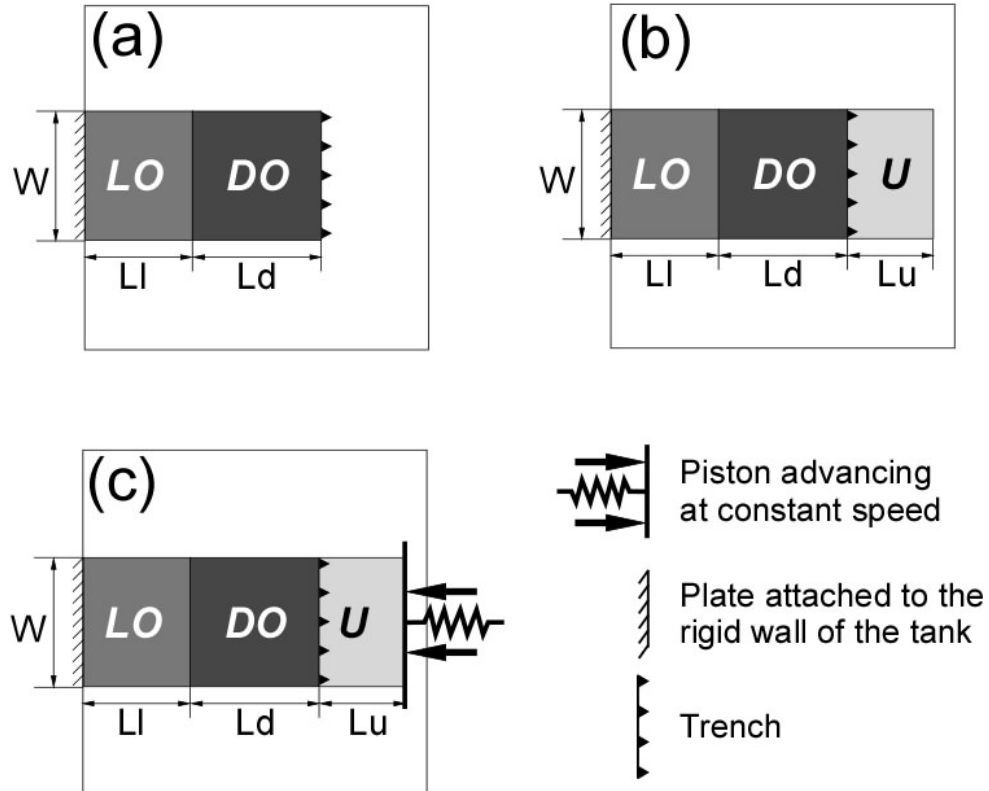


Figure 3. 4 : Top views of the different experimental configurations. (a) Subduction of a fixed oceanic plate and oceanic plateau. (b) Subduction of a fixed oceanic plate and oceanic plateau below a free overriding plate. (c) Subduction of a fixed oceanic plateau below an overriding plate pushed at constant speed above the subduction zone. LO: Light Oceanic plate/Oceanic Plateau; DO: Dense Oceanic plate; U: Upper overriding plate. See Table 2.2 for the values of W , Ld , Ll and Lu .

Experiments		Exp. 1	Exp. 2	Exp. 3	Exp. 4	Exp. 5	Exp. 6	Exp. 7	Exp. 8
Initial set up (see Figure 3.4)		a	a	b	c	c	c	c	c
Width of the plates (W)		200	300	305	300	305	305	305	300
Thickness of silicone plates(<i>h</i>)		12	13	13	13	13	12	13	13
Thickness of glucose syrup (<i>H</i>)		104	100	100	100	100	100	100	100
Dense Oceanic plate	Length (L _d)	400	370	320	300	300	300	300	300
	Density (ρ_d)	1497	1496	1496	1496	1496	1434	1434	1496
	Viscosity (η_d)	2.7×10^5	3.5×10^5	3.5×10^5	3.5×10^5	3.5×10^5	3.5×10^5	3.5×10^5	3.5×10^5
Light Oceanic Plate / Oceanic plateau	Length (L _l)	200	220	170	250	250	250	250	250
	Density (ρ_l)	1416	1375	1375	1375	1375	1375	1375	1375
	Viscosity (η_l)	2.6×10^5	1.8×10^5	1.8×10^5	1.8×10^5	1.8×10^5	1.8×10^5	1.8×10^5	1.8×10^5
Upper Overriding plate	Length (L _u)	-	-	225	180	190	200	200	150
	Density (ρ_u)	-	-	1314	1314	1314	1314	1314	1314
	Viscosity (η_u)	-	-	1.6×10^5	1.6×10^5	1.6×10^5	1.6×10^5	1.6×10^5	1.6×10^5
Glucose Syrup	Density (ρ_{um})	1422	1416	1416	1416	1416	1416	1416	1416
	Viscosity (η_{um})	12	22	22	22	22	22	22	22
Piston velocity (V_{up})		-	-	-	0.31	0.31	0.31	0.16	0.5

Table 2. 2 : Experimental parameters. See also Figure 3.4. for the description of W, Lo, Lp and Lc. Lengths are given in mm, viscosities in Pa s, densities in kg m⁻³ and velocities in mm s⁻¹.

3.2.4.1. Free subduction

Experiment 3 shows the subduction of an oceanic lithosphere followed by an oceanic plateau below a free overriding plate (Figure 3. 4b and Figure 3. 5a). The slab motion generates a flow in the upper mantle that tracts the overriding plate towards the retreating trench (see *Funiciello et al.*, [2003] and *Bellahsen et al.*, [2003]). *Martinod et al.* [2005] already described the behaviour of the same experiment without any overriding plate (experiments 1 and 2 in Table 2; Figure 3. 4a). Experiments 2 and 3 show the same typical sequence of events, i.e., subduction initiation, slab interaction with the base of the upper mantle, followed by a steady-state regime of subduction of the dense part of the slab (Figure 4). We observe that the presence of the free overriding plate changes neither the kinematics nor the geometry of the slab during the process of subduction (Figure 3. 5). During the steady-state regime and as far as the dense part of the plate is concerned, subduction occurs at the same speed ($V_{sub} = 0.3 \text{ mm s}^{-1}$) and dip (53°) as in experiment 2. Following the beginning of the buoyant plateau subduction, the velocity of subduction decreases and the slab steepens (Figure 3. 5b and Figure 3. 5c). Finally, the positive buoyancy of the plateau stops the process of subduction, the slab is vertical, and only 4 cm of the oceanic plateau (~280 km in nature) have been subducted (Figure 3. 5). During the whole experiment, the overriding plate follows passively the retreating trench and does not deform.

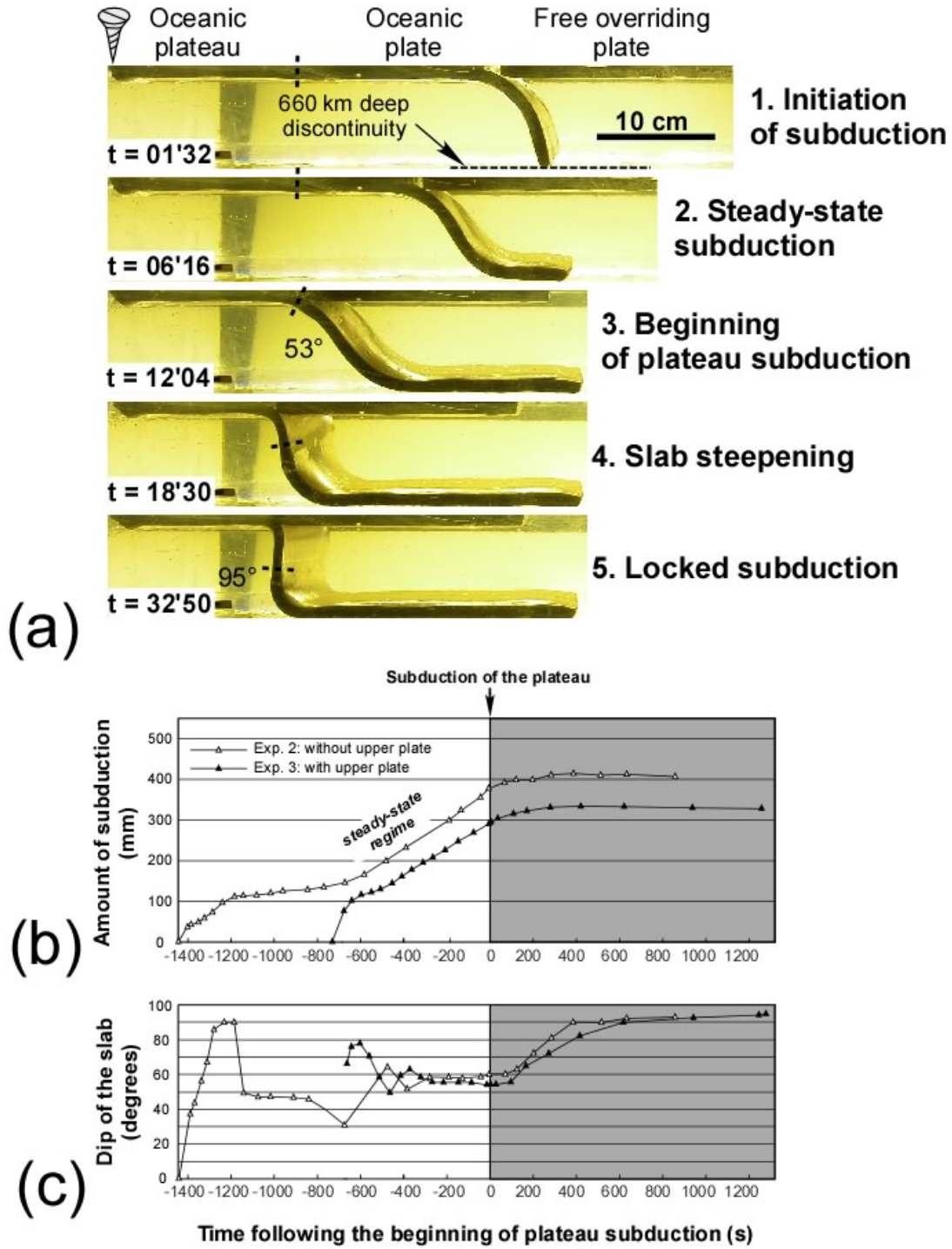


Figure 3. 5 : Experiment 3. (a) Lateral views of the experiment. The dashed line marks the tip of the oceanic plateau. (1) $t = 01'32$: The slab interacts with the bottom of the box. (2) and (3) $t = 06'16$ and $12'04$: Steady-state subduction pursues at constant speed and the slab dip maintains a constant value of 53° till the beginning of plateau subduction. (4) $t = 18'30$: The oceanic plateau entered in subduction, decreasing the V_{sub} and increasing the dip of the slab. (5) $t = 32'50$: The buoyancy of the oceanic plateau stops the subduction process. (b) Amount of subduction and (c) dip of the slab, vs. time. Results of experiment 2 realized without any overriding plate are shown for comparison (black dashed lines with white triangles).

3.2.4.2. Subduction below a pushed overriding plate

In experiment 5, the overriding plate velocity (V_{up}) is constrained to 0.31 mm s^{-1} above the fixed subducting plate (Figure 3. 4c and Figure 3. 6a). All other parameters are similar those of the previous experiments. The deformation of the upper plate being slow compared to the speed of the piston, trench motion and the velocity of subduction are essentially constrained by the advance of the piston (Figure 3. 6b). During the subduction of the dense oceanic plate, the dip of the slab is $\sim 49^\circ$ (Figure 3. 6a and Figure 3. 6c), somewhat smaller than in previous experiments because the advance of the overriding plate forces the trench to retreat slightly more rapidly here. The oceanic plateau reaches the trench after ~ 14 min of experiment, but the trenchward motion of the overriding plate forces the subduction process to continue at the same speed. First, plateau subduction initiates without any major change in the slab geometry (Figure 3. 6a). When ~ 5.5 cm of plateau have been subducted and when the tip of the plateau reaches a depth of ~ 4 cm, the geometry of the slab reorganizes in two dip domains: the dip of the upper part of the slab decreases while the lower part of the slab steepens to 57° (Figure 3. 6 and Figure 3. 7). Finally, following 7 min of plateau subduction (11 cm of subducted plateau, corresponding to ~ 730 km in nature), the buoyant material is directly underplated at trench and a horizontal slab segment appears. The slab geometry presents now three inflection points, showing it is easier to fold twice the slab to flatten it below the overriding plate rather than increasing the depth of its deep inclined segment (Figure 3. 6c and Figure 3. 7). The tip of the oceanic plateau is stabilized in the steep part of the slab at a depth of roughly 7 cm (460 km). Until the end of the experiment, the length of the horizontal slab segment increases to finally reach a length of 4.2 cm, the edge of the flat slab segment being located at 8.9 cm from the trench (620 km in nature).

In this experiment, the overriding plate shortening is close to zero during the subduction of the dense oceanic plate (Figure 3. 6d), the imposed convergence velocity being close to that of the corresponding free subduction experiment (experiment 3). The advance of the overriding plate forces the subduction of the plateau but upper plate shortening starts 2 min later (Figure 3. 6d). The shortening of the superficial plates shows that the process of subduction is now opposed by the slab buoyancy, and it results in a diminution of the velocity of subduction (from 0.31 to 0.24 mm s^{-1} , Figure 3. 6b). Before the formation of the flat

slab segment, the overriding plate shortens homogeneously, except close to the trench where the slab and the upper plate touch closely. In this area (that would correspond to the forearc region in nature), the upper plate shortening is smaller as a result of the friction exerted by the slab [e.g., *Dalmayrac and Molnar, 1981*] (Figure 3. 8). When the flat slab segment appears, the contact between converging plates progressively spreads out. The locus of maximum upper plate shortening is above the termination of the flat slab segment, progressively migrating towards the internal domain of the overriding plate as the flat slab segment broadens. The shortening rate of the inner part of the overriding plate (close to the piston) also increases, because the wider contact between the converging plates results in larger friction forces between them.

Laser data register the evolution of the upper plate topography during the experiment. During the subduction of the dense slab, the continent remains flat. Following plateau subduction, a topographic high appears in the continent close to the trench. We observe that the relief appears as soon as the plateau enters the subduction zone despite the upper plate shortening has not begun yet (Figure 3. 6d and Figure 3. 9). Afterwards, the uplift of the active margin topography pursues at a constant and slower speed till the end of the experiment.

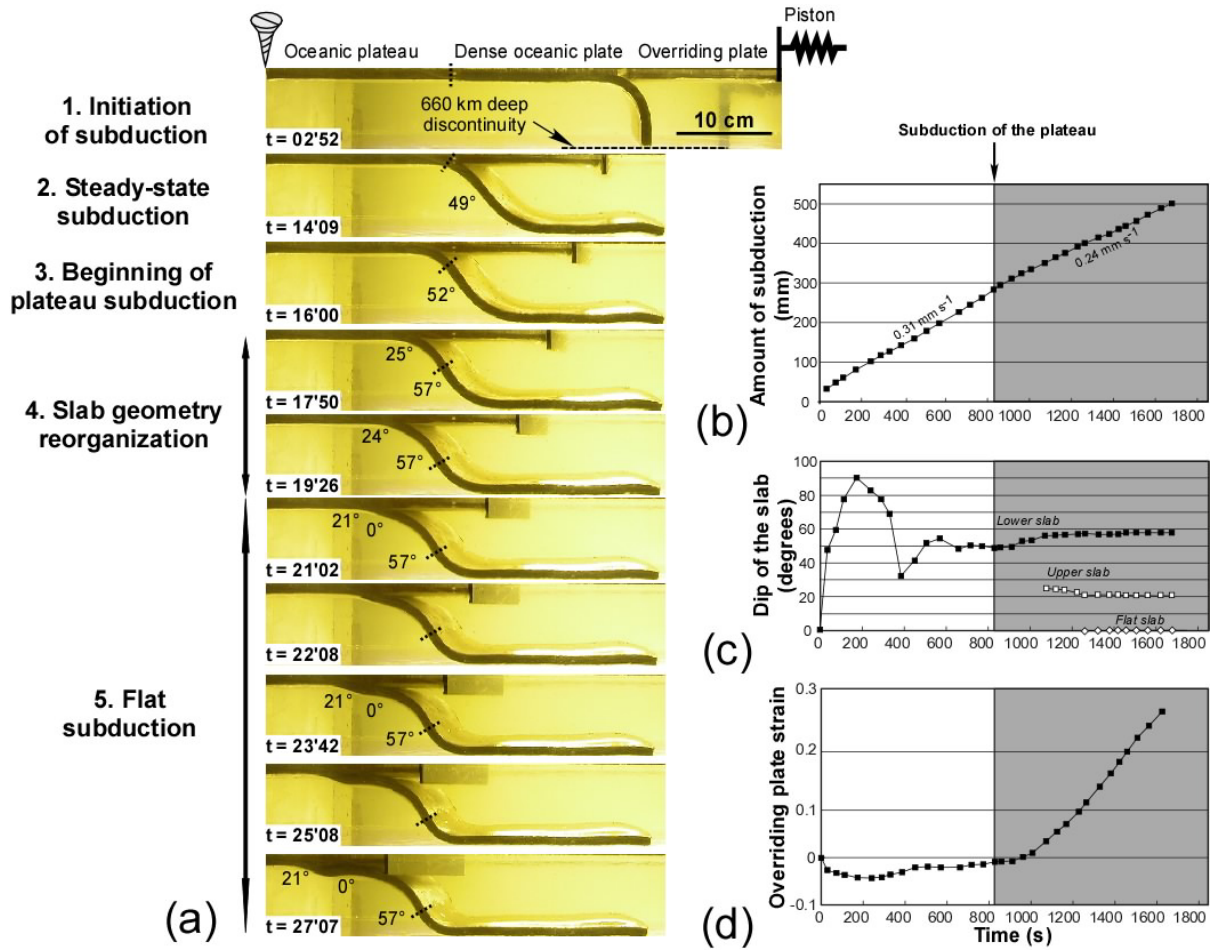


Figure 3. 6 : Experiment 5. (a) Lateral views of the experiment. The dashed line marks the tip of the oceanic plateau. (1) $t = 2'52$: Initiation of subduction. (2) $t = 14'19$: Steady-state dense oceanic subduction with a constant dip of 49° . (3) $t = 16'00$: Subduction of the plateau without any perturbation in the subduction process. (4) $t = 17'50$ and $19'26$: The plateau buoyancy perturbs the subduction process: the dip of the upper part of the slab decreases but the dip of the lower part of the slab increases. (5) $t = 21'02$ to $27'07$: The oceanic plateau horizontalizes and underplates the overriding plate. Note that the flat slab segment is shorter than the length of the subducted oceanic plateau. (b) Amount of subduction, (c) dip of the slab and, (d) overriding plate strain, vs. time.

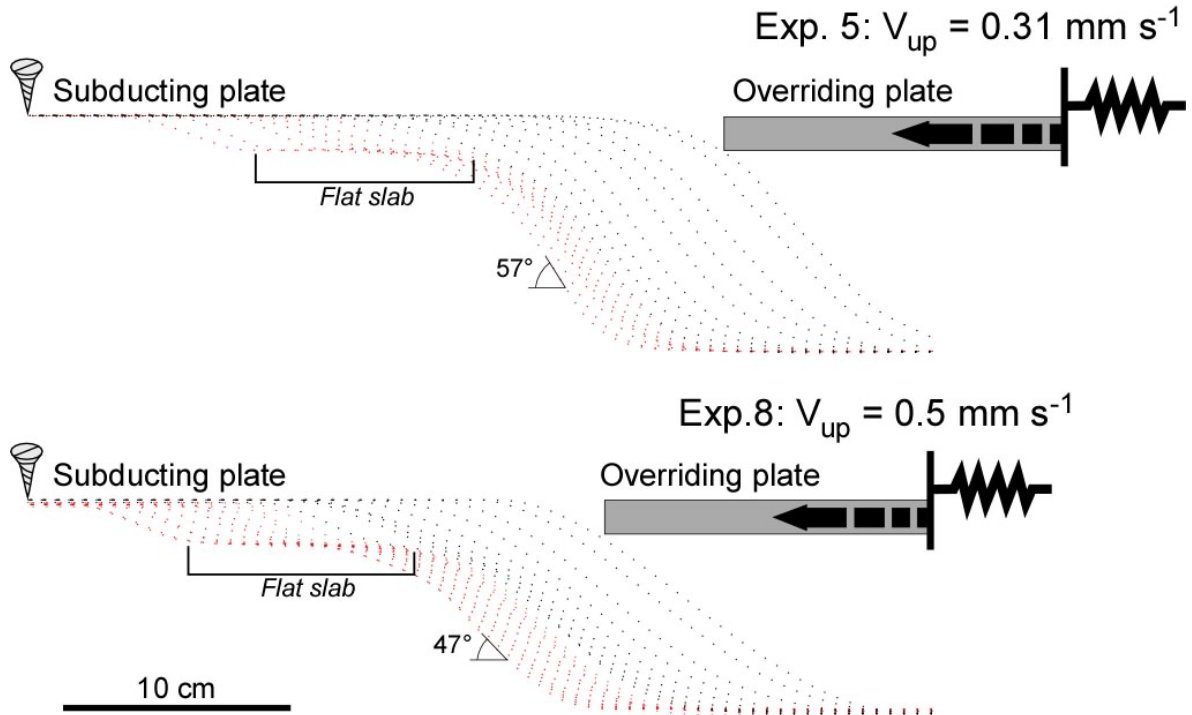


Figure 3. 7 : Kinematics behaviour of the slab in experiments 5 and 8. Flat subduction episode in red.

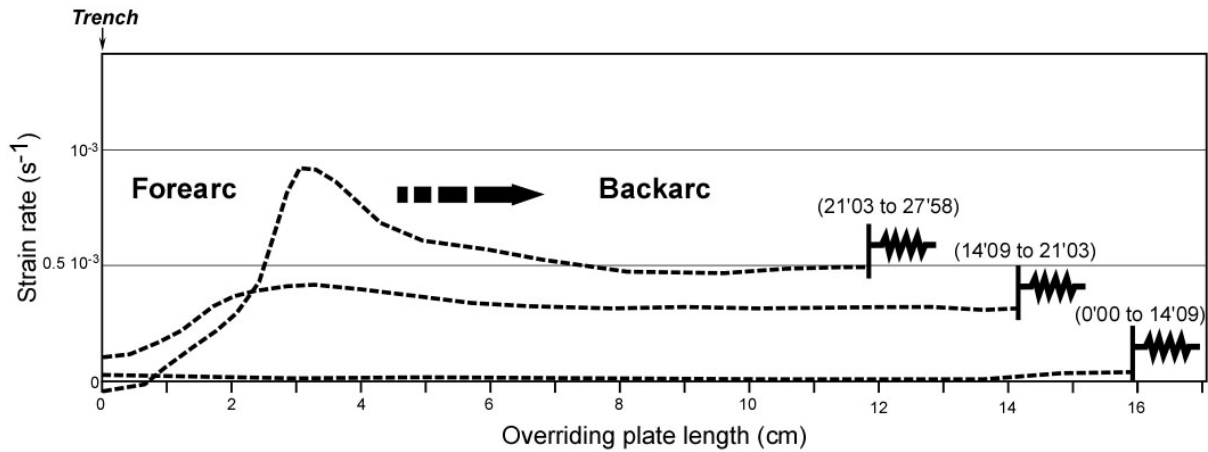


Figure 3. 8 : Overriding plate strain-rate fields parallel to the convergence direction in experiment 5 during the subduction of the dense ocean (0'00 to 14'09), the beginning of plateau subduction (14'09 to 21'03), and flat slab subduction (21'03 to 27'58).

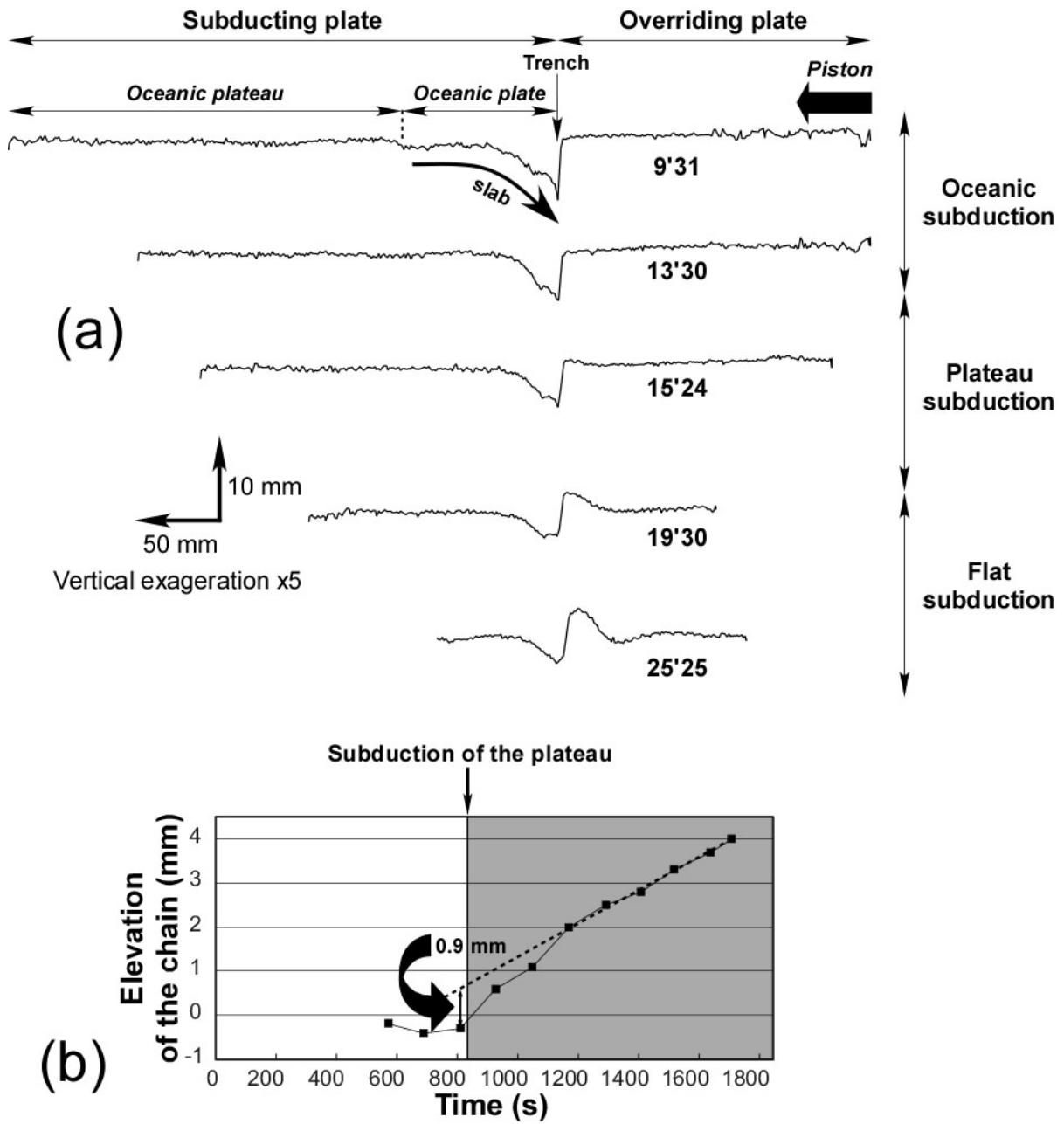


Figure 3. 9 : (a) Topographic profiles of experiment 5 along the centerline of the overriding plate at different times. (b) Maximum elevation of the active margin chain vs. time.

3.2.4.3. Subduction below a faster overriding plate

Experiment 8 is similar to experiment 5, except that the convergence velocity imposed by the advancing piston is larger (0.5 mm s^{-1} vs. 0.31 mm s^{-1}). The higher overriding plate velocity results in a diminution of the slab dip during the steady-state subduction of the

dense ocean (39° vs. 49° in experiments 5, Figure 3. 10c). Following plateau subduction, the larger convergence velocity induces the rapid formation (4 min later) of a flat slab segment (Figure 3. 10a). As in experiment 5, the flat slab segment required ~ 11 cm of plateau subduction to appear and the appearance of the flat slab segment is marked by an increase of the dip of the lower part of the slab, from 39° to 48° (Figure 3. 10c). Here again, the tip of the oceanic plateau stabilizes within the steep part of the slab at a depth of ~ 7 cm.

In this experiment, the shortening of the overriding plate starts as soon as the tip of the dense slab touches the bottom of the tank (Figure 3. 10b and Figure 3. 10d). The higher convergence velocity results in a compressional regime in the overriding plate during the steady-state subduction of the dense plate, its shortening rate being approximately $2.3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Following plateau subduction, the shortening rate of the overriding plate increases to $\sim 4.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (Figure 3. 10b). As in experiment 5, three domains with different strain regimes appear in the overriding plate following the occurrence of flat subduction: the deformation is small close to the trench where the upper and lower plates touch closely, the shortening is maximum above the termination of the flat slab segment, and moderate in the rest of the overriding plate, far from the trench.

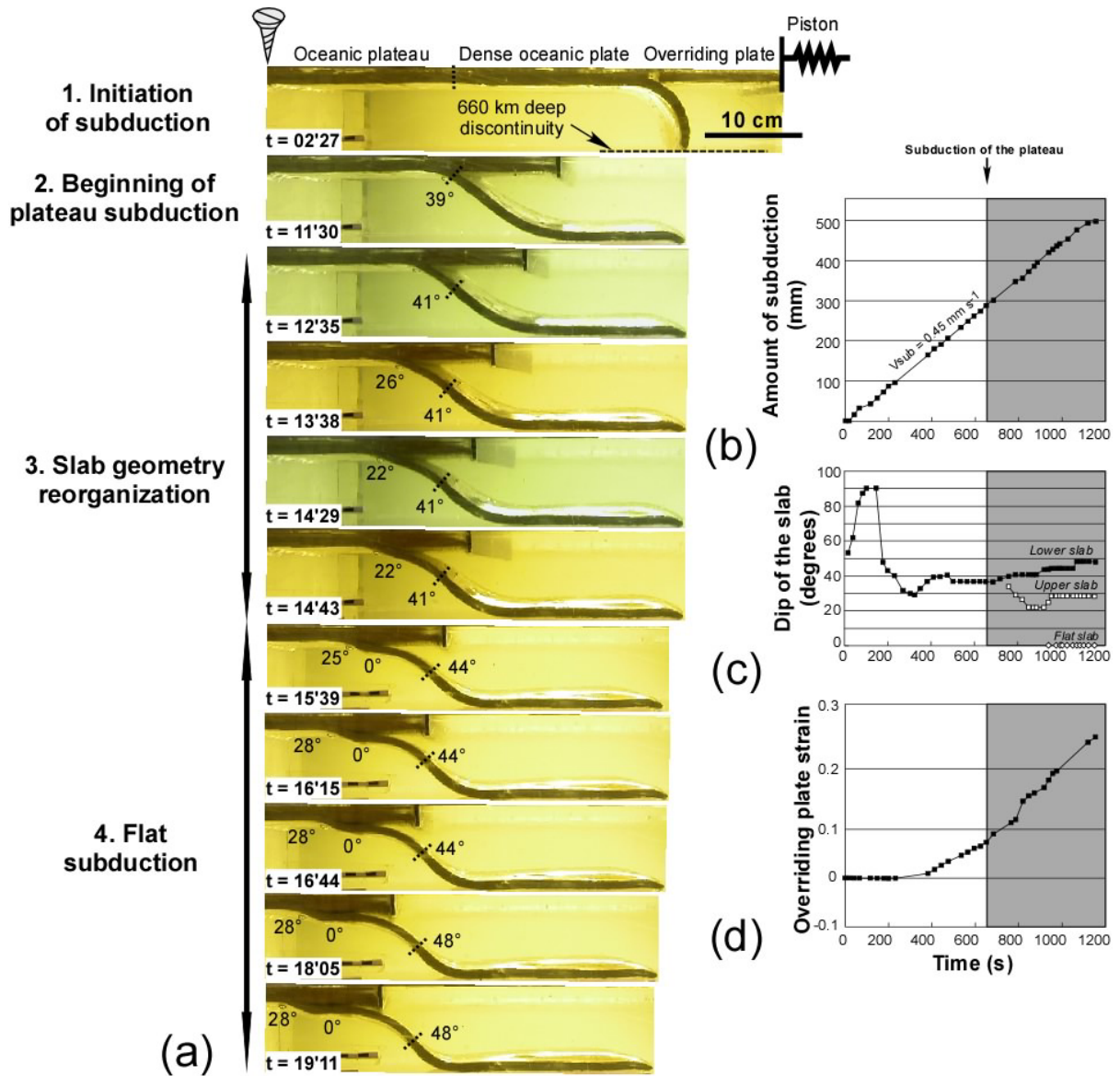


Figure 3. 10 : Experiment 8. (a) Lateral views of the experiment. The dashed line marks the tip of the oceanic plateau. (1) $t = 2'27$: Initiation of subduction. (2) $t = 11'30$: Steady-state subduction of the dense oceanic subduction with a constant dip of 39° . (3) $t = 12'35$ to $14'43$: Plateau subduction without any perturbation in the subduction process. (4) $t = 15'35$ to $19'11$: Slab flattening and formation of a horizontal slab segment. (b) Amount of subduction, (c) dip of the slab and, (d) overriding plate strain, vs. time.

3.2.5. Discussion

The analogue experiments described above have been selected to show the evolution of the slab geometry as a function of the overriding plate motion and subducting plate buoyancy. Their evolution gives insights to understand the kinematics of the atypical flat

subduction process along the Andean subduction zone and the large-scale associated tectonics within the overriding South American lithosphere.

3.2.5.1. Conditions and kinematics of the formation of a flat slab segment

Experiments show that part of subducted buoyant plateaus sinks in the upper mantle and is incorporated in the steep lower part of the slab, because plateau buoyancy is compensated by the negative buoyancy of the dense oceanic slab. In experiments 2 and 3, plate convergence is not imposed, and the dip of the slab increases as the velocity of subduction diminishes [Bellahsen *et al.*, 2003; Martinod *et al.*, 2005]. The buoyant anomaly finally stops the process of subduction and the slab is vertical at the end of the experiment 3. No flat subduction appears. Although the average buoyancy of the slab is still slightly negative at the end of experiment, its magnitude is too small to maintain the subduction active [Martinod *et al.*, 2005]. In nature, decreasing subduction velocity and slab steepening may be followed by slab break-off, but the Newtonian viscous rheology of silicone does not favour the occurrence of this phenomenon in these experiments.

In nature, the absolute motion of lithospheric plates is largely influenced by global far-field boundary conditions that partly control the velocity of subduction. For example, the rapid westward motion of the South American lithosphere above the Nazca plate seems to be controlled by the opening of the Atlantic Ocean and the motion of Africa [Silver *et al.*, 1998]. The advance of an overriding plate forces the trench to retreat and produces a shallowing of the dense oceanic slab [Scholtz and Campos, 1994; Heuret *et al.*, 2007]. Experiments suggest that despite increasing plate convergence velocity accelerates the entrance of the oceanic plate within the subduction zone, it does not modify the vertical component of slab velocity: $V_z = V_{sub} \tan(\alpha)$ is proportional to $\Delta\rho$, where V_{sub} is the velocity of subduction, V_z is the vertical component of the slab velocity, α is the dip of the slab, and $\Delta\rho$ is the slab buoyancy (Figure 3. 11). In fact, experiments suggest that despite increasing the overriding plate trenchward velocity diminishes the dip of the slab, it cannot explain the appearance of horizontal slab segments as far as the slab is negatively buoyant, because the vertical downward component of the slab velocity maintains independently on trench

motion. Moreover, *van Hunen et al.* [2002a] note that metamorphic transformations resulting in the appearance of eclogite may balance the buoyant effect of oceanic plateaus and oppose slab flattening. They show that the development of a flat segment is essentially dependant of the buoyant plateau capacity to survive at a temperature of at least 600-700°C. Our experiments, neglecting phase changes, favour the appearance of horizontal subductions. They show that horizontal slab formation needs buoyant slab segments forced in subduction below a trenchward advancing overriding plate as observed by *van Hunen et al.* [2002b].

Horizontal slab segments, however, do not appear immediately following the subduction of a buoyant plateau (Figure 3. 12). Slab flattening is a long-term process which requires time to appear for two reasons. (1) There is a delay between the arrival of plateau at trench and the moment it reaches the asthenospheric wedge. (2) At the beginning of plateau subduction, its buoyancy is compensated by the negative buoyancy of the lower part of the slab. Horizontal subduction needs consuming more energy to fold the slab than “normal” subduction, since the geometry of the slab is more complex with three inflexion points delimiting four slab segments with opposed curvatures. We observe that horizontal subduction appears when the average buoyancy of the inclined part of the slab turns positive, i.e., when it becomes easier for the subduction process to form a horizontal slab segment.

Figure 3. 12 shows the length of the horizontal slab segment vs. the length of subducted buoyant plateau in our experiments. In these experiments, the delay between the beginning of plateau subduction and the formation of a horizontal slab segment depends primarily on the time necessary to compensate the negative buoyancy of the subducting dense ocean. Comparison of experiments 5 and 8 shows that the amount of subducted plateau when flat subduction initiates is similar despite different velocities of subduction. These experiments are scaled to represent the subduction of a 50 Ma-old oceanic plate overlain by a ~2 km high plateau (Table 1), and the horizontal subduction appears following the equivalent of ~700 to 800 km of plateau subduction. Part of the oceanic plateau is incorporated in the lower steep slab segment, the horizontal slab segment is always much shorter than the amount of subducted plateau. The delay between the beginning of plateau subduction and the formation of a flat slab segment has also been observed by *van Hunen et al.* [2002a, 2002b] (Figure 3. 12). The delay is larger in our experimental set, probably because

the model set-up adopted in the numerical experiments of *van Hunen et al.* [2002a, 2002b] does not take account the negative buoyancy of the slab below 400 km-depth.

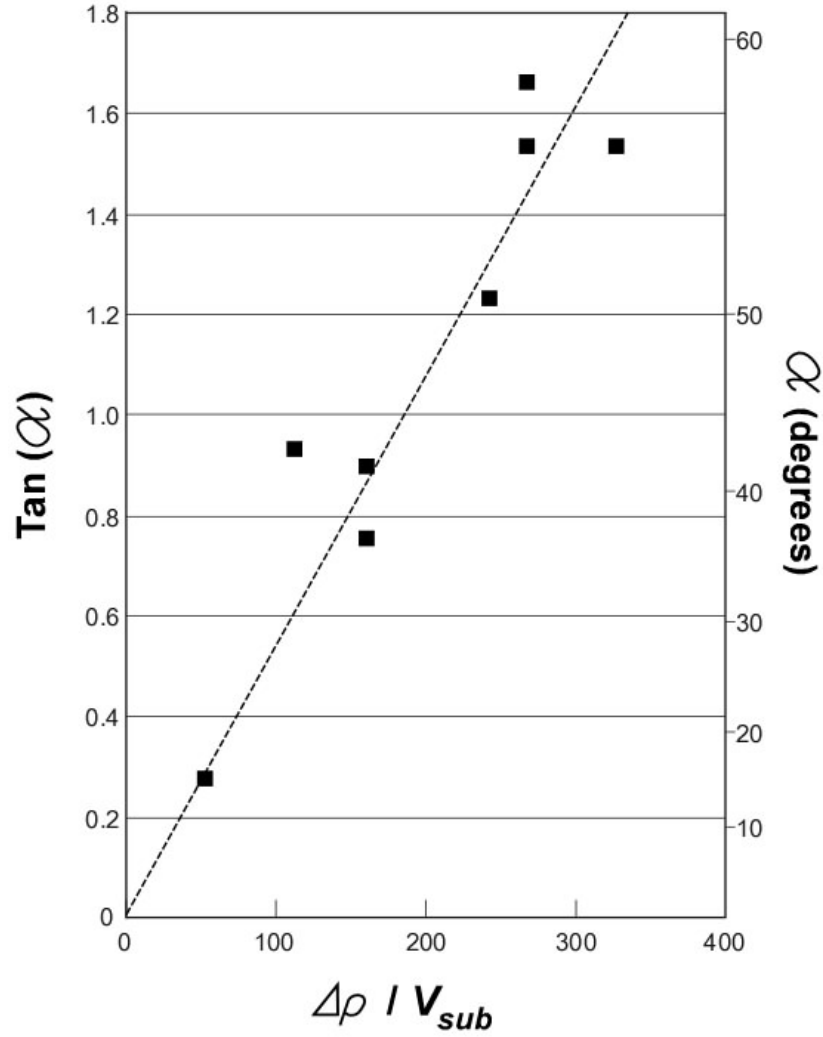


Figure 3. 11 : Dip of the slab (α) vs. $\Delta\rho/V_{sub}$ in experiments 1 to 8, where $\Delta\rho$ is the negative buoyancy of the subducting plate and V_{sub} the velocity of subduction. The linear relationship between $\Delta\rho / V_{sub}$ and $\tan(\alpha)$ shows that the vertical component of the slab velocity does not depends of the upper plate motion in this experimental set.

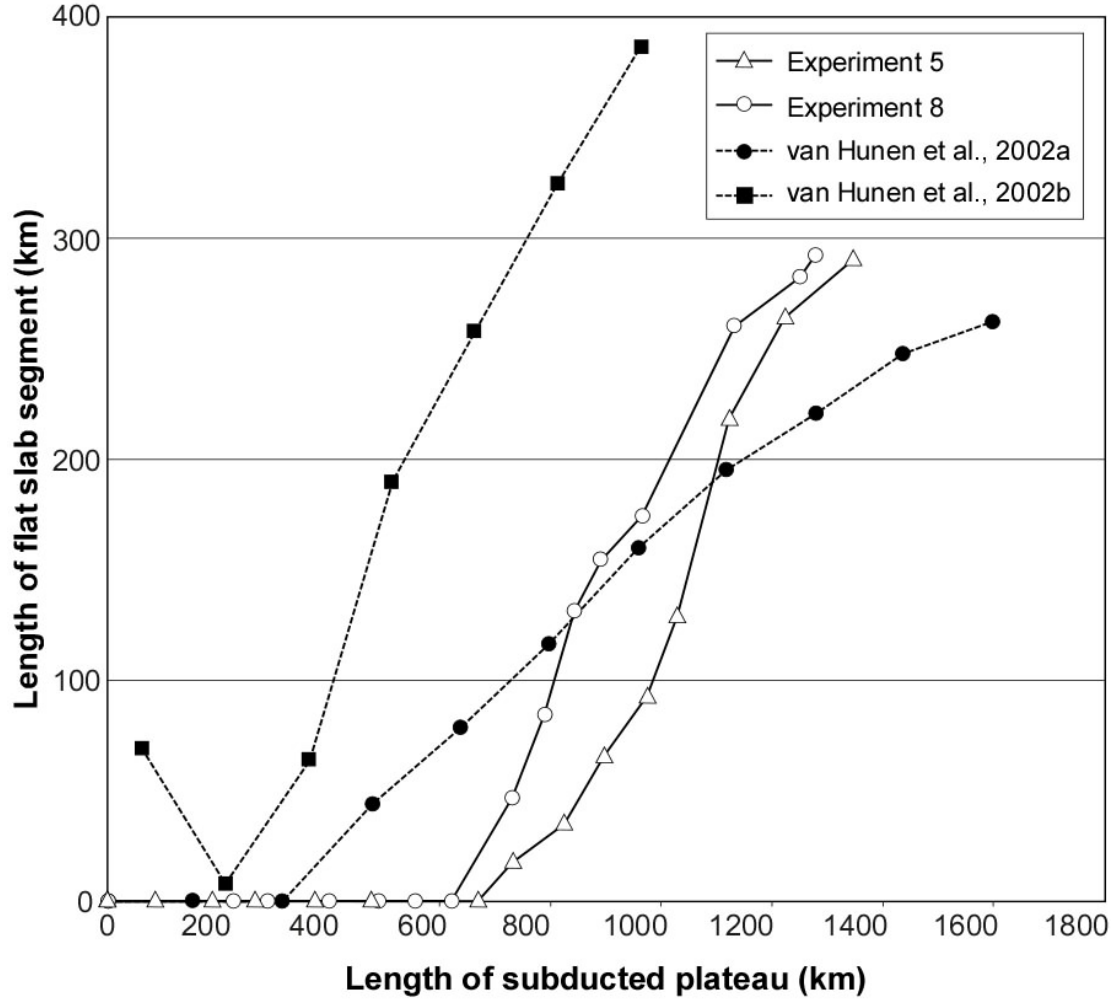


Figure 3. 12: Length of the flat slab segment vs. length of subducted plateau in experiments 5 and 8. Numerical results without upper plate motion [van Hunen et al., 2002a] and with upper plate motion [van Hunen et al., 2002b] are shown for comparison.

3.2.5.2. Plateau subduction and deformation of the overriding plate

When the trenchward upper plate velocity (V_{up}) is that of trench retreat in free subduction experiments (V_t), the overriding plate does not deform. The overriding plate shortens when boundary conditions impose larger convergence velocities. We observe that the horizontal shortening rate perpendicular to the trench is proportional to $V_{up} - V_t$ in our experimental set (in which the viscosity of both the plates and the syrup have been kept constant).

In experiment 5, the subduction of a buoyant oceanic plateau does not increase immediately the shortening rate in the overriding plate because plateau subduction does not

result immediately in a decrease of the slab pull force. In contrast, the overriding plate topography close to the trench uplifts as soon as the plateau enters at trench (Figure 3. 9). It is interpreted as an isostatic adjustment accommodating the subduction of the light plateau, while the slowly-growing long-term uplift observed in the topographic high developing close to the trench (equivalent of the active margin orogen) results from thickening on the overriding plate.

Figure 3. 8 illustrates how the formation of a horizontal slab segment modifies the overriding plate tectonic regime. Upper plate shortening decreases above the flat slab segment. The shortening is maximum above the termination of the flat slab segment. Far from the trench, in the backarc region, the shortening rate also increases following the appearance of the flat slab segment, because the longer contact increases friction forces between plates which, in turn, increases the compressive stress within the overriding plates. In fact, experiments suggest that flat subduction, increasing friction between plates, may result in a diminution of the subduction velocity. This phenomenon is not clearly observed here because the boundary conditions we apply are purely kinematic, and because in these experiments, the length of the superficial part of both plates is small when the horizontal slab segment appears.

3.2.5.3. Ridge/plateau subductions and flat slab segments along the South American margin

The two best-known examples of flat slab segments located beneath South America coincide with the subduction of the Nazca and Juan Fernandez ridges. Many authors relate the formation of these flat slab segments with the subduction of these buoyant anomalies [e.g., *Pilger, 1981; Gutscher et al., 2000; Yañez et al., 2001*]. Ridges would be located on the southern boundary of the flat slab segments, because the Nazca-South America convergence direction resulted in a ridge migration to the south beneath the continental plate. Other authors note, however, that many oceanic ridges subducting below South America are associated with normally inclined slab segments. For instance, the huge Carnegie Ridge although inducing a particular magmatic response in the Ecuadorian margin [e.g., *Bourdon et al., 2003*], is not associated with a horizontal slab segment [*Guillier et al., 2001*]. The Iquique

Ridge is also associated with a steeply subducting slab despite it has a more continuous crustal root than the Juan Fernandez Ridge [e.g., *Tassara et al.*, 2006].

Experiments presented above confirm that the subduction of buoyant plateaus below an advancing upper plate may result in the appearance of flat slab segments. These experiments, however, model large and homogenous buoyant plateaus, whereas the Nazca or Juan Fernandez ridges correspond to narrower buoyant anomalies surrounded by dense oceanic lithosphere. Previous analogue experiments reproducing the subduction of an oceanic ridge perpendicular to the trench have suggested a modest anomaly such as the Juan Fernandez Ridge should not affect the slab geometry [*Martinod et al.*, 2005]. In fact, the 1500 km-wide Peru flat slab segment is supported by the combined effect of the northern Inca Plateau and the southern Nazca Ridge [*Gutscher et al.*, 1999b], and the subduction in the Middle Miocene of a northern segment of the Juan Fernandez Ridge oriented nearly parallel to the trench [*Yañez et al.*, 2001] may explain the formation of the central Chile/NW Argentina flat slab segment.

Experiments also show that the formation of a horizontal slab segment is a process that initiates several Ma following the beginning of plateau subduction. Experiments 5 and 8 suggest that, for a 50 Ma-old oceanic plate, flat slab appears following ~750 km of plateau subduction. Given the South America-Nazca plates convergence velocity, this corresponds to ~10 Ma, which is approximately the delay between the subduction of the buoyant plateaus and the appearance of the two present-day flat slab segments below South America. In Peru, for instance, subduction of the Nazca Ridge and Inca Plateau below the continent began ~12 Ma ago (see above), and the end of volcanism marking slab flattening is ~4 Ma-old. In central Chile/NW Argentina, the delay between the subduction of the trench-parallel Juan Fernandez Ridge and the end of volcanism is also ~8 Ma (see above). This 8 Ma delay may explain why larger ridges such as the Carnegie Ridge do not result in the formation of any modern horizontal subduction zone. The broadening of the volcanic zone and the magmatic evolution in northern Ecuador [*Gutscher et al.*, 1999a; *Bourdon et al.*, 2003] may suggest that slab flattening beneath northern Ecuador is active but not achieved, because the subduction of the Carnegie Ridge below the continental plate would be too recent (~1 Ma according to *Lonsdale and Klitgord*, 1978]). Note that *Rosenbaum et al.* [2005] propose that the subduction of the Iquique Ridge below South America is also a recent phenomenon (~2 Ma).

In contrast, experiments show that the subduction of a buoyant anomaly produces an immediate uplift in the forearc area. In northern Ecuador, for instance, despite the flat subduction process is not achieved, the subduction of the Carnegie Ridge is uplifting the coastal area [e.g., *Pedoja et al.*, 2006].

Above horizontal slab segments, interplate friction results in a migration of the upper plate shortening within the internal part of the continent. Above the Chile-NW Argentina flat slab segment, the eastward migration of the horizontal subduction coincides spatially with the migration of the deformation front generating the Precordillera thrust belt and the Pliocene Sierras Pampeanas basement uplift [*Ramos et al.*, 2002]. The subduction of the northern segment of the Juan Fernandez Ridge nearly parallel to the trench may explain the excess of 100 km of shortening during the Neogene to the north of the present flat slab segment [*Allmendinger et al.*, 1983; *Jordan and Alonso*, 1987; *Reynolds et al.*, 1990]. In Peru, the Neogene southward migration of Nazca Ridge flat segment may control the shape of the modern topography of the Cordillera [*McNulty and Farber*, 2002; *Rousse et al.*, 2003]. The strong shortening in the Ucayali basin with several uplifted basement blocks, east of the sub-Andean zone and more than 750 km from the trench (Shira Mountains, Cushabatay High and Moa Divisor structure) are interpreted to result from the advance of the horizontal slab segment [*Latrubesse and Rancy*, 2000]. The southern part of the Peru flat slab also results in the regional uplift (Fitzcarrald arch uplift) of the western Amazonian foreland basin above the eastern edge of the Nazca Ridge flat segment [*Espurt et al.*, 2007].

Finally, experiments also suggest that horizontal subduction, increasing the interplate contact zone, increases the friction forces between the subducting plate and the overriding continent. *Gutscher et al.* [2000] note that the seismic energy release within South America is three to five times larger above flat slab segments than above normal inclined segments. The formation of two major flat slab segments during the Pliocene below the South American plate may thus explain the diminution of the eastward velocity of the Nazca plate during the last 5 Ma [e.g., *Pardo Casas and Molnar*, 1987; *Somoza*, 1998; *Norabuena et al.*, 1999]. This decreasing velocity has been attributed by *Iaffaldano et al.* [2006] to the uplift of the Altiplano plateau whose load would consume a significant amount of the driving force responsible for the trenchward motion of the Nazca plate. In fact, experiments show that horizontal slab segments also increase friction between plates and the plot of the Nazca-Farallon/South

America relative motion shows two periods of slow convergence rates: one in the Oligocene between 35 and 26 Ma, the other one in the 10 last Ma [*Pardo-Casas and Molnar, 1987*]. These two periods are marked by the formation of large horizontal slab segments, below southern Peru and northern Chile in the Oligocene [*James and Isacks, 1999*], below Peru and central Chile/NW Argentina from the Pliocene, suggesting a significant effect of the formation of horizontal segments on the subduction velocity.

3.2.6. Conclusions

Analogue experiments suggest that the appearance of horizontal slab segments result from large buoyant ridges/plateaus forced to subduct by the trenchward advance of the overriding plate, as suggested by *Gutscher et al.* [2000]. As a matter of fact, when negatively buoyant slab segments subduct below an advancing overriding plate, experiments suggest that the upper plate advance does not modify the vertical component of the slab velocity. Then upper plate trenchward motion results in a decrease of the dip of the slab, but not in a flat slab as observed below Peru and central Chile/NW Argentina. Horizontal subduction appears after several hundreds of kilometers of plateau subduction, because part of the buoyant plateau is incorporated in the steep part of the slab to balance the negative buoyancy of the dense underlying oceanic slab. In South America, the central Peru flat slab segments appeared ~8 Ma following the beginning of the Nazca Ridge-Inca Plateau subduction. The same delay is observed between the subduction of the trench-parallel segment of the Juan Fernandez Ridge and the appearance of horizontal subduction below northern Argentina. In northern Ecuador, the process of slab flattening could be active but not completed, supporting the idea that the slab flattening needs time to appear.

In contrast, the upper plate topography close to the trench is immediately affected by the subduction of a buoyant plateau. We observe that two processes control the elevation of the overriding plate close to the active margin: (1) global isostatic adjustments result in rapid topographic changes depending on the buoyancy of the subducting plate at trench; (2) upper plate thickening is a slower phenomenon.

Overriding plate shortening rate increases following the subduction of an oceanic plateau, as a result of the smaller slab pull force. It further increases following the

appearance of the horizontal slab because of larger interplate friction. The locus of maximum shortening migrates within the interior of the overriding plate when the slab flattens. The appearance of two major horizontal slab segments below South America ~5 Ma ago, thus, may explain the diminution of the convergence velocity between the Nazca plate and the South American plate since that time.

Acknowledgments

This research project has been financed by the French INSU-CNRS (Institut National des Sciences de l'Univers-Centre National de la Recherche Scientifique) program DyETI (Dynamique et Evolution de la Terre Interne). Analogue experiments have been performed in the Laboratory of Experimental Tectonics of University "Roma TRE".

References

- Allmendinger, R.W., V.A. Ramos, T.E. Jordan, M. Palma, and B.L. Isacks (1983), Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina, *Tectonics*, 2, 1–16.
- Baranzangi, M., and B.L. Isacks (1979), Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes, *Geophys J R Astron Soc*, 57, 537–555
- Bellahsen, N., C. Faccenna, F. Funiciello, J.M. Daniel, and L. Jolivet (2003), Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 365–381.
- Bourdon, E., J.P. Eissen, M.-A. Gutscher, M. Monzier, M.L. Hall, and J. Cotten (2003), Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205, 123–138.
- Cahill, T., and B.L. Isacks (1992), Seismicity and shape of the subducted Nazca plate, *J. Geophys. Res.*, 97, 17503–17529.
- Chemenda, A.I., J.P. Burg, and M. Mattauer (2000), Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modelling, geological and geophysical data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 174, 397–409.

- Chung, W.Y, and H.A. Kanamori (1978), Mechanical model for plate deformation associated with aseismic ridge subduction in New Hebrides Arc, *Tectonophysics*, 50, 20–40.
- Cloos, M. (1993), Lithospheric Buayancy and Collisional Orogenesis-Subduction of Oceanic Plateaus, Continental Margins, Island Arcs, Spreading Ridges, and Seamount, *Geol Soc Am Bull*, 105, 715–737.
- Collot, J.Y., J. Daniel, and R.V., Burne (1985), Recent tectonics associated with the subduction/collision of the Entrecasteaux zone in the Central New Hebrides, *Tectonophysics*, 112, 325–356.
- Davy, P., and P.R., Cobbold (1991), Experiments on shortening of a 4-layer continental Lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1–25.
- Dalmayrac, B., and P. Molnar (1981), Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth Planet. Sci. Lett.* 55, 473–481.
- Deniaud, Y., P. Baby, C. Basile, M. Ordoñez, G. Montenegro, and G. Mascle (1999), Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du golfe de Guayaquil : bassin d'avant-arc néogène et quaternaire du sud des andes équatoriennes, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 328, 181–187.
- DeVries, T.J. (1988), The geology of late Cenozoic marine terraces (tablazos) in northwestern Peru, *J. South Am. Earth Sci.*, 1, 121–136.
- Dominguez, S., S.E. Lallemand, J. Malavieille, and R. von Huene (1998), Upper plate deformation associated with seamount subduction, *Tectonophysics*, 293, 207–224.
- Engdahl, E.R., R.D. van der Hilst, and R. Buland (1998) Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 722–743.
- Espurt, N., P. Baby, S. Brusset, M. Roddaz, W. Hermoza, V. Regard, P.-O. Antoine, R. Salas-Gismondi, and R. Bolaños (2007), How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?, *Geology*, 35, 515–518.
- Funiciello, F., C. Faccenna, D. Giardini, and K. Regenauer-Lieb (2003), Dynamics of retreating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments, *J. Geophys. Res.*, 108, 2207, doi: 10.1029/2001JB000896.
- Funiciello, F., C. Faccenna, and D. Giardini (2004), Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: Insights from laboratory experiments, *Geophys. J. Int.*,

157, 1393–1406.

- Geist, E.L., M.A. Fisher, and D.W. Scoll (1993), Large-scale deformation associated with ridge subduction, *Geophys. J. Int.*, 115, 344–366.
- Gripp, A.E., and R.G. Gordon (2002), Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophys. J. Int.*, 150, 321–361.
- Guillier, B., J.L. Chatelain, E. Jaillard, H. Yepes, G. Poupinet, and J.F. Fels (2001), Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America), *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3749–3752, 10.1029/2001GL013257.
- Gutscher, M.-A., J. Malavieille, S. Lallemand, and J.Y. Collot (1999a), Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 168, 255–270.
- Gutscher, M.-A., J.L. Olivet, D. Aslanian, J.P. Eissen, and R. Maury (1999b), The "lost Inca Plateau": Cause of flat subduction beneath Peru?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, 335–341.
- Gutscher, M.-A., W. Spakman, H. Bijwaard, and E.R. Engdahl (2000), Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, 19, 814–833.
- Hampel, A. (2002), The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, 665–679.
- Hampel, A., J. Adam, and N. Kukowski (2004), Response of the tectonically erosive south Peruvian forearc to subduction of the Nazca Ridge: Analysis of three-dimensional analogue experiments, *Tectonics*, 23, TC5003, doi:10.1029/2003TC001585.
- Heuret, A., F. Funiciello, C. Faccenna, and S. Lallemand (2007), Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 257, 29–36.
- Hsu, J.T. (1992), Quaternary uplift of the peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude, *Quaternary International*, 15-16, 87-97.
- Iaffaldano, G., H.-P. Bunge, and T.H. Dixon (2006), Feedback between mountain belt growth and plate convergence, *Geology*, 34, 893–896.
- James, D.E., and I.S. Sacks (1999), Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical Perspective. In: Skinner B.J., ed., *Geology and Ore deposits of the Central Andes*, Soc. Eco. Geol. Spec. Publ., 7, 1–26.

- Jarrard, R.D. (1986), Causes of compression and extension behind trenches, *Tectonophysics*, 132, 89–102.
- Jordan, T.E., and R. Alonso (1987), Cenozoic stratigraphy and basin tectonic of the Andes Mountains. 20°-28°, South latitude, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 49–56.
- Kay S.M., and C. Mpodozis (2002), Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 39–57.
- Kodama, K. (1984), A simple model calculation of the shear stress and surface profile caused by the perturbation on subducting plate, *Zisin. J. Seism. Soc. Jpn.*, 37, 647–654.
- Latrubesse, E.M., and A. Rancy (2000), Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil, *Quaternary International*, 72, 67–72.
- Le Roux, J.P., C. Tavares Correa, and F. Alayza (2000), Sedimentology of the Rimac-Chillon alluvial fan at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea level changes, glacial cycles and tectonics, *J. South Am. Earth Sci.*, 13, 499–510.
- Lonsdale, P., and K.D. Klitgord (1978), Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 981–999.
- Macharé, J., and L. Ortlieb (1992), Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the nazca Ridge, central coast of Peru, *Tectonophysics*, 205, 97–108.
- Martinod, J., F. Funiciello, C. Faccenna, S. Labanieh, and V. Regard (2005), Dynamical effects of subducting ridges: Insights from 3-D laboratory models, *Geophys. J. Int.*, 163, 1137–1150.
- McGeary, S., A. Nur, and Z. Ben-Avraham (1985), Special gaps in arc volcanism: the effect of collision or subduction of oceanic plateaus, *Tectonophysics*, 119, 195–211.
- McNulty, B., and D. Farber (2002), Active detachment faulting above the Peruvian flat slab, *Geology*, 30, 567–570.
- Molnar, P., and D. Gray (1979), Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties, *Geology*, 7, 58–62.
- Montario, M. J. (2001), Exhumation of the Cordillera Blanca, Northern Peru, based on apatite fission track analysis, *Department of Geology, Union College, Schenectady, New York*, Thesis.

- Norabuena, E.D., T.H. Dixon, S. Stein, and C.G.A. Harrison (1999), Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate Motions, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3405–3408.
- Nur, A., and Z. Ben-Avraham (1981), Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, In: L.D. Kulm, J. Dymond, E.J. Dasch, D.M. Hussong and R. Roderick, Editors, *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence* 154, *Geological Society of America Memoir*, 729–740.
- Pardo-Casas, F., and P. Molnar (1987), P., Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times, *Tectonics*, 6, 233–248.
- Pardo, M., D. Comte, and T. Monfret (2002), Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 11–22.
- Pedoja, K., J.F. Dumont, M. Lamothe, L. Ortlieb, J.-Y. Collot, B. Ghaleb, M. Auclair, V. Alvarez, and B. Labrousse (2006), Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador, *J. South Am. Earth Sci.*, 22, 1–21.
- Pilger, R.H. (1981), Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, 448–456.
- Ramos, V.A., E.O. Cristallini, and D.J. Pérez (2002), The Pampean flat-slab of the Central Andes, *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 59–78.
- Reynolds, J.H., T.E. Jordan, N.M. Johnson, J.F. Damanti, and K.D. Tabbutt (1990), Neogene deformation of the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: Magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja province, Argentina, *Geology*, 102, 1607–1622.
- Rousse, S., S. Gilder, D. Farber, B. McNulty, P. Patriat, V. Torres, and T. Sempere (2003), Paleomagnetic tracking of mountain building in the Peruvian Andes since 10 Ma, *Tectonics*, 22, 1048, doi:10.1029/2003TC001508.
- Rosenbaum, G., D. Giles, M. Saxon, P.G. Betts, R.F. Weinberg, and C. Duboz (2005), Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau : Insights into the formation of ore deposits in Peru, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 239, 18–32.
- Sacks, I.S., and H. Okada (1974), A comparison of the anelasticity structure beneath western South America and Japan, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 9, 211–219.

- Sallarès, V., Ph. Charvis, E. R. Flueh, J. Bialas, and the SALIERI Scientific Party (2005), Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot, *Geophys. J. Int.*, 161, 763-788, doi: 10.1111/j.1365-246 X.2005.02592.x.
- Scholz, C.H., and J. Campos (1994), On the mechanism of seismic decoupling and back-arc spreading at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 100, 22, 103–22, 115.
- Silver, P.G., R.M. Russo, and C. Lithgow-Bertelloni (1998), Coupling of South American and African Plate motion and plate deformation, *Sciences*, 279, 60–63.
- Soler, P., and M.G. Bonhomme (1990), Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Cretaceous to present, in Kay, S.M. and Rapela, C.W., eds., Plutonism from Antarctica to Alaska, *Geological Society of America Special Paper*, 241, 173–192.
- Somoza, R. (1998), Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 m.y.: Implications for mountain building in the central Andean region, *J. South Am. Earth Sci.*, 11, 211–215.
- Spikings, R.A., W. Winkler, D. Seward, and R. Handler (2001), Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 57–73.
- Tassara, A., H.-J. Götze, S. Schmidt, and R. Hackney (2006), Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin, *J. Geophys. Res.*, 111, 09404, 10.1029/2005JB003976.
- van Heiningen, P.S., V. Carlotto, A.D. Zuloaga, L. Romero, and P.A.M. Andriessen (2005), Oligocene to Pleistocene exhumation patterns across the Apurímac River drainage basin, southern Peru, *6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts*, 763–766.
- van Hunen, J., A.P. van den Berg, and N.J. Vlaar (2002a), On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction, *Tectonophysics*, 352, 317–333.
- van Hunen, J., A.P. van den Berg, and N.J. Vlaar (2002b), The impact of the South American plate motion and the Nazca Ridge subduction on the flat subduction below South Peru, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 10.1029/2001GL014004.
- van Hunen, J., A.P. van den Berg, and N.J. Vlaar (2004), Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: A numerical parameter study, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 146, 179–194.

- Vlaar, N.J. (1983), Thermal anomalies and magmatism due to lithospheric doubling and shifting, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 65, 322.
- von Huene, R., J. Corvalan, E.R. Flueh, K. Hinz, J. Korstgard, C.R. Ranero, W. Weinrebe, and the Condor Scientists (1997), Tectonic control of the Juan Fernandez Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile, *Tectonics*, 16, 474–488.
- Weijermars, R., and H. Schmeling (1986), Scaling of newtonian and non newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity), *Physics of the Earth and Planet. Int.* 43, 316–330.
- Wipf, M.A. (2006), Evolution of the Western Cordillera and Coastal Margin of Peru: Evidence from low-temperature Thermochronology and Geomorphology, *Swiss Federal Institute of Technology Zürich*, Thesis.
- Woods, M.T., and E.A. Okal (1994), The structure of the Nazca Ridge and Sala y Gomez seamount chain from dispersion of Rayleigh waves, *Geophys. J. Int.*, 117, 205–222.
- Yañez, G.A., C.R. Ranero, R. von Huene, and J. Díaz (2001), Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin, *J. Geophys. Res.*, 116, 6325–6345.

**LA DEFORMATION SUBANDINE ET
SES RELATIONS AVEC LA
SUBDUCTION DE LA RIDE DE
NAZCA**

4. LA DEFORMATION SUBANDINE ET SES RELATIONS AVEC LA SUBDUCTION DE LA RIDE DE NAZCA

4.1. INTRODUCTION

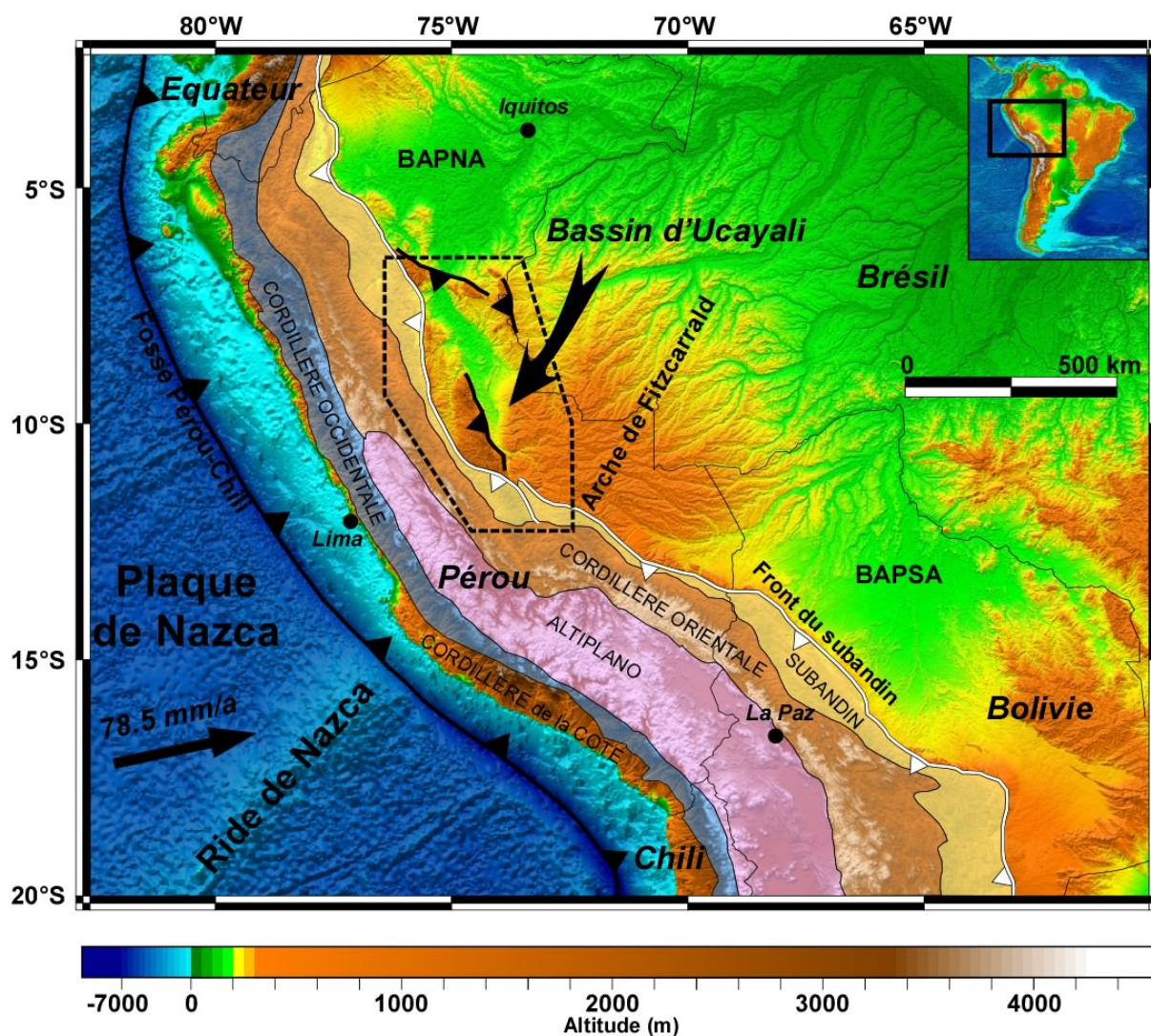


Figure 4. 1 : Modèle numérique de terrain (données NASA SRTM Gtopo 30) des Andes centrales péruviennes avec à l'Ouest, la plaque océanique de Nazca et la ride de Nazca, au centre la Cordillère des Andes, et à l'Est, le bassin amazonien. Les grandes unités morphotectoniques sont représentées. La vitesse de la plaque de Nazca est donnée en mm/an (Gripp et Gordon, 2002). BAPNA: Bassin d'avant-pays nord-amazonien; BAPSA: Bassin d'avant-pays sud-amazonien.

La chaîne des Andes au Pérou est divisée en grandes unités morphotectoniques limitées par des chevauchements majeurs (Figure 4. 1). Sur son flanc est-amazonien, la zone subandine correspond à un système de plis et de chevauchements associés (Hermoza et al.,

2005) qui constituent la partie *wedge-top*, au sens de DeCelles et Giles (1996) du système de rétrobassin d'avant-pays amazonien.

La zone subandine s'est essentiellement développée à partir de la fin du Miocène (Hermoza et al., 2005) et continue de se déformer actuellement (Dorbath, 1996). Cet ensemble est limité à l'Ouest par l'unité morphotectonique de la Cordillère Orientale, alors qu'à l'Est, le front orogénique s'amortit dans les séries sédimentaires tertiaires de l'avant-pays. L'évolution latérale de la géométrie des structures chevauchantes et des directions de raccourcissement de la zone subandine reflètent la complexité du front orogénique, en relation avec un substratum très hétérogène, hérité des paléogéographies pré-andines (Kley et al., 1999; Gil et al., 2001; Ramos et al., 2002) et de la géométrie du slab normale ou horizontale de la plaque de Nazca (Jordan et al., 1983; Pilger, 1984; Pardo-Casas et Molnar, 1987; Isacks, 1988; Cahill et Isacks, 1992; Allmendinger et Gubbels, 1996; Kley et Monaldi, 1998; Somoza, 1998; Kley et al., 1999; Norabuena et al., 1999; Gutscher et al., 2000; Gutscher, 2002; Ramos et al., 2002). Actuellement, le bassin d'Ucayali se développe au-dessus du segment de subduction horizontale de la ride de Nazca (Figure 4. 1 et Figure 4. 2).

Les résultats de modélisation analogique obtenus dans le chapitre précédent indiquent qu'il existe un fort couplage entre le processus de la subduction horizontale et la déformation au sein de la plaque supérieure. Dans le but de corroborer l'enregistrement pliocène de la propagation de la subduction horizontale de la ride de Nazca sous le continent sud-américain, mes travaux ont consisté à préciser l'architecture structurale et la cinématique de mise en place de la zone subandine du bassin d'Ucayali (Figure 4. 1) au niveau du flanc nord de l'Arche de Fitzcarrald (Figure 4. 2).

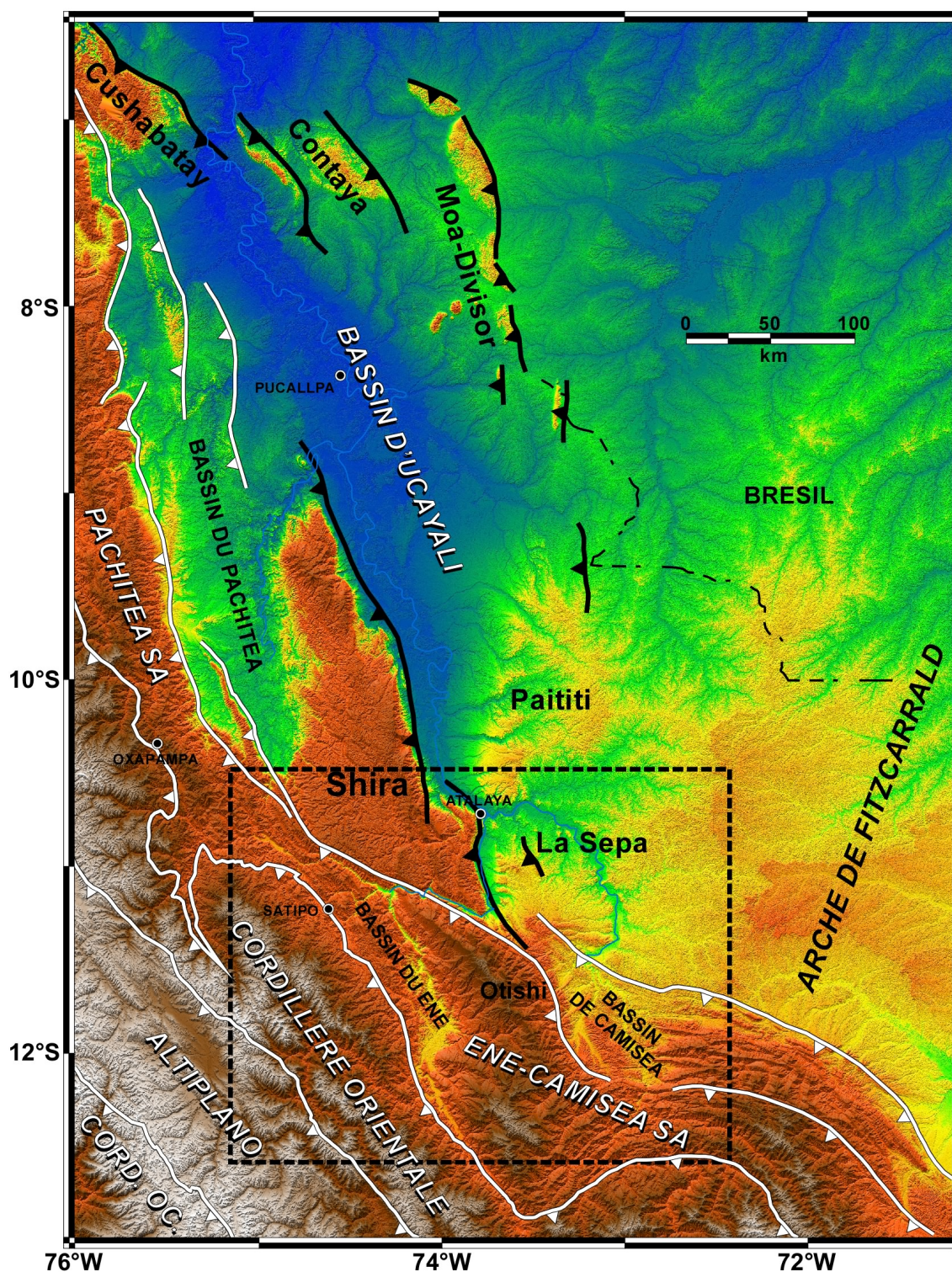


Figure 4. 2 : Modèle numérique de terrain de l'extrémité sud du bassin d'Ucayali. Situé sur le flanc nord de l'Arche de Fitzcarrald, le bassin d'Ucayali est déformé par des blocs structuraux (traits noirs épais) qui interfèrent avec le front andin (traits blancs épais), correspondant au front subandin du Pachitea au Nord et au front subandin Ene-Camisea au Sud. Le cadre noir représente le segment du prisme orogénique étudié dans cette thèse. Modèle numérique de terrain construit à partir des données NASA SRTM 90 m.

Dans une première partie, j'exposerai la méthodologie de travail et les techniques adoptées pour analyser la structure de la zone subandine du bassin d'Ucayali (construction des coupes équilibrées et thermochronologie basse température).

Dans une deuxième partie, je montrerai les résultats obtenus en termes de géologie structurale dans le bassin d'Ucayali, à partir des données structurales de surface et de sub-surface couplées à la construction des coupes équilibrées (Espurt et al., soumis).

Enfin, dans une troisième partie, je présenterai l'histoire thermique de la région et le timing du raccourcissement, à partir des divers outils de la thermochronologie basse température (traces de fission sur apatites et pouvoir réflecteur de la vitrinite) et les conséquences afférant aux systèmes pétroliers.

4.2. METHODOLOGIE DE TRAVAIL

4.2.1. Construction des coupes équilibrées

J'ai réalisé la construction des coupes équilibrées sur les concepts de la tectonique de chevauchement (Dalhstrom, 1969; Boyer et Elliot, 1982; Elliot, 1982; Suppe, 1983; Woodward et al., 1985; Jaminson, 1987). Un important travail de terrain a permis d'une part, de dresser une carte géologique précise de la zone avec la cartographie des principales formations sédimentaires et principaux chevauchements et, d'autre part, de collecter un maximum de données de pendages. Un SIG a été réalisé au moyen du logiciel MapInfo. Ce dernier intègre les cartes topographiques géoréférencées en coordonnées UTM (WGS 84) de la zone 18 (hémisphère sud), un modèle numérique de terrain SRTM de la zone à 90 m de résolution par pixel, les contours géologiques des formations sédimentaires, les failles, plus de 2000 valeurs de pendages mesurées, des données de paléocourants des formations néogènes et les données de sub-surface provenant de l'industrie pétrolière (Figure 4. 3).

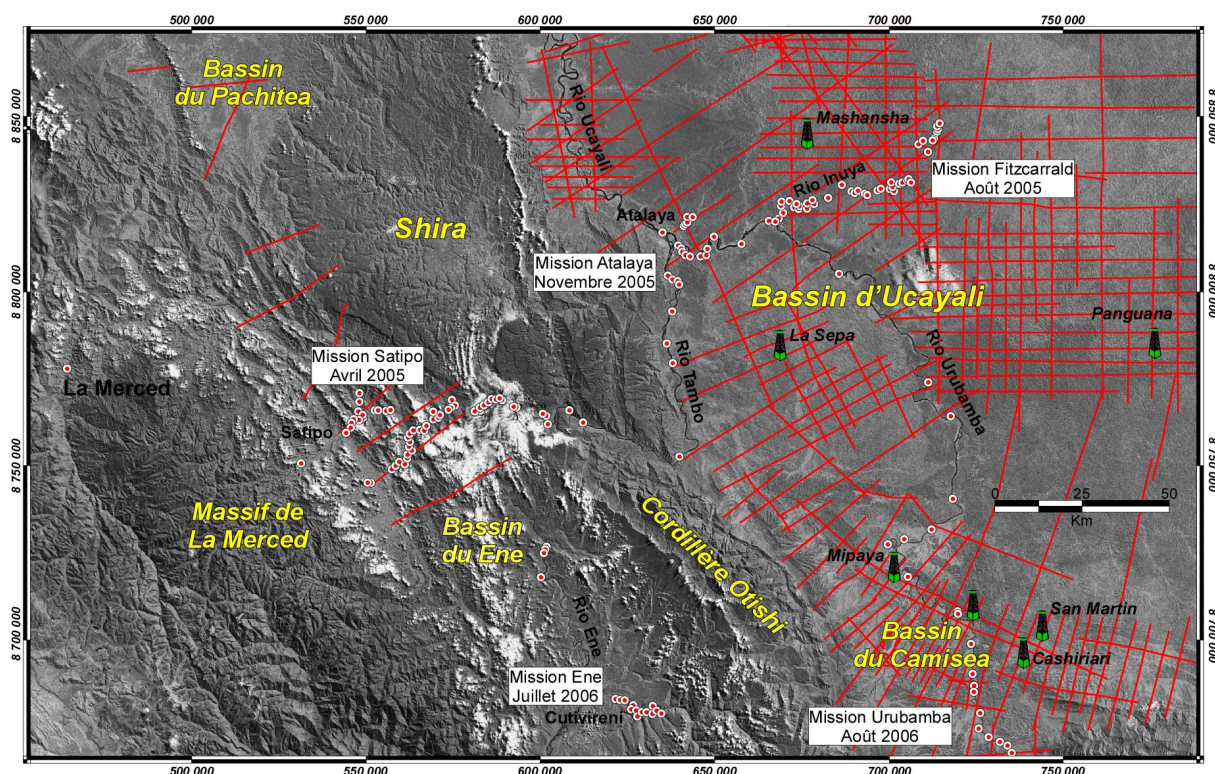


Figure 4. 3 : Image satellitaire landsat de la partie sud du bassin d'Ucayali où l'on peut observer la morphologie complexe de cette zone. On distingue d'une part, les données de terrain acquises durant les campagnes d'exploration géologique dans les bassins du Ene, de Camisea et d'Ucayali (cercles concentriques rouges et blancs) et d'autre part, la localisation des données de sub-surface (puits en vert et lignes sismiques en rouge) utilisées grâce à la convention IRD – Perupetro – Pluspetrol.

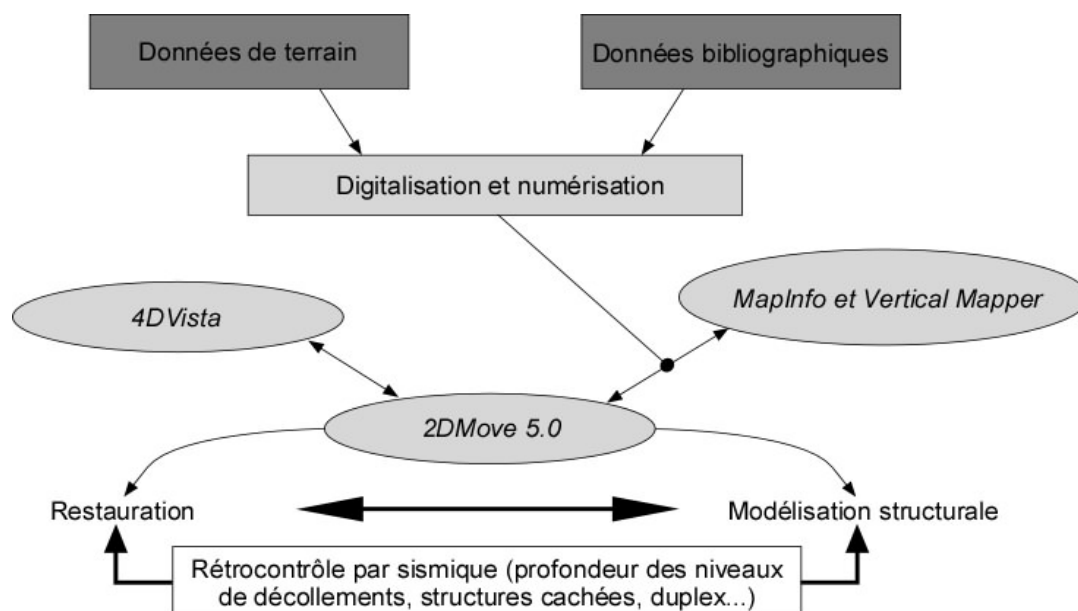


Figure 4. 4 : Protocole d'élaboration de la base de données à vocation structurale (voir détails dans le texte). Modifiée d'après Hermoza, 2005.

Pour obtenir des données structurales dans les zones inaccessibles, notamment au niveau de la Cordillère Otishi (Figure 4. 3), nous avons utilisé des cartes de pentes et d'azimuts des pentes provenant du modèle numérique de terrain SRTM. L'utilisation conjointe de ce jeu de données et du programme Vertical Mapper permet d'extraire les données de pendages, à partir des surfaces structurales identifiées au préalable sur les images Landsat.

Toutes les données (contours géologiques, failles, ponctuelles) sont géoréférencées en x, y et l'altitude z est extraite du modèle numérique de terrain, à partir du logiciel Vertical Mapper pour contraindre la cohérence tridimensionnelle de la coupe. Pour les données linéaires, un échantillonnage proportionnel à la longueur des polygones a été appliqué. En effet, la représentation spatiale de la géométrie des contours géologiques ou des failles est souvent de meilleure qualité que les valeurs individuelles de pendage (Figure 4. 4). Ces données géoréférencées dans les trois directions de l'espace ont été ensuite exportées vers le logiciel d'analyse et de modélisation structurale 2DMove 5.0, et son module de visualisation tridimensionnelle 4DVista (Midland Valley Exploration Ltd; Figure 4. 4 et Figure 4. 5). Le logiciel 2DMove permet la construction de coupes équilibrées, en conservant les longueurs des lignes et les surfaces. Les directions des coupes ont été choisies orthogonalement aux directions régionales des axes de plis dans chaque unité structurale. A l'aide des mesures structurales, j'ai déterminé les axes des plis. C'est selon ces axes que les données de pendages ont été projetées (Charlesworth et al., 1975). Cette méthode de projection a l'avantage de convertir les pendages réels en pendages apparents sur la coupe. Les coupes ont été construites et restaurées en utilisant l'algorithme du « flexural slip » (Figure 4. 6). La restauration par « flexural slip » permet le dépliage d'une structure par rapport à un niveau de référence (niveau régional) et une « pin line » le long de laquelle les points ne sont pas translatés. En général, la « pin line » correspond au plan axial du pli. Une rotation des flancs du pli et un cisaillement parallèle aux couches permettent de supprimer l'effet du glissement bancs-sur-bancs. L'algorithme du « flexural slip » préserve les longueurs, les aires et les épaisseurs des bancs. Les restaurations et les modélisations inverses sont possibles, tout comme la manipulation des sections sismiques (format segy). La combinaison rapide des techniques de restauration et de modélisation cinématique permet de valider les différents stades de l'interprétation. Le logiciel 2DMove utilise le format « .dxf », ce qui facilite le

transfert des données vers d'autres logiciels, et en particulier les SIG. Au cours de la réalisation des coupes, une attention particulière a été portée aux géométries mises en évidence en sismique réflexion. Un « feed-back » permanent a été réalisé entre les données de terrain et de sub-surface aux différents stades de l'interprétation structurale (Figure 4. 4).

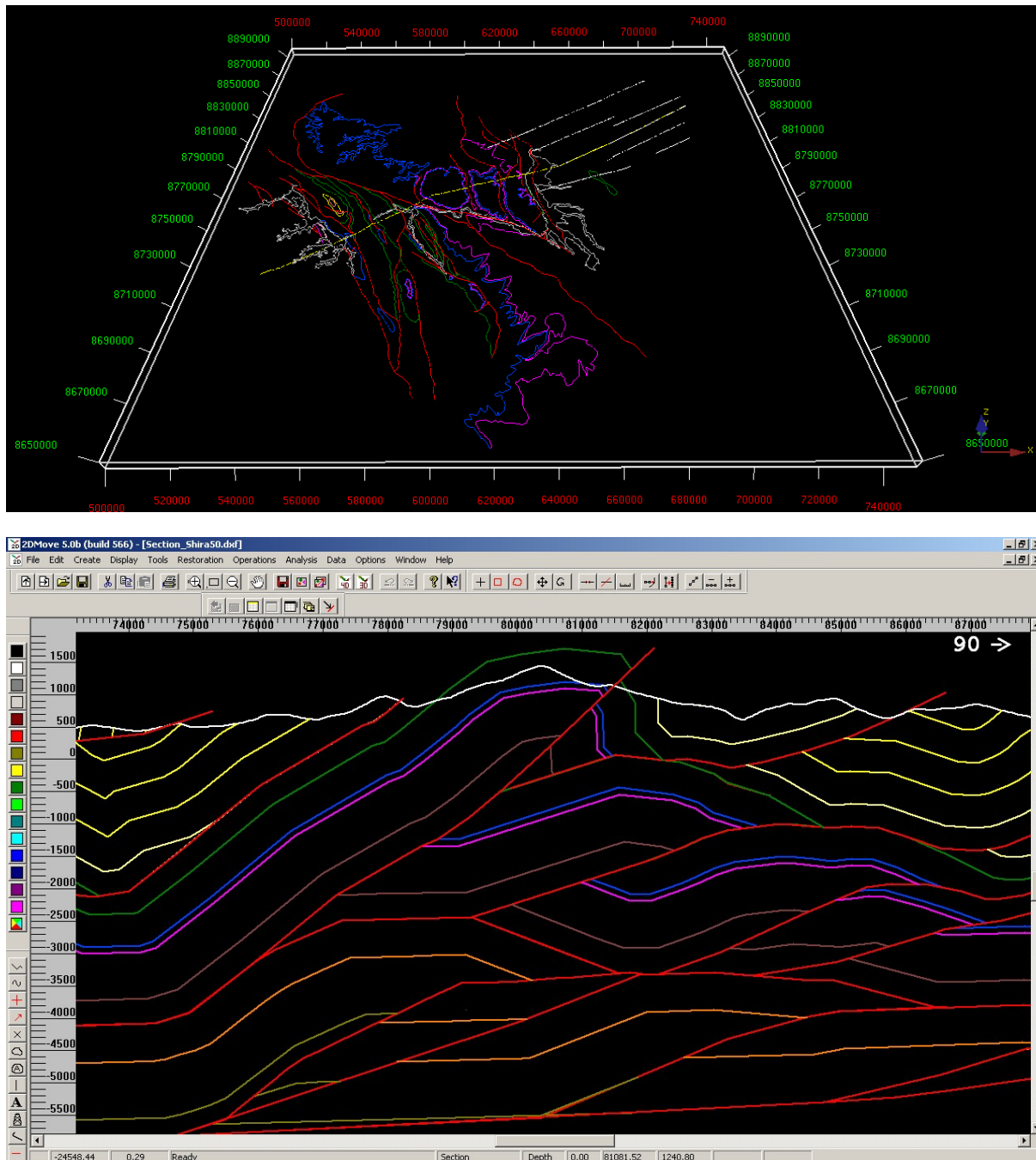


Figure 4. 5 : En haut: Fenêtre 4DVista représentant les données (contours géologiques, failles, ponctuelles) de manière tridimensionnelle. En bas: Fenêtre 2Dmove représentant l'interprétation structurale d'une portion d'une coupe équilibrée.

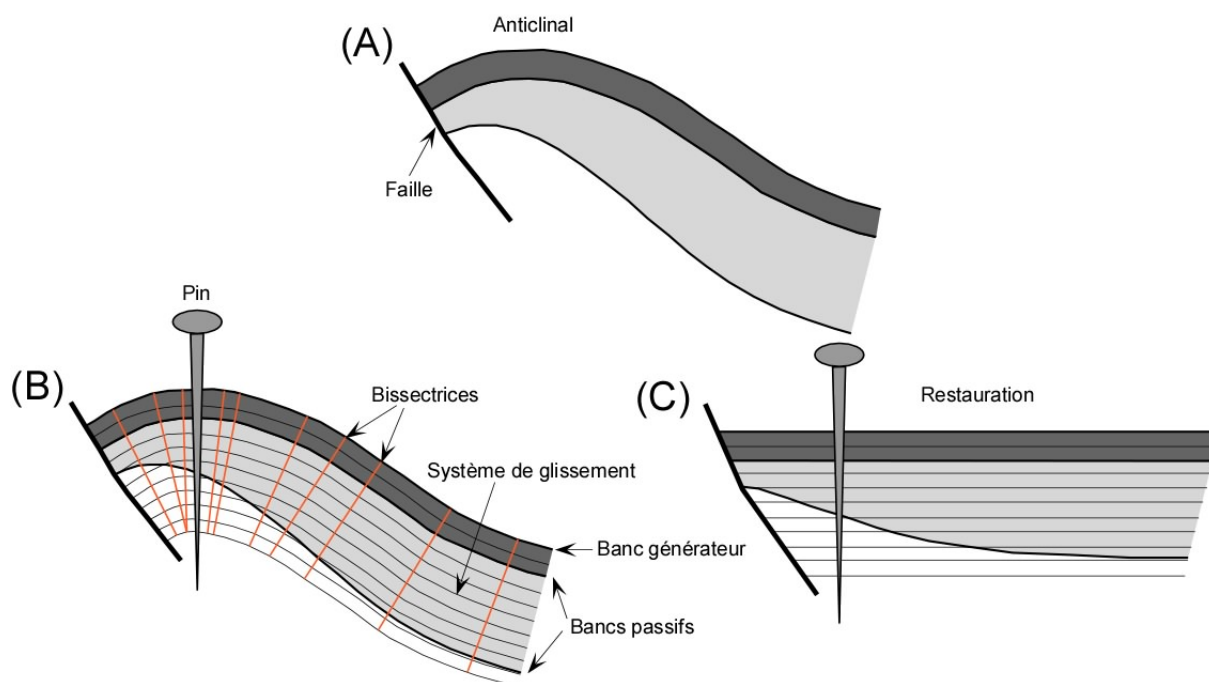


Figure 4. 6 : Le principe du « flexural slip ». A: coupe d'une structure plissée; B: paramètres nécessaires pour la restauration; C: coupe restaurée. Modifiée d'après Midland Valley Exploration Ltd.

4.2.2. Principes de la thermochronologie basse température

La thermochronologie basse température est basée sur l'utilisation des systèmes isotopiques (désintégration des éléments pères en éléments fils dans un minéral au cours du temps) pour contraindre l'âge des différents processus verticaux s'opérant dans la partie supérieure de la croûte continentale. Ces systèmes isotopiques montrent une accumulation partielle des éléments fils qui dépend de la température: pour des températures supérieures à un seuil, les éléments fils ne sont pas retenus dans le minéral. La méthode des traces de fission sur apatites (TFA) permet de reconstituer l'histoire thermique des roches, en datant le passage à travers les isothermes (Gallagher, 1995) dans une gamme de températures comprises entre 120 et 60°C, dépendant de la composition chimique individuelle de chaque apatite. Ces données apportent des informations sur la structure thermique de la croûte supérieure, et sont ensuite utilisées pour quantifier les vitesses et les magnitudes des processus d'enfouissement et d'exhumation (Figure 4. 7).

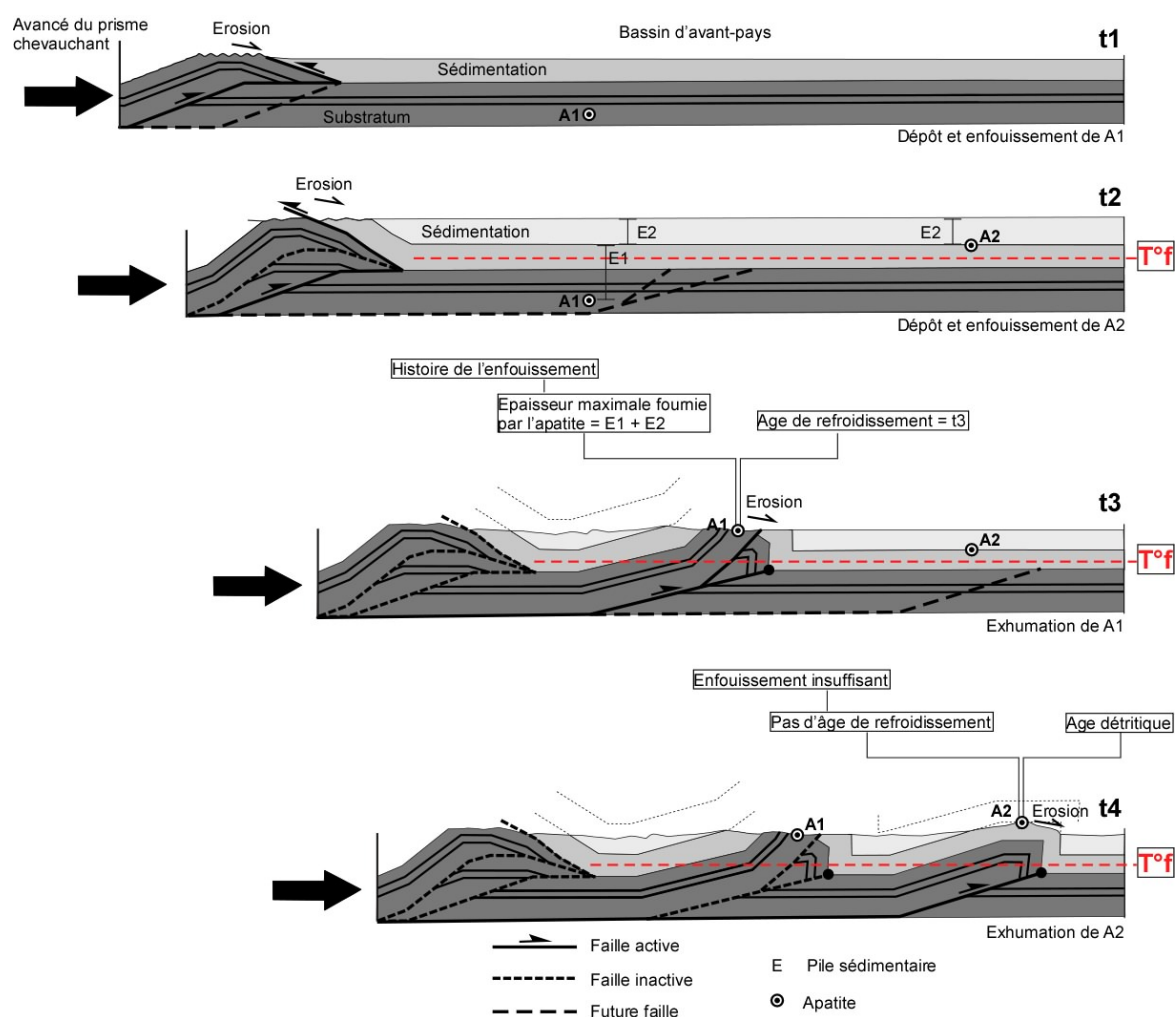


Figure 4. 7 : Evolution d'un système contrôlé par un prisme chevauchant en zone proximale d'un bassin d'avant-pays, à partir des données TFA (modifiée d'après Hermoza, 2004). On peut observer les trajectoires suivies par deux échantillons (A1 et A2) avant échantillonnage en surface. On voit que l'échantillon A1 provenant du substratum, a été soumis à une température suffisante ($>T^{\circ}f$; température de fermeture) pour enregistrer sa remontée à travers les isothermes et l'exhumation de la structure. L'âge TFA obtenu est un âge d'exhumation qui permet de reconstituer la vitesse de raccourcissement. Au contraire, l'échantillon A2 provenant des séries sédimentaires n'a pas atteint la $T^{\circ}f$ et aura un âge TFA détritique. L'exhumation de la structure associée n'est pas contrainte.

4.2.2.1. Préparation des échantillons et séparation des apatites pour les TFA

J'ai réalisé moi-même, au laboratoire de Toulouse, la préparation des échantillons pour les analyses des TFA. Le tri des apatites a été effectué ensuite à l'Université Paris-Sud Orsay/Laboratoire IDES avec l'aide de Jocelyn Barbarand et Cécile Gautheron.

Un à cinq kilos de grès grossiers ont été collectés pour chaque échantillon à analyser. Il est préférable de prélever des sédiments non altérés dans une excavation récente ou dans le lit des rivières car les apatites sont des minéraux particulièrement sensibles à l'altération. Les échantillons sont broyés à plusieurs reprises avec un broyeur à mâchoires dont l'écartement est de plus en plus petit (Figure 4. 9). Le tamisage s'effectue avec des tamis en métal de 400, 200 et 63 μm . La fraction inférieure à 400 μm est retirée entre chaque passage au broyeur, pour ne pas casser ou réduire en poudre les grains déjà séparés. Ensuite je tamise à 200 μm . La fraction inférieure à 200 μm est tamisée à 63 μm , sous eau froide, pour éliminer les fractions fines (Figure 4. 9). La fraction inférieure à 63 μm est jetée. À la fin, l'idéal est d'avoir ~800 g de la fraction 63-200. Une fois la fraction 63-200 sèche, je procède à une séparation minérale par liqueur dense au bromoforme de densité 2.85 (Figure 4. 9). La séparation minérale s'effectue sous une hotte à aspiration horizontale pour éviter au maximum d'être en contact avec le bromoforme. La fraction lourde est lavée plusieurs fois à l'éthanol, avant d'être passée au séparateur magnétique Frantz, afin d'éliminer les minéraux magnétiques. Un passage au diiodométhane de densité 3.31 permet de séparer les apatites et zircons qui ont tendance à se confondre dans les roches sédimentaires. Cette étape s'effectue également sous une hotte, en raison du caractère hautement nocif du produit chimique. Les apatites sont ensuite triées sous une loupe binoculaire à fort grossissement ($> \times 100$).

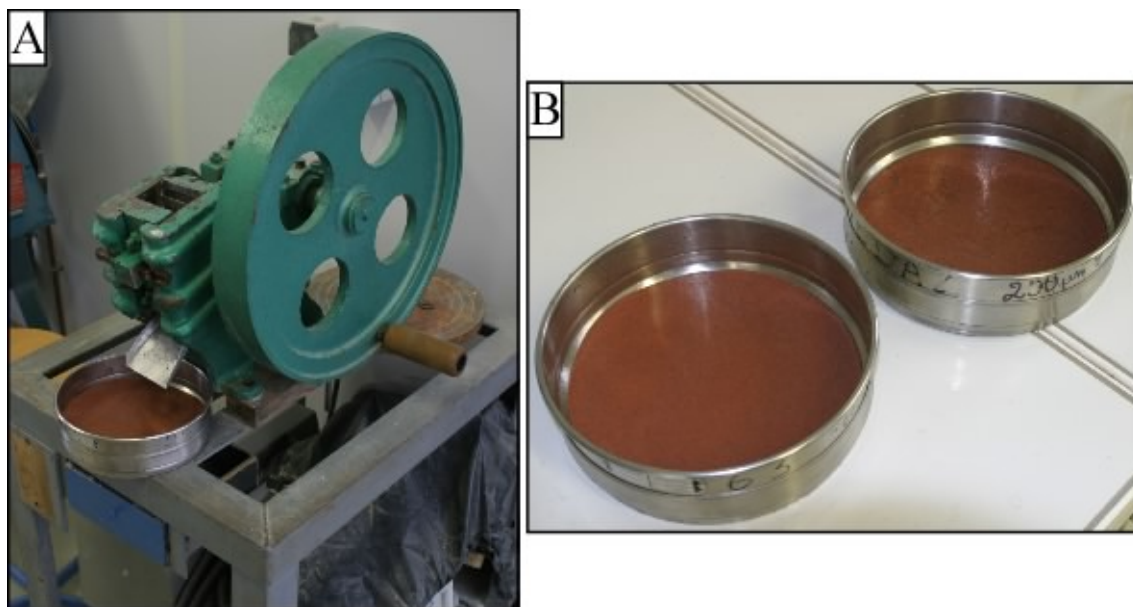


Figure 4. 8 : A: broyeur à mâchoires manuel. B: Tamisage d'un échantillon à 200, puis à 63 μm .

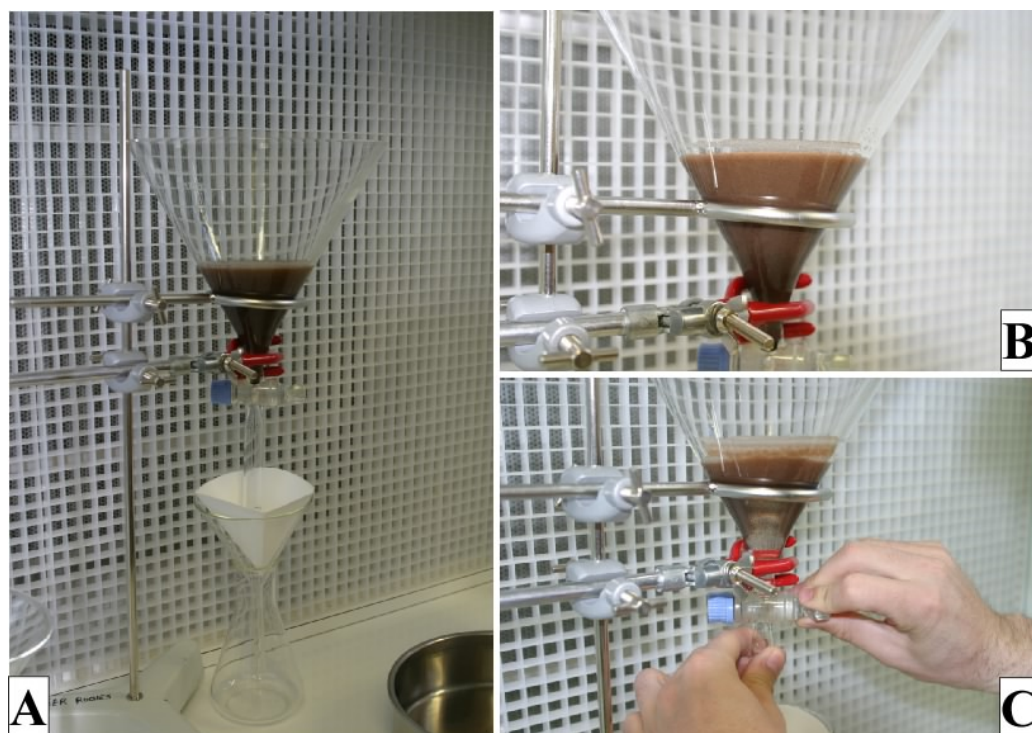


Figure 4. 9 : Séparation des apatites par liqueur dense au bromoforme. A: Vue d'ensemble du dispositif sous la hotte à aspiration horizontale avec un entonnoir contenant le bromoforme et la fraction de l'échantillon 63-200. B: Après avoir mélangé l'ensemble, on laisse décanter les minéraux. C: La fraction légère (quartz, feldspaths,...) flotte dans le bromoforme, tandis que les minéraux lourds (apatites, zircons,...) tombent au fond de l'entonnoir avant d'être récupérés lors de la vidange.

4.2.2.2. La méthode des TFA

La densité de traces par unité de surface est fonction de l'âge du minéral, de sa concentration en uranium et de son histoire géologique. Ainsi, pour calculer l'âge TFA d'un minéral, il faut connaître la densité de traces naturelles et sa teneur en uranium. La détermination d'un âge TFA nécessite le comptage de deux densités de traces: la densité des traces spontanées issues de la fission spontanée de ^{238}U , et la densité des traces induites provenant de la fission de ^{235}U provoquée par l'irradiation aux neutrons lents (thermiques) dans un réacteur nucléaire, afin de déterminer la teneur en uranium du minéral. Le comptage des traces se fait par la méthode du détecteur externe (Gleadow, 1981; Hurford et Green; 1983; Gallagher et al, 1998) et l'âge TFA se calcule avec la formule:

$$\text{Age AFT} = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left[1 + \left(\frac{\xi \lambda_d \rho_s g \rho_d}{\rho_i} \right) \right]$$

où λ_d est la constante de décroissance radioactive du ^{238}U (1.55125 e^{-10}), ξ le facteur de calibrage, ρ_s la densité de traces spontanées, ρ_i la densité de traces induites, ρ_d la densité de traces induites dans le détecteur externe placé au-dessus du verre standard et g le facteur géométrique (0.5).

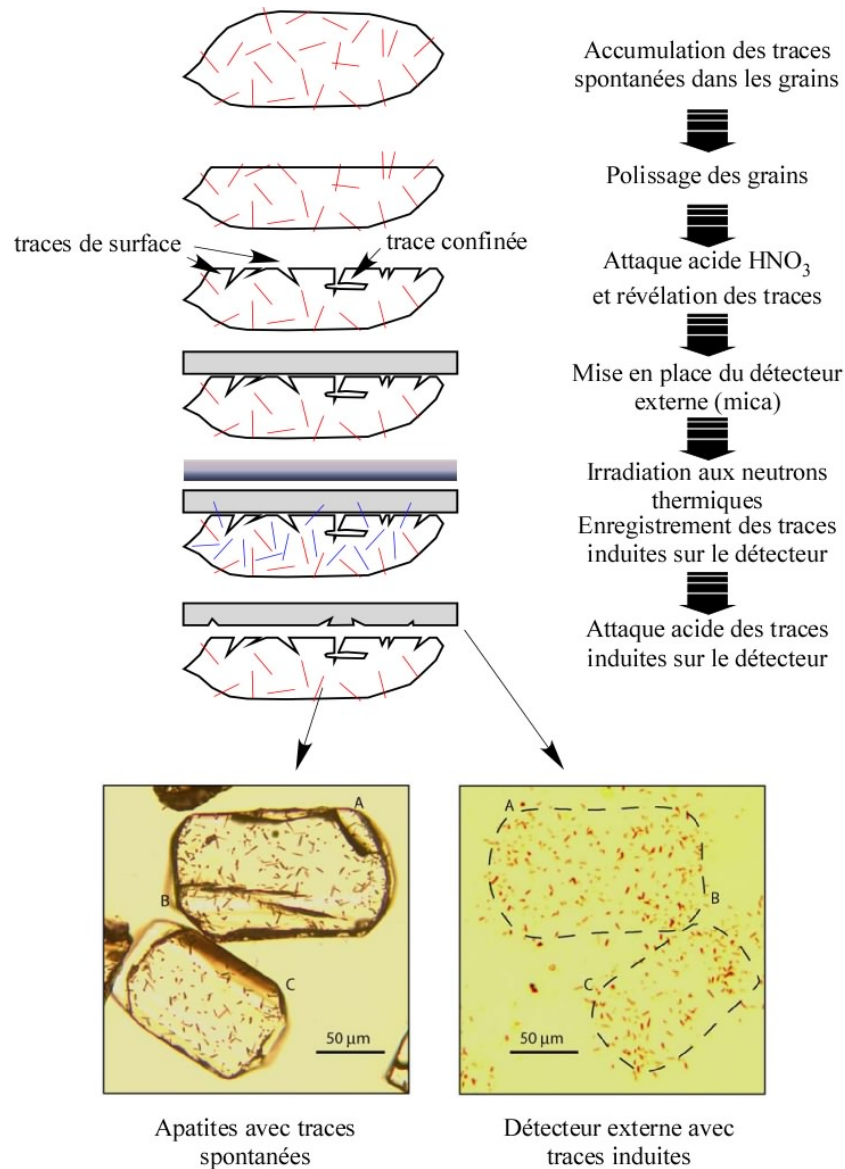


Figure 4. 10 : Méthode du détecteur externe (Galagher et al., 1998). Photos de Vassalo (2006). Voir détails dans le texte.

Pour réaliser le comptage des différents types de traces, les grains sont montés sur un plot en époxy à l'araldite et disposés sur leur face longue et parallèlement à l'axe $\hat{c}$. Ils sont ensuite polis et attaqués chimiquement à l' HNO_3 à 5M à $20 \pm 1^\circ\text{C}$ pendant 20 secondes afin de révéler les traces spontanées qui recoupent la surface polie. Parfois, la révélation d'une trace en surface permet la révélation d'une trace confinée. Ensuite, l'irradiation est effectuée après avoir accolé sur la face polie des grains un détecteur externe (feuille de muscovite) qui enregistrera les traces induites par les neutrons thermiques. Ce détecteur externe est ensuite attaqué chimiquement à l' HF à 40% pendant 20 minutes (Figure 4. 10).

Le comptage des traces s'effectue au microscope optique avec un grossissement $\times 1000$, à l'aide d'une grille de comptage placée dans un des oculaires (Figure 4. 11). La mesure des traces confinées se réalise grâce à une tablette digitale et d'un curseur équipé d'une diode électroluminescente. Les âges TFA sont ensuite déterminés en utilisant la procédure de calibration zéta (Hurford et Green, 1983).

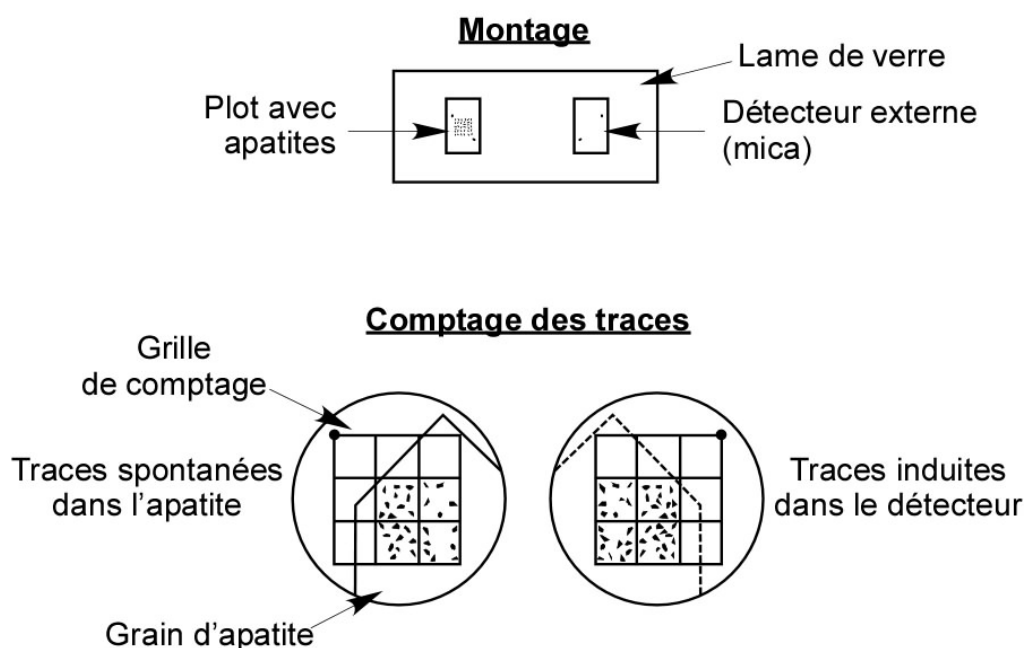


Figure 4. 11 : Comptage des traces par la méthode du détecteur externe (d'après Carpéna et Mailhé, 1985).

Les TFA sont des zones où le réseau cristallin d'un minéral est modifié par la fission des atomes d'U. Une trace juste formée est une zone cylindrique d'environ $14.5 \mu\text{m}$ terminée par deux extrémités coniques. Quand il y a augmentation de la température et donc de

l'enfouissement, le réseau cristallin se réorganise de telle sorte que les traces s'amincissent et se rétrécissent pour disparaître en franchissant l'isotherme $110 \pm 10^\circ\text{C}$ (Zeitler et al., 1987; Carlson, 1990; Ketcham et al., 1999). Ce phénomène est connu sous le nom de «track annealing» (effacement de la trace par un recuit; Green et al., 1986). Si la température diminue ensuite (exhumation), de nouvelles traces se forment dans l'apatite et commencent à être conservées lors du franchissement de l'isotherme $110 \pm 10^\circ\text{C}$.

Les âges TFA correspondent à des âges minimum (le franchissement est plus vieux ou égal si la longueur des traces est de $14.5 \mu\text{m}$) pour le dernier passage au-dessus de l'isotherme $110 \pm 10^\circ\text{C}$ (Green et al., 1986). Pour des températures supérieures, dans les cristaux d'apatites, l'effacement ou cicatrisation (restauration du réseau cristallin par diffusion) des traces se réalisent instantanément à l'échelle des temps géologiques. En revanche, pour des températures inférieures, cette cicatrisation devient plus lente jusqu'à devenir négligeable pour des températures inférieures à 60°C . Il a été défini trois zones de stabilité thermique des traces latentes (Figure 4. 12) (Wagner et Storzer, 1972; Carpena et Mailhé, 1985; Tagami et Shimada, 1996):

- Une zone d'instabilité totale (ZIT) des traces où la température est supérieure à $110 \pm 10^\circ\text{C}$: l' ^{238}U fissionne, mais les traces ne sont pas enregistrées; le chronomètre ne fonctionne pas.
- Une zone de rétention partielle (ZRP) des traces comprises entre $110 \pm 10^\circ\text{C}$ et 60°C où, au fur et à mesure que les traces se forment, elles sont affectées d'un recuit thermique et leur longueur révélée est diminuée; le chronomètre fonctionne mais il est retardé, l'âge est rajeuni.
- Une zone de rétention totale (ZRT) des traces où la température est inférieure à 60°C . La température est suffisamment basse pour que toutes les traces formées soient enregistrées sans être affectées de recuit thermique; le chronomètre fonctionne et il est à l'heure.

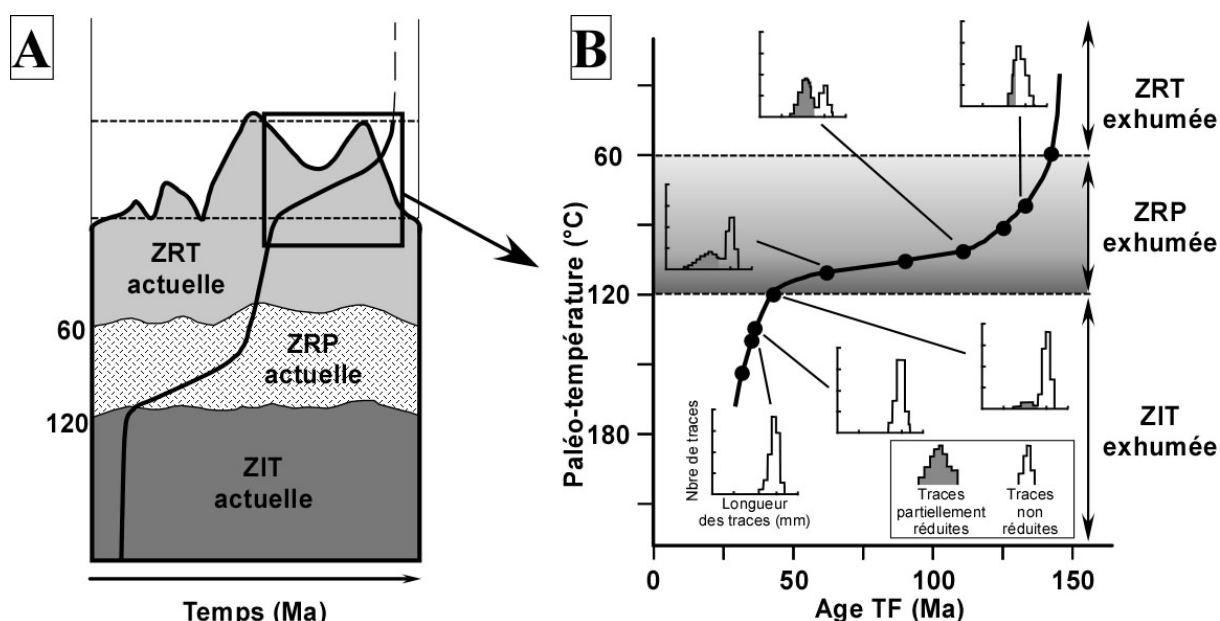


Figure 4. 12 : La relation âge-altitude (ou température) « break in slope ». A: le triptique de stabilité thermique actuel et ancien, exhumé en faveur d'un soulèvement tectonique plus ou moins rapide. B: Détails du paléo-« break in slope ». Voir explications dans le texte (modifiée d'après Fitzgerald et al., 1995).

Ainsi, on constate que les âges TFA diminuent avec la profondeur, ainsi que les longueurs des traces en raison de l'augmentation de la température, jusqu'à une température limite, au-delà de laquelle les thermochronomètres sont remis à zéro ($T_{\max} > 110 \pm 10^\circ\text{C}$) (Figure 4. 12). Si l'érosion est suffisamment rapide et constante (par exemple en faveur d'une faille), un niveau crustal sera fossilisé et un profil profondeur-âge TFA montrera une forme en « break in slope », caractéristique d'une exhumation rapide (Hendrix et al., 1994; Fitzgerald et al., 1995; Spotila, 2005; Zheng et al., 2006). Dans ce profil, la diminution des âges TFA avec la paléo-profondeur marque la base de la ZRP exhumée. La partie inférieure du profil montre que les âges TFA sont sensiblement invariants avec la profondeur. La pente de cette droite permet de calculer la vitesse de traversée de l'isotherme $110 \pm 10^\circ\text{C}$, soit en d'autres termes, la vitesse d'exhumation. Dans la plupart des cas, ce taux est apparent car la traversée des isothermes est souvent trop lente pour figer une paléo-température. La température de fermeture peut être perturbée par la topographie, et la pente de la relation âge-profondeur donnera une surestimation du taux réel d'exhumation (Braun, 2002).

Finalement, l'évolution des longueurs des traces en fonction de la température permet, en la modélisant, d'obtenir une histoire thermique continue du refroidissement

(Figure 4. 13) (Laslett et al., 1987; Duddy et al., 1988; Green et al., 1989) à partir du logiciel AFTSolve (voir chapitre 4.2.2.4.2.).

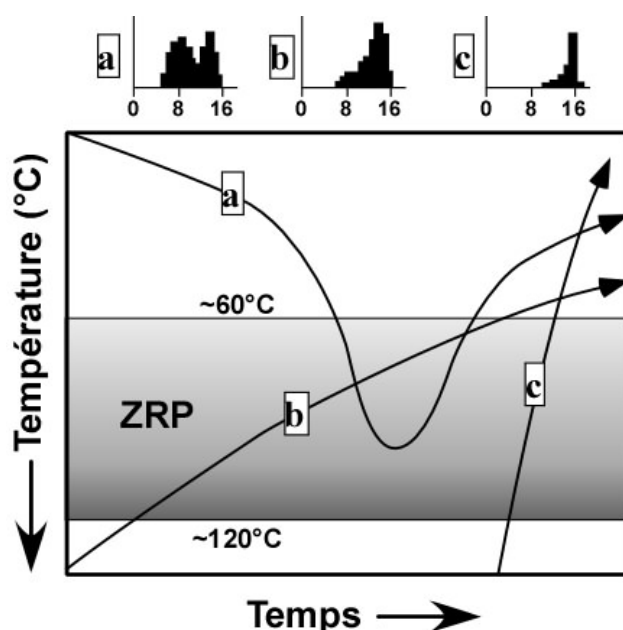


Figure 4. 13 : Histoires thermiques schématiques avec la distribution des longueurs des traces. Le chemin (a) montre un recuit dans la ZRP, suivi d'un refroidissement. Pour obtenir l'âge d'exhumation, il est nécessaire de faire une modélisation du chemin temps-Température (t-T) sous AFTSolve. Les chemins (b) et (c) montrent des refroidissements plus ou moins rapides depuis une température supérieure à la température de fermeture de l'apatite à 120°C. L'âge TFA est un âge d'exhumation. Modifiée d'après Gleadow et al., 1983.

4.2.2.3. La réflectance de la vitrinite

Le pouvoir réflecteur de la vitrinite ou la réflectance de la vitrinite (R_o) est utilisé par les pétroliers pour étudier la maturité des roches-mères, qui dépend de la transformation cinétique de la matière organique présente dans les roches sédimentaires. La vitrinite est un macéral (contraction de macération et de minéral) dérivé des plantes supérieures ligneuses (plantes terrestres), après décomposition chimique et gélification. Avec l'augmentation de la maturité, la composition chimique, la structure et les caractéristiques optiques de la vitrinite changent. La valeur de R_o , liée à l'action de la température et du temps, est irréversible (Sweeney et Burnham, 1990 ; Peters et Cassa, 1994; Shi et al., 2000). La relation entre les données de R_o et la profondeur apporte des informations importantes sur l'histoire thermique du bassin et l'enregistrement de l'histoire de l'enfouissement sédimentaire.

D'autre part, les données de Ro peuvent être utilisées pour identifier des discontinuités majeures et estimer les taux d'érosion en accord avec les paléo-gradients géothermiques (Allen et Allen, 2005).

4.2.2.4. Modélisation des résultats

4.2.2.4.1. Binomfit

Un des problèmes majeurs quand on détermine un âge TFA dans les roches sédimentaires, est d'établir et d'interpréter la dispersion des âges TFA, en raison de la composition chimique individuelle de chaque grain. Ces variations peuvent influencer profondément sur le résultat. La mesure du Dpar (diamètre des trous d'attaque parallèle à l'axe $\hat{c}$ du grain) apporte des informations sur la composition chimique (par exemple la teneur en Cl). En général, la résistance des traces au recuit peut être liée à l'augmentation du Dpar (Donelick et al., 2005). Ainsi, dans un même échantillon, des apatites résistantes retiendront plus de traces, tandis que dans les autres, les traces seront complètement effacées, entraînant un âge mixte avec peu de significations géologiques. Le test du $P(X^2)$ montre qu'une distribution d'âges est concordante si $P(X^2) > 5\%$, et discordante si $P(X^2) < 5\%$ (Gailbraith, 1981; Green; 1981). Lorsque l'échantillon présente une dispersion concordante, « le pooled age » est utilisé comme âge TFA (Galbraith and Laslett, 1993). Si la dispersion est discordante, le logiciel Binomfit (Brandon, 1996, 2002) est utilisé pour discriminer les différentes populations, à partir d'une décomposition de la distribution des âges en ses composantes principales (pics d'âge), à travers l'application d'un algorithme binomial (Gailbraith et Green, 1990). Le pic le plus jeune est alors le plus représentatif pour quantifier l'exhumation (Gailbraith et Laslett, 1993; Brandon, 2002).

4.2.2.4.2. AFTSolve

Le logiciel de modélisation des données de TFA AFTSolve (Ketcham et al., 2000) permet de modéliser les chemins temps-Températures (t-T) possibles parcourus par un échantillon lors de son histoire thermique. Le principe de base de ce programme est une

calibration caractérisant le recuit des TFA, en fonction du temps et de la température. Cette calibration est basée sur le fait que dans la nature, les apatites ne représentent qu'une simple population cinétique, et possèdent des comportements différents lors du recuit et des températures de fermeture différentes (Ketcham et al., 2000).

Le logiciel AFTSolve est basé sur le modèle de cicatrisation des traces conçu par Ketcham et al. (1999) et les données expérimentales de Carlson et al. (1999). Ce programme permet d'obtenir un modèle thermique (chemin t-T) à partir de l'inversion des données de longueur des traces, combiné aux âges TFA et aux données géologiques de la région étudiée. Cette inversion correspond à un calcul statistique en effectuant 10 000 itérations par la méthode Monte Carlo. Les valeurs modélisées sont ensuite comparées aux données via un test de Kolmogorov-Smirnov (Willet, 1997; Willet et al., 1997). Le paramètre statistique du GOF (*goodness-of-fit*) indique si le modèle t-T s'accorde avec les données (GOF=1) ou pas (GOF=0). De plus, des enveloppes de confiance du modèle sont calculées. Elles indiquent des histoires thermiques statistiquement acceptables (enveloppe verte, $0.05 < \text{GOF} < 0.5$) et bonnes (enveloppe magenta, $\text{GOF} > 0.5$). Lorsque la modélisation inverse n'est pas possible (échantillon de fond de puits situé dans la ZRP par exemple), une modélisation Genex des données est réalisée avant d'effectuer une modélisation directe sous AFTSolve.

4.2.2.4.3. Genex

Pour évaluer l'histoire de l'enfouissement et la maturation des roches-mères, l'évolution de la température et de Ro ont été modélisées en fonction de l'enfouissement et du temps en utilisant le logiciel 1D Genex Single Well version 2.2 (Beicip-Franlab, 1995). Les données nécessaires à cette modélisation sont: les profondeurs et les âges des formations sédimentaires, leurs lithologies, les valeurs de porosité et de conductibilité, la température de surface, les températures de fond de puits, les valeurs de Ro et les périodes d'érosion. Le logiciel Genex se base sur la méthode du « back-stripping » (Stechler et Watts, 1978) et a été utilisé pour modéliser la subsidence tectonique, ainsi que les taux de subsidence et de sédimentation dans le bassin d'Ucayali au niveau de l'Arche de Fitzcarrald (voir Chapitre 2.3). L'utilisation conjointe de Genex et des données de TFA permet de modéliser les

températures maximales atteintes par les roches, au cours du temps ainsi que les piles sédimentaires érodées.

4.3. PALEOZOIC STRUCTURAL CONTROLS ON SUBANDEAN SHORTENING TRANSFER: EXAMPLE FROM THE FORELAND THRUST SYSTEM OF THE ENE AND SOUTHERN UCAYALI BASIN, PERU

Nicolas Espurt¹, Stéphane Brusset¹, Patrice Baby^{1,2}, Wilber Hermoza³, Rolando Bolaños³ and Dennys Uyen⁴

¹LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 Av. E. Belin, F-31400 Toulouse France.

²IRD, Convenio IRD-PERUPETRO, Calle Teruel 357, Miraflores, Lima 18, Peru.

³PERUPETRO, Convenio IRD-PERUPETRO, Av. Luis Aldana 320, San Borja, Lima 41, Peru.

⁴PLUSPETROL, Convenio IRD-PERUPETRO-PLUSPETROL, Av. Republica de Panama 3055, San Isidro, Lima 27, Peru.

Article soumis à *Tectonics*

Résumé en français

Les caractéristiques structurales de la zone subandine du bassin d'Ucayali située sur le flanc nord de l'Arche de Fitzcarrald, sont présentées sous la forme d'un article soumis dans la revue *Tectonics*.

Le bassin d'Ucayali est situé à l'extrémité sud-ouest du bassin d'avant-pays nord-amazonien et au Nord de l'Arche de Fitzcarrald. Dans cette région, le front orogénique est constitué par plusieurs unités morphostructurales qui présentent des caractéristiques structurales très différentes. A l'Ouest, la Cordillère Orientale est essentiellement constituée de roches sédimentaires et méta-sédimentaires paléozoïques et de plutons granitiques paléozoïques. Le bassin du Ene correspond à un bassin néogène de type piggyback, structuré par une tectonique de chevauchements de couvertures et décollé à la base des séries sédimentaires paléozoïques. L'importante Cordillère Otishi est caractérisée par sa forme arquée, typique de chevauchements de couverture. Le bassin de Camisea est déformé par un

système de chevauchement de couverture. Enfin, le bassin d'Ucayali est déformé par des hauts structuraux (Shira et Sepa), impliquant le socle. La zone située entre la Cordillère Otishi et le Shira correspond à une importante zone de déformation oblique par rapport à la direction de raccourcissement régional.

La succession stratigraphique impliquée dans la déformation néogène est d'âge Paléozoïque inférieur à Pleistocène et repose sur le substratum précambrien formé de roches magmatiques et métamorphiques (Figure 4. 14). La pile sédimentaire peut être divisée en quatre sous-ensembles tectono-sédimentaires. L'unité inférieure est constituée par des roches d'âge Ordovicien à Carbonifère inférieur, essentiellement de nature marine et silico-clastique. Les séries ordoviciennes correspondent aux formations Ananea, San Gaban, San José et Sandia, surmontées par la Formation Cabanillas du Dévonien et la Formation Ambo du Carbonifère inférieur. La géométrie de cet ensemble forme un prisme sédimentaire qui se biseaute vers le Nord-Est sous la surface d'érosion du Carbonifère supérieur. La seconde unité, d'âge Carbonifère supérieur à Jurassique, est discordante sur la précédente. Elle est marquée à sa base par les grès verts du Carbonifère supérieur de la Formation Tarma. Ces grès sont surmontés par la puissante série carbonatée carboniféro-permienne de la Formation Copacabana. Cette série carbonatée est limitée au sommet par les lutites noires de la Formation Ene, les grès fluvio-éoliens de la Formation Noi et les argiles rouges de la Formation Shinai d'âge Trias-Jurassique (?). La troisième unité est constituée par les puissantes formations permo-jurassiques Mitu, Pucara et Sarayaquillo qui sont essentiellement conservées à l'Ouest du bassin du Ene, dans la structure extensive d'Oxapampa-Satipo. L'équivalent oriental de ces formations correspond en grande partie à la Formation Nia inférieur, caractérisée par des grès éoliens et les calcaires moyens (équivalent Sarayaquillo). La quatrième unité est jalonnée à sa base par une importante surface d'érosion d'âge Crétacé. Les séries sédimentaires qui se développent dans cette unité sont d'âge Crétacé supérieur à Pliocène. De bas en haut, les séries crétacées correspondent aux formations fluvio-marines du Nia moyen, Raya, Nia supérieur, Chonta, et Vivian. Les formations syn-orogéniques tertiaires se sont déposées au cours de la mise en place du système de bassin d'avant-pays. Elles correspondent de bas en haut, aux formations Yahuarango, Pozo, Chambira et Ipururo. Enfin, l'unité supérieure correspond aux formations Timpia et Ucayali. La Formation Timpia correspond à un dispositif sédimentaire

en discordances progressives. La Formation Ucayali, d'âge Pléistocène, est une série fluviale remplissant le fond des vallées incisées.

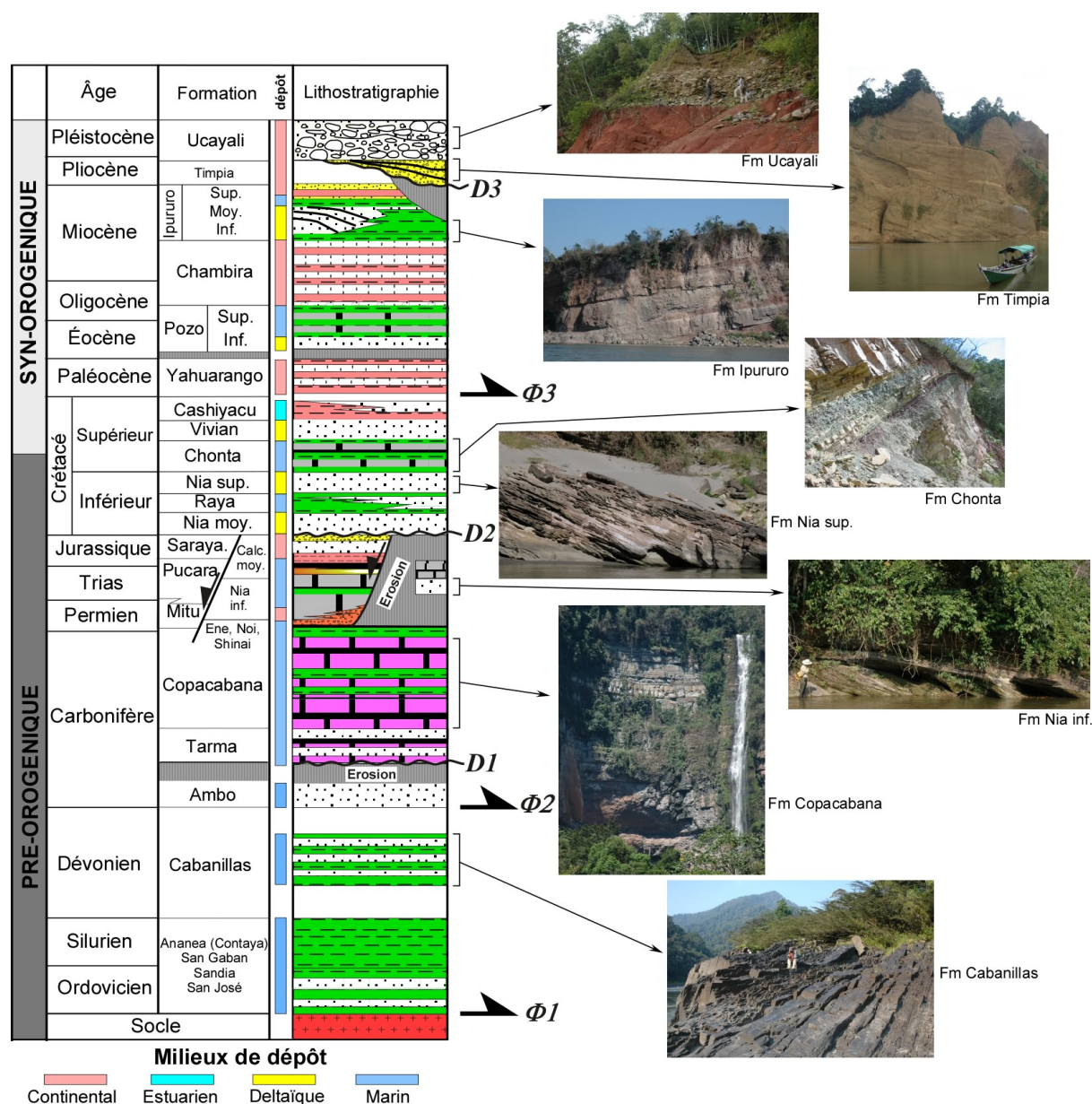


Figure 4. 14 : Colonne stratigraphique généralisée pour la zone subandine du bassin d'Ucayali sud. Trois principales surfaces d'érosion sont notées: D1 – base de la Formation Tarma (Carbonifère supérieur); D2 – base de la Formation Nia moyen (Crétacé); D3 – base des formations syn-tectoniques pliocènes (Formation Timpia). Les décollements majeurs sont indiqués: $\phi 1$ – base des séries paléozoïques; $\phi 2$ – Formation Ambo; $\phi 3$ – base des séries tertiaires. Nomenclatures des formations mésozoïques d'après Chung et al. (2006). Modifiée de Hermoza (2004).

L'exploration pétrolière de cette région de la zone subandine fournit d'importantes données de sous-sol (données de forages et profils sismiques) que nous avons couplées aux données de terrain, dans le but de construire deux coupes équilibrées d'échelle régionale. Ces résultats nous ont permis d'analyser l'architecture tectonique du bassin d'Ucayali. L'évolution néogène du bassin d'Ucayali a été contrôlée par deux prismes tectoniques superposés qui diffèrent par leurs styles tectoniques. Le prisme tectonique inférieur est formé par une tectonique de socle (*thick-skinned tectonic*) héritée de chevauchements carbonifères. Les données de sismiques réflexions montrent que ce segment de chaîne paléozoïque a été érodé, puis scellé par les séries fluvio-marines du Carbonifère supérieur de la Formation Tarma. Cette importante érosion a généré un substratum paléozoïque hétérogène pour les futurs chevauchements néogènes. Le prisme tectonique supérieur correspond à la pile sédimentaire impliquée dans la zone subandine. Ce prisme supérieur est essentiellement déformé par une tectonique de couverture (*thin-skinned tectonic*). L'analyse quantitative Nord-Sud du raccourcissement à partir de la restauration des coupes équilibrées montre que l'interaction des deux prismes tectoniques a produit un partitionnement vertical du raccourcissement. La zone subandine présente des valeurs de raccourcissement inégales et des caractéristiques structurales très différentes. Ceci s'explique par les variations d'épaisseur du prisme sédimentaire paléozoïque qui semblent avoir contrôlé la propagation vers l'Est du front de chevauchement de la zone subandine. En effet, l'augmentation de l'épaisseur vers le Sud de la pile sédimentaire paléozoïque, a engendré des décollements majeurs. Au Nord, la faible épaisseur du prisme paléozoïque se traduit par un raccourcissement inférieur de 7 km (16%) par rapport au Sud, et le développement d'importantes superpositions d'écaillés dans le bassin du Ene. Cette perte de raccourcissement dans la zone subandine a été compensée en réactivant les structures paléozoïques dans le socle du prisme tectonique inférieur (Shira et Sepa). Nous proposons que ce transfert de raccourcissement a généré en surface une zone de transfert d'échelle régionale, oblique à la direction de raccourcissement: la rampe oblique du Tambo. Cette rampe se superpose à la bordure nord-est du prisme sédimentaire paléozoïque.

Enfin, cette analyse géométrique montre que les systèmes pétroliers sont étroitement liés par les chevauchements de couverture de la zone subandine. Ces résultats apportent de nouvelles perspectives pour les explorations pétrolières dans cette région des Andes.

Abstract

The Neogene evolution of the Ene and southern Ucayali basins of the Subandes has been controlled by two stacked tectonic wedges that differ from their tectonic styles. The lower structural wedge is formed by deep seated décollements within the basement linking to thick-skinned foreland structures inherited from a Paleozoic thrust system. Seismic reflection data show that this Paleozoic contractional system has been eroded and unconformably covered by Late Carboniferous shallow marine clastic sediments, generating irregular Paleozoic sedimentary wedge architecture, capable of Neogene décollements. The upper structural wedge, the Subandean zone, develops in the sedimentary wedge. It is essentially driven by a thin-skinned tectonic owing to preserve Paleozoic décollements. The N-S quantitative analysis of the shortening from regional cross-section balancing shows that the interaction of these two stacked thrust systems induced a complex structural architecture of the orogenic front and a vertical partitioning of the shortening. The N-S thickness variations of the Paleozoic sedimentary wedge controlled the eastward propagation of the Subandean zone thrust system. The southern thickening of the Paleozoic series generated major décollements with a shortening excess of 7 km (16%) in comparison to the North. Consequently, the northern lack of shortening onto the Subandean zone has been compensated by a shortening transfer into the Paleozoic contractional structures of the lower structural wedge. We propose that this shortening transfer has been accommodated by a regional transfer zone, oblique to the regional tectonic transport direction: the Tambo oblique ramp. This geometry analysis of the Ene-southern Ucayali thrust system provides new perspectives for future hydrocarbon explorations in this region.

Keywords: Transfer zone, Structural wedge, Paleozoic structure, Balanced cross-section, Subandean, Petroleum system.

4.3.1. Introduction

Transfer zones have been defined by *Dahlstrom* [1969] as zones where the shortening is transferred from one structure to another, inducing lateral variations in the thrust system geometry. This mechanism has been described in many frontal regions of foreland thrust systems [*Baby et al.*, 1994; *Wang*, 1997; *Mueller and Talling*, 1997; *Mouthereau et al.*, 1999; *Wilkerson et al.*, 2002; *Ravaglia et al.*, 2004; *McClelland and Oldow*, 2004; *Mon et al.*, 2005], but never in the Peruvian Subandean zone where the shape of the frontal thrusts is very irregular [*Gil et al.*, 2001].

The Ene and southern Ucayali basins extend between 7° and 12°S latitude on the eastern side of the Peruvian Andes (Figure 4. 15). They belong to the northern Amazonian foreland basin [*Roddaz et al.*, 2005] on the northern flank of the Fitzcarrald Arch [*Espurt et al.*, 2007]. The Peruvian Subandean zone developed since the middle Miocene [*Hermoza et al.*, 2005] and is still in progress [*Dorbath*, 1996]. The northern Ucayali Subandean structures are N-S-trending and related principally to tectonic inversions [*Gil et al.*, 2001; *Hermoza et al.*, 2005] whereas the southern Ucayali and the Ene Subandean zone exhibits typical curved thrust structures which interact with inherited structural highs (Figure 4. 16) [*Dumont et al.*, 1991]. In the Ene basin, this interaction induced a conspicuous NW-SE-trending fault system, the Tambo fault system [*Mégard*, 1978], oblique to the ENE-trending regional shortening (Figure 4. 16). Its structural geometry emanates morphostructural evidences of a regional transfer zone. However, data to support this interpretation were enigmatic because this zone has been poorly explored [*Mégard*, 1978]. Nevertheless, the location of this oblique thrust system is expected to play an important role in the evolution of the Subandean fold-and-thrust belt and requires attention for future hydrocarbon explorations. Its southern prolongation corresponds to the large structural traps of the giant Camisea gas/condensate field [*Chung et al.*, 2006].

The aim of this paper is to describe the structural architecture of the southern Ucayali and Ene basins from new surface and sub-surface data. Two regional balanced cross-sections are presented to analyze, geometrically and quantitatively, the Subandean deformation to understand the origin of the regional transfer zone. Relationships between thrust system lateral evolution and location of structural traps are then discussed.

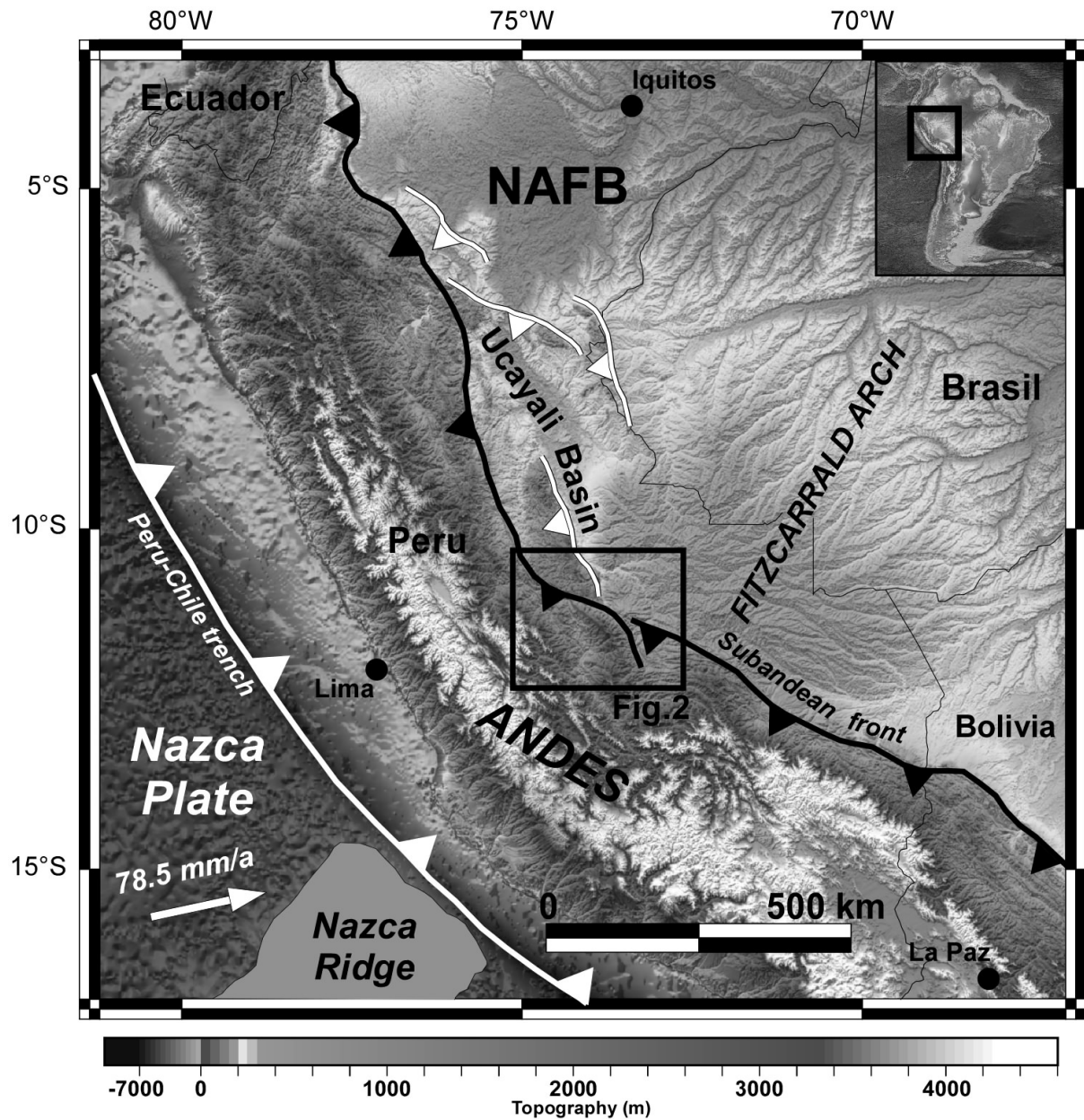


Figure 4. 15 : Geodynamic setting of the central Andes. The Uçayali basin is located on the eastern side of the Andes in the northern Amazonian foreland basin (NAFB) [Roddaz *et al.*, 2005] and North of the Fitzcarrald Arch [Espurt *et al.*, 2007]. The base map is produced using bathymetric data from the Geosat and ERS-1 spacecraft [Smith and Sandwell, 1997] and elevation data from NASA SRTM Gtopo 30. Plate convergence vector is from Gripp and Gordon [2002]. Black square indicates the study area shown in Figure 4.16.

4.3.2. Geological Setting

4.3.2.1. Tectonic Units

The Ucayali basin is located in the south-western corner of the northern Amazonian foreland basin [Roddaz *et al.*, 2005] which overlies the Nazca flat slab segment [Gutscher *et al.*, 1999] (Figure 4. 15). The southern edge of the Ucayali basin displays a complex structural architecture with an eastern Ucayali zone including basement-involved, such as the Shira [Dumont *et al.*, 1991; Gil, 2002] and the Sepa morphologic features, and a western Subandean zone dominated by the thin-skinned tectonic style (Figure 4. 16). The Subandean zone comprises three main tectonomorphic units: the Camisea basin, the Otishi Cordillera and the Ene basin. The south-eastern Camisea unit [Dumont *et al.*, 1991] corresponds to thrust related large wavelength anticlines [Bellido, 1969; Mathalone and Montoya, 1995]. The Camisea basin unit includes the giant gas/condensate fields [Chung *et al.*, 2006]. The Otishi Cordillera unit is characterized by curve-shaped thrust trajectories. The western Ene basin unit is constituted by closely spaced imbricated thrusts. To the West, the Subandean zone is overthrust by the Eastern Cordillera. Thus, the Ucayali thrust system is dominated by a hybrid thin- and thick-skinned tectonic style [Lacombe and Mouthereau, 2002] involving Paleozoic to Tertiary strata and propagating through a heterogeneous mechanical stratigraphy [McQuarrie and Davis, 2002] inherited from pre-Andean paleogeography [Gil *et al.*, 2001].

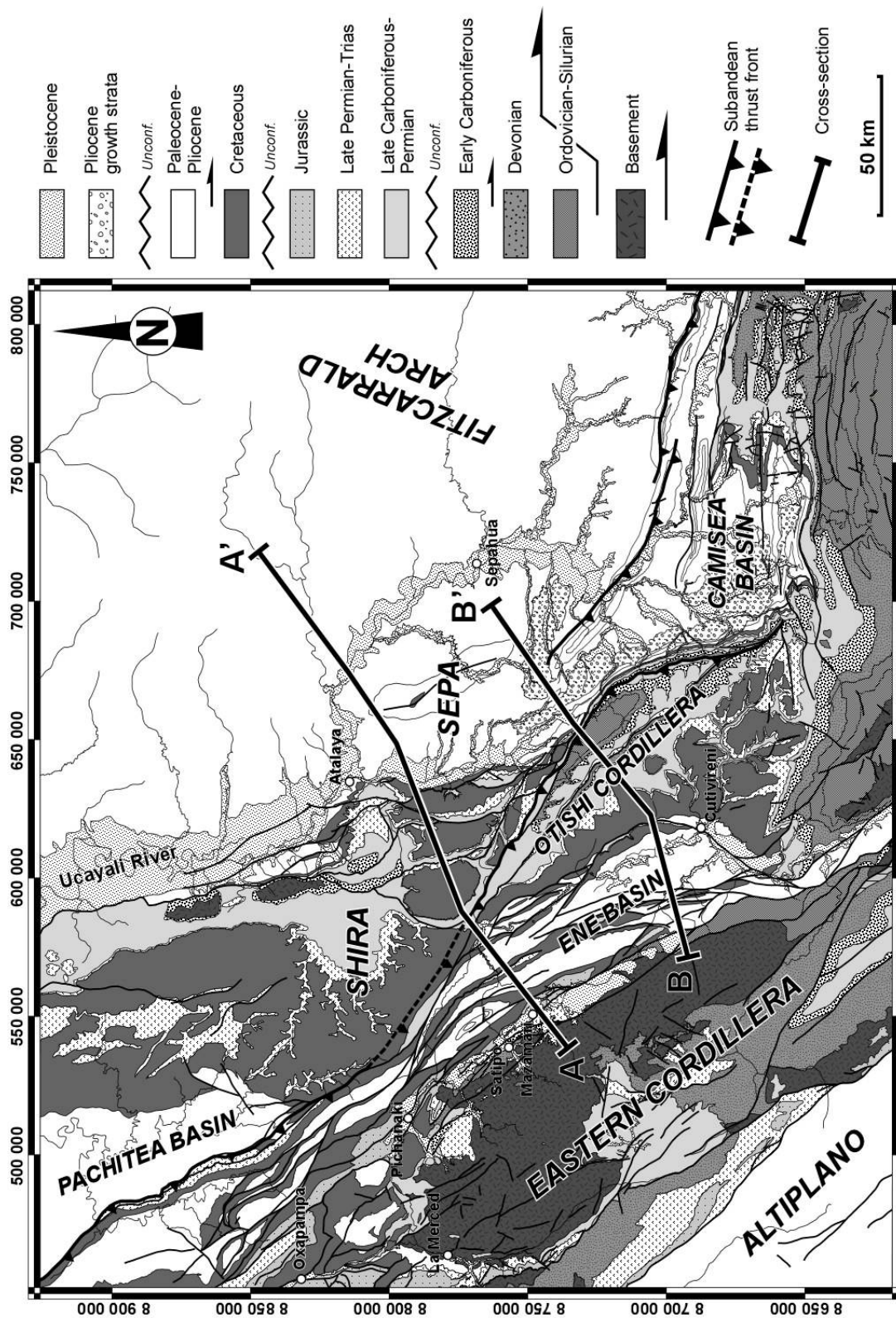


Figure 4. 16 : Geologic map of the southern Ucayali basin. The main structural units described in the text are shown. The location of the two balanced cross-sections are shown (A-A': Ene-Shira-Ucayali, and B-B': Ene-Otishi-Ucayali).

4.3.2.2. Stratigraphy

In the Eastern Cordillera and on the eastern flank of the Shira, the basement is exposed [Mégard, 1978] and constituted by igneous rocks and Paleozoic metasediments (Figure 4. 16). It is overlain by a heterogeneous sedimentary pile ranging from Ordovician to Pleistocene (Figure 4. 17). The sedimentary pile may be divided into five distinct tectonostratigraphic units:

1) The oldest unit corresponds to a Paleozoic south-west thickening wedge formed by Ordovician to Carboniferous rocks. On the western edge of the Ene basin and on the eastern side of the Otishi Cordillera, thick Ordovician/Silurian strata are exposed. They correspond to black shales, sandstones and quartzites [Benavides, 1956; Wilson and Reyes, 1964; Mégard, 1978] of the Ananea, San Gaban, San José and Sandia formations. Devonian rocks consist of thick turbidites, shallow marine and fluvial/deltaic sandstones of the Cabanillas Formation. They are overlain by early Carboniferous shales and coarse-grained sandstones of the Ambo Formation [Newell *et al.*, 1953]. In the Shira, the oldest sedimentary unit formations pinchout on the top of the basement rocks. Ordovician to Early Carboniferous rocks were deformed during the Hercynian tectonic phase [Mégard, 1978].

2) The second unit is made up of Late Carboniferous to Jurassic rocks (Figure 4. 17). At its base, late Carboniferous green sandstones and limestones of the Tarma Formation [Dunbar and Newell, 1946] unconformably overlie the previous unit. The Tarma Formation is covered by thick and isopachous Permian marine limestones of the Copacabana Formation [Cabrera La Rosa and Petersen, 1936] widely exposed in the Shira and the Otishi Cordillera (Figure 4. 16) [Mégard, 1978]. These platform series are topped successively by dolostones interbedded with black marine shales of the Ene Formation, fluvial/aeolian sandstones of the Noi Formation and red marls of the Shinai Formation.

3) Permian-Jurassic strata of the third unit are essentially preserved in the western side of the Ene basin where they filled the Oxapampa-Satipo half-graben (Figure 4. 16 and Figure 4. 17). Early Permian-Triassic red rocks correspond to massive breccias and evaporites of the Mitu Formation [Newell *et al.*, 1953] deposited during rifting phase and period of intense volcanism and plutonism [Capdevila *et al.*, 1977; Dalmayrac *et al.*, 1980; Soler and Bonhomme, 1990]. Jurassic deposits consist in lower limestones, dolomites and evaporites of

the Pucara Formation [Szekely and Grose, 1972; Rosas et al., 2007] deposited as a stable platform during post-rift, and upper fluvial rocks of the Sarayaquillo Formation [Koch, 1962; Mégard, 1979]. To the East, small remnants of the Permian-Jurassic strata (<50 m thick) corresponding to the aeolian sandstones of the lower Nia Formation and Middle Musdstones Formation are preserved below the Cretaceous unconformity [Mégard, 1978].

4) The fourth sedimentary unit is underlined by a basal Cretaceous upper Nia Formation (Figure 4. 17) which consists of a sharp-based fining upward unit of sandstones. This formation forms a thick amalgamation of braided to low sinuosity channel belt sandstones. It is overlain, in ascending order, by the marine shales of the Raya Formation, sandstones of the Agua Caliente Formation, marine carbonate mudstones of the Chonta Formation [Kummel, 1948; Seminario and Guizado, 1976], massive sandstones of the Vivian Formation [Seminario and Guizado, 1976; Müller and Aliaga, 1981], marls and calcarenites of the Cashiyacu Formation [Müller and Aliaga, 1981]. The Cretaceous package is conformably covered by a Cenozoic succession from Paleocene to Miocene (Figure 4. 17). The Paleocene-Early Eocene Yahuarango Formation [Kummel, 1948; Gutiérrez, 1982] consists of red and purple clays with rich nodular carbonate layers and gypsum. The Eocene-Oligocene Pozo Formation [Kummel, 1948; Williams, 1949] is made of olive green resting and greenish gray, fine grained, silty, micaceous claystone, and friable sandstones. Lithic sandstone beds and thick interbedded conglomerate channels become more common upwards into the Oligocene-Early Miocene Chambira Formation [Kummel, 1948]. The Miocene-Pliocene Ipururo Formation [Kummel, 1948] consists of greyish to brownish sandstones interbedded with reddish silts. The Ipururo Formation is divided into three members [Hermoza et al., 2005]: a lower member of coarse light to brownish sandstones and interbedded conglomeratic channels, a middle member with estuarine and fluvial deposits (floodplain facies), and an upper member with vertical stacking sandstone beds over polygenic conglomerates.

5) The Timpia and Ucayali Pliocene terrestrial formations [Kummel, 1948] of the upper unit (Figure 4. 17) consist of syntectonic series, displaying growth stratal patterns deposited during the Subandean deformation phase. In the Camisea basin, these deposits organize in eastward prograding alluvial fans which are aligned close to the Otishi Cordillera and filled the Camisea basin (Figure 4. 16). These deposits consist of conglomerates, with very minor sandstone, medium gray to grayish orange, ranging from matrix-supported to clast-

supported, with clasts of quartzite, sandstone, limestone, volcanics and plutonics of variable size ranging from boulders to pebbles [Graterol, 1998]. The maximum thickness of this alluvial system is found in the western region of the Camisea basin.

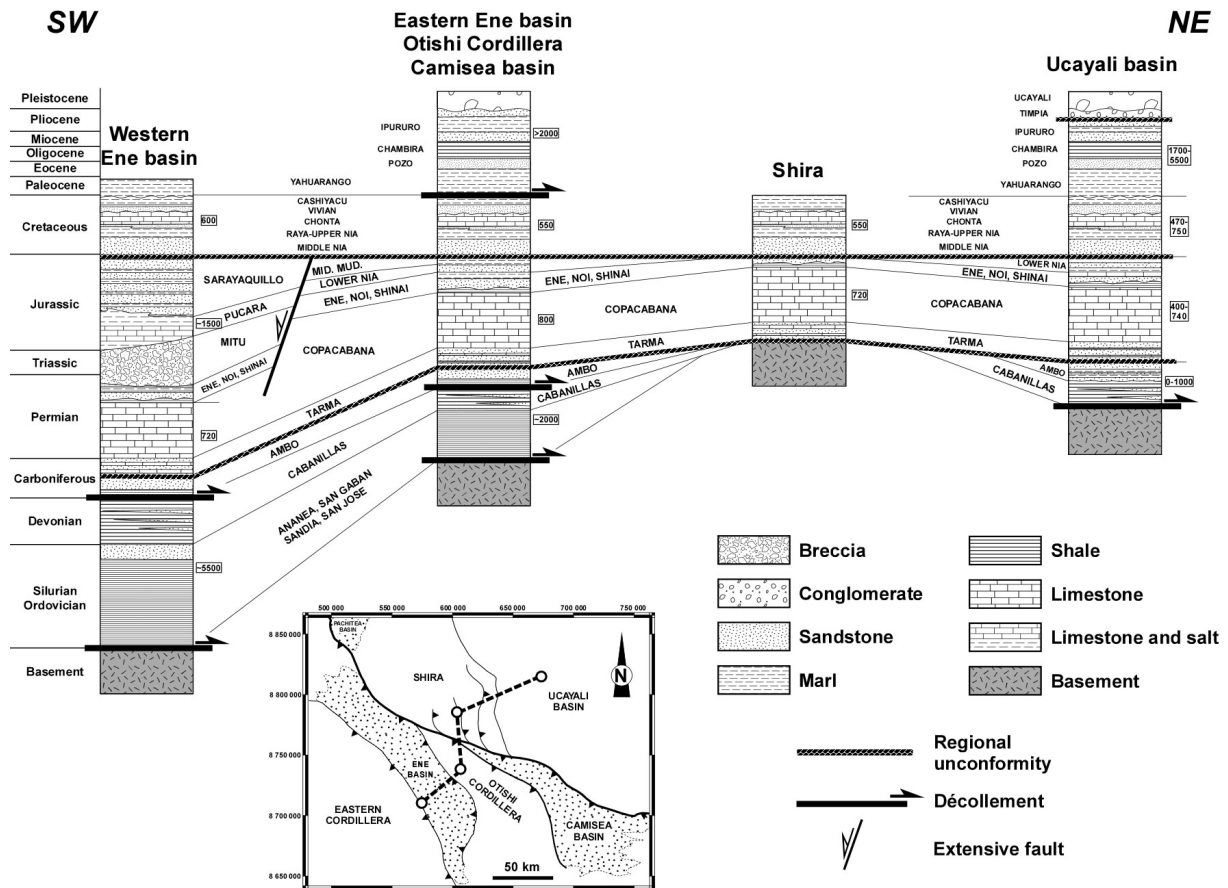


Figure 4. 17 : Synthetic stratigraphic columns from the Ene basin to the Ucayali basin. Thicknesses of the sedimentary formations are shown.

4.3.2.3. Décollement Levels

The basement-Paleozoic sediments interface constitutes a major mechanically weak level [Gil, 2002]. It is interpreted as a main décollement horizon within the Subandean thrust belt. In the Ene basin, the internal shortening is accommodated by alternative upper mechanical weakness zones constituted by shales of the Ambo Formation and the Cretaceous-Paleocene interface (Figure 4. 17). The structural highs which developed in the Ucayali basin are controlled by thick-skinned thrusts involving basement proved by basement exposures on the eastern flank of the Shira (Figure 4. 16) [Mégard, 1978].

4.3.3. Surface and Sub-surface Structural Data

Part of surface data were obtained from 1:100,000 INGEMMET geologic maps, PERUPETRO S.A. geologic data and also from several field surveys carried out in 2005 and 2006 on this area. The Ucayali basin exhibits a lot of sub-surface data from extensive hydrocarbon explorations since the 1940s in this region, with more than fifty drilled wells and more than 13 000 km of 2-D seismic reflection data. Unpublished well and seismic reflection data provided by PERUPETRO S.A. were used to interpret the structure at depth and the geometry of the thrust systems.

4.3.3.1. The Subandean Zone

4.3.3.1.1. The Ene Basin

The Ene basin is a NW-SE-trending feature of approximately 40-km-wide and 180-km-long with an average elevation of about 900 masl (Figure 4. 18a). It is overthrust by the Merced dome bearing igneous rocks, Paleozoic sediments, and minor Mesozoic and Cenozoic strata [Soler and Bonhomme, 1987; Laubacher and Naeser, 1994]. The surface geometry of the northern Ene basin along the Satipo River (Figure 4. 18a) corresponds to two wide synclines (Tarobeni and Tziriri synclines) filled by thick Cenozoic series (Figure 4. 18b) bounded by three east-verging thrust-related anticlines (Sondobeni, Boca de Satipo and Puerto Ocopa anticlines). The western Mazamari unit is formed by 15°–20° east-dipping Permian-Cretaceous strata deformed by a set of west-verging thrusts. To the East, these series are involved in the Sondobeni anticline breakthrough fault-propagation fold [Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 1990]. This anticline is characterized by a 40°–50° west-dipping back limb and an overturned fore limb, which dips 80°–85° to the West. The lower thrust associated to the Sondobeni anticline cuts the pre-structured Cenozoic series of the Tziriri syncline (Figure 4. 18b and Figure 4. 19c) characterizing a tip-line stepping kinematics. The rapid westward stratigraphic thickening of the Permian-Jurassic series shows that the Sondobeni thrust results from tectonic inversion of an extensive structure. Such an inversion occurred along the western edge of the Ene basin (Figure 4. 18a). Thus, the rectilinear

geometry of the Eastern Cordillera thrust front can be explained by the tectonic inversion of an eastern rift boundary. To the East, the Tziriri syncline is transported on the hanging wall of the Boca de Satipo thrust system (Figure 4. 18b). The Boca de Satipo thrust system is associated to an upper broad fault-propagation fold which exhibits a 40°–50° west-dipping hanging wall flat at the base of the shales of the Ambo Formation. The hanging wall ramp consists in overturned Cretaceous to Paleocene strata dipping 70°–85° to the West. To the East, the lower thrust associated with the Boca de Satipo anticline cuts and deforms Cenozoic strata of the Tarobeni syncline (Figure 4. 18b and Figure 4. 19d). The overturned forelimbs and cores of the Sondobeni and Boca de Satipo anticlines were intensively sheared (Figure 4. 19a and Figure 4. 19b). The Puerto Ocopa anticline corresponds to a major east-verging fault-bend fold overthrusting Paleocene strata of the easternmost Puerto Prado syncline (Figure 4. 18b). The anticline displays a back limb dipping 20°–25° to the West and a fore limb dipping 30° to the East. The thrust related Puerto Ocopa anticline dips 10°–15° to the East, parallel to Paleocene bedding planes of the foot wall.

The deep structure of the northern Ene basin is constrained by SW-NE–trending seismic reflection line 1 (Figure 4. 18a and Figure 4. 20). This profile has been calibrated using 1996 surface data from ELF (*ELF*, 1999) and our fieldwork data. The seismic profile reveals that the Ene basin is detached above a main décollement located at the basement-Paleozoic sediment interface (Figure 4. 20). This décollement is connected with ramps to an intermediate décollement at the base of the Early Carboniferous shales of the Ambo Formation (Figure 4. 17). The Sondobeni and Boca de Satipo anticlines are located above two major duplexes formed by several horses involving Ordovician-Devonian strata. The shortening related to these two duplexes is accommodated in Late Carboniferous-Cretaceous horses within the Tziriri and Tarobeni synclines (Figure 4. 20). The structure of the eastern Puerto Ocopa anticline is well delineated by reflectors. At depth, the fault plane dips 40°–45° to the East and branches onto the intermediate décollement. The foot wall ramp of the Puerto Ocopa thrust exhibits strata dipping ~20° to the West.

Southward, field and satellite imagery data indicate that the Ene basin is wider and less deformed than in the North (Figure 4. 18c). The western thrust geometry corresponds to three east-verging closely spaced thrust related anticlines (Sondobeni, Anapati and Sanibeni anticlines). To the East, this thrust system is bounded by the asymmetrical and wide Ene

syncline. It is easterly bounded by the Paquitzapango fault-bend fold. Along the Ene River, the back limb of this anticline dips 15°–20° to the West and the core fold displays the upper part of Permian limestones of the Copacabana Formation. The Paquitzapango thrust cuts through the Mesozoic strata of the eastern Otishi Cordillera (Figure 4. 18a and Figure 4. 18c). The thrust probably connects at depth with the intermediate décollement.

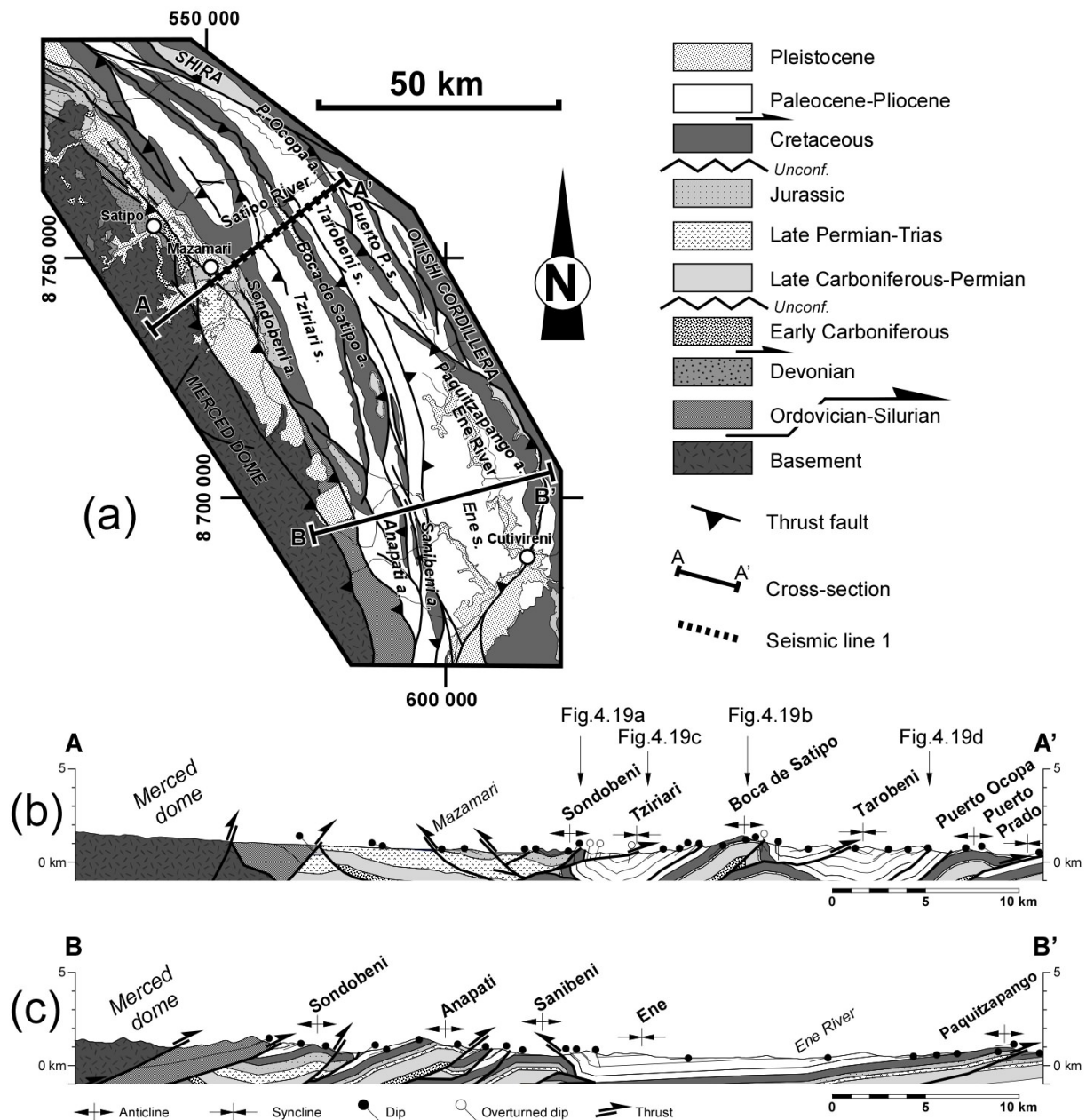


Figure 4. 18 : (a) Geologic map of the Ene basin and surface cross-sections across (b) the northern and (c) southern Ene basin. Location of seismic line 1 is shown.

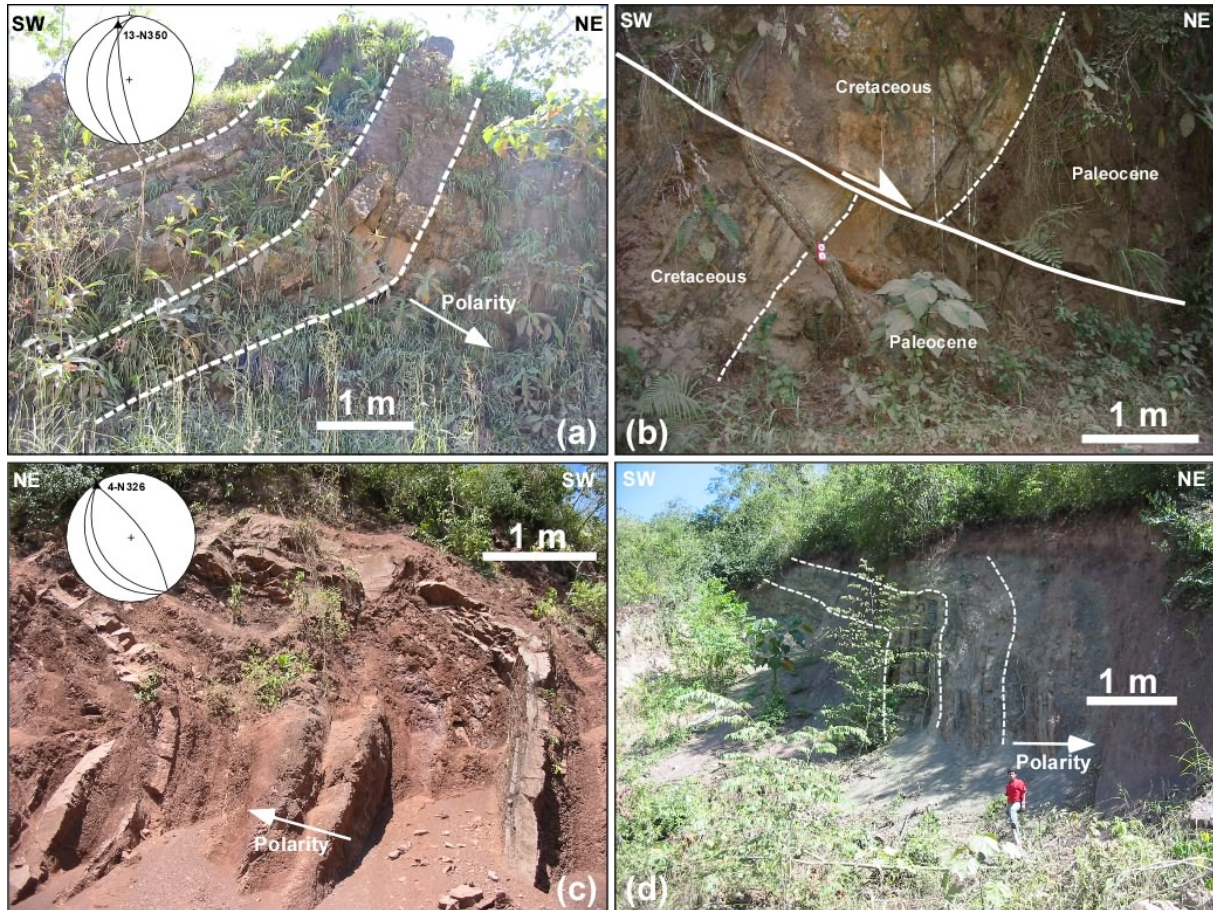


Figure 4. 19 : Deformation styles in the northern Ene basin along the Satipo River. (a) Overturned and folded Cretaceous strata of the Sondobeni anticline (11.29466°S, 74.45031°W). (b) Overturned and sheared Cretaceous and Paleocene strata of the Boca de Satipo anticline (11.21133°S, 74.38789°W). Folds in the Paleocene strata of (c) the Tziriri syncline (11.25214°S, 74.42554°W) and (d) Tarobeni syncline (11.17676°S, 74.34996°W). These outcrop-scale folds indicate shallower second-order décollements which accommodated the shortening of deeper structures. Stereographic projections of the fold axis are shown.

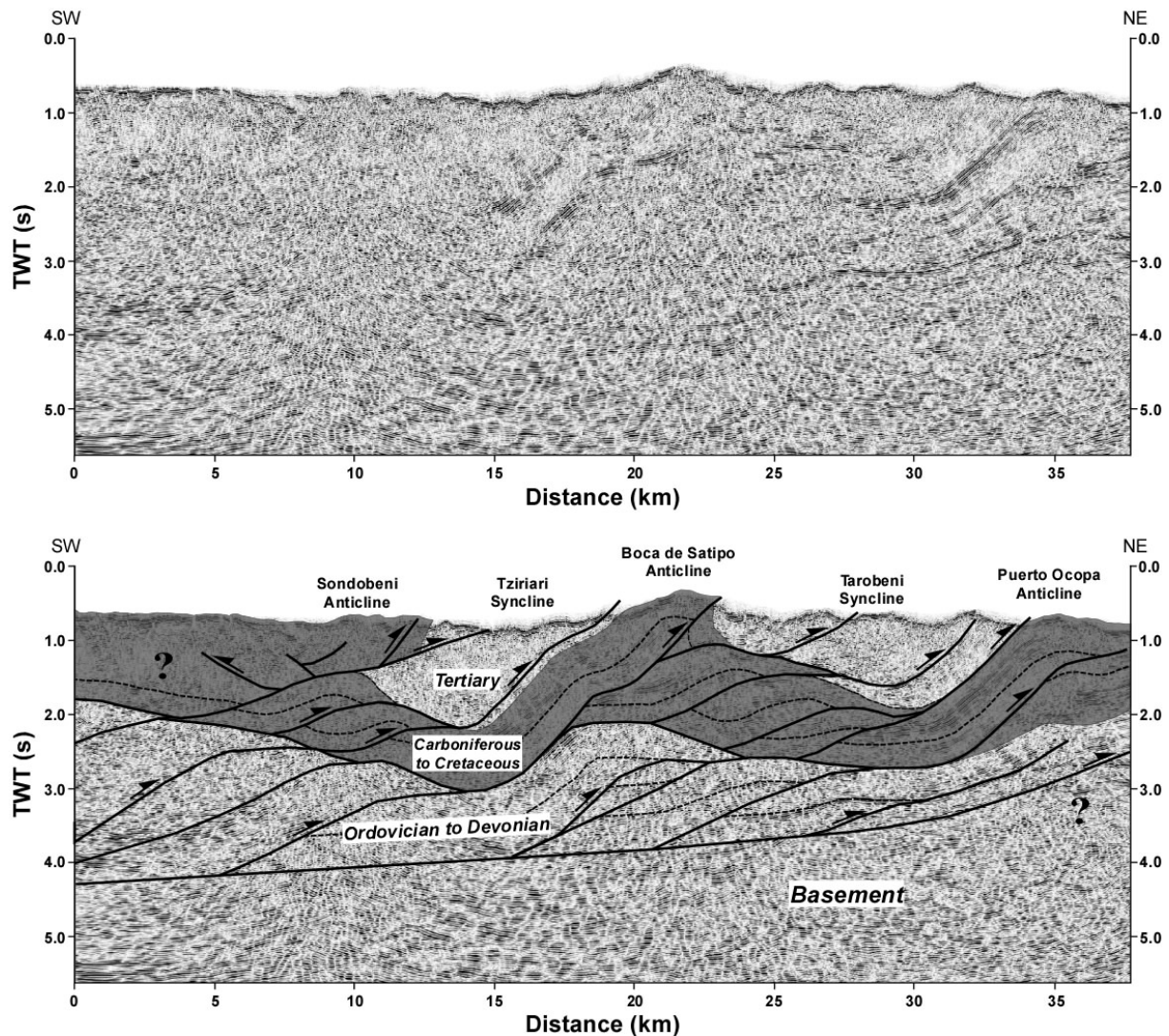


Figure 4. 20 : Structural interpretation of seismic line 1 across the northern Ene basin (courtesy of Perupetro S.A.). For location, see Figure 4.18. Note the décollement dip increases under the Puerto Ocopa anticline. Faults are indicated by thick black lines. TWT: two-way time.

4.3.3.1.2. The Otishi Cordillera

The Otishi Cordillera is a main arched feature of ~60-km-wide with a maximum elevation peaking at ~3500 masl (Figure 4. 21a). The northern end of the Otishi Cordillera is reduced to a ~30° west-dipping segment of Late Carboniferous to Neogene package, overthrusting the western flank of the Shira (Figure 4. 21b and Figure 4. 22). To the South, the structure of the Otishi Cordillera consists in a broad ~8° west-dipping homocline (Figure 4. 21c). This homocline is truncated by the Perene-Cutivireni thrust which results in the repeating of the Copacabana limestones and the high structural relief of the Cordillera

Otishi. It is easterly bounded by the broad Otishi anticline. The back limb dips $\sim 25^\circ$ to the West and the fore limb at $\sim 30^\circ$ to the East. The Otishi anticline overthrusts overturned Paleozoic and Mesozoic strata dipping $\sim 80^\circ$ to the South-West (Figure 4. 21c). The Otishi thrust interacts with the southern edge of the Shira (Figure 4. 21a). This zone corresponds to the Tambo fault system [Mégard, 1978], oblique to the regional tectonic transport direction.

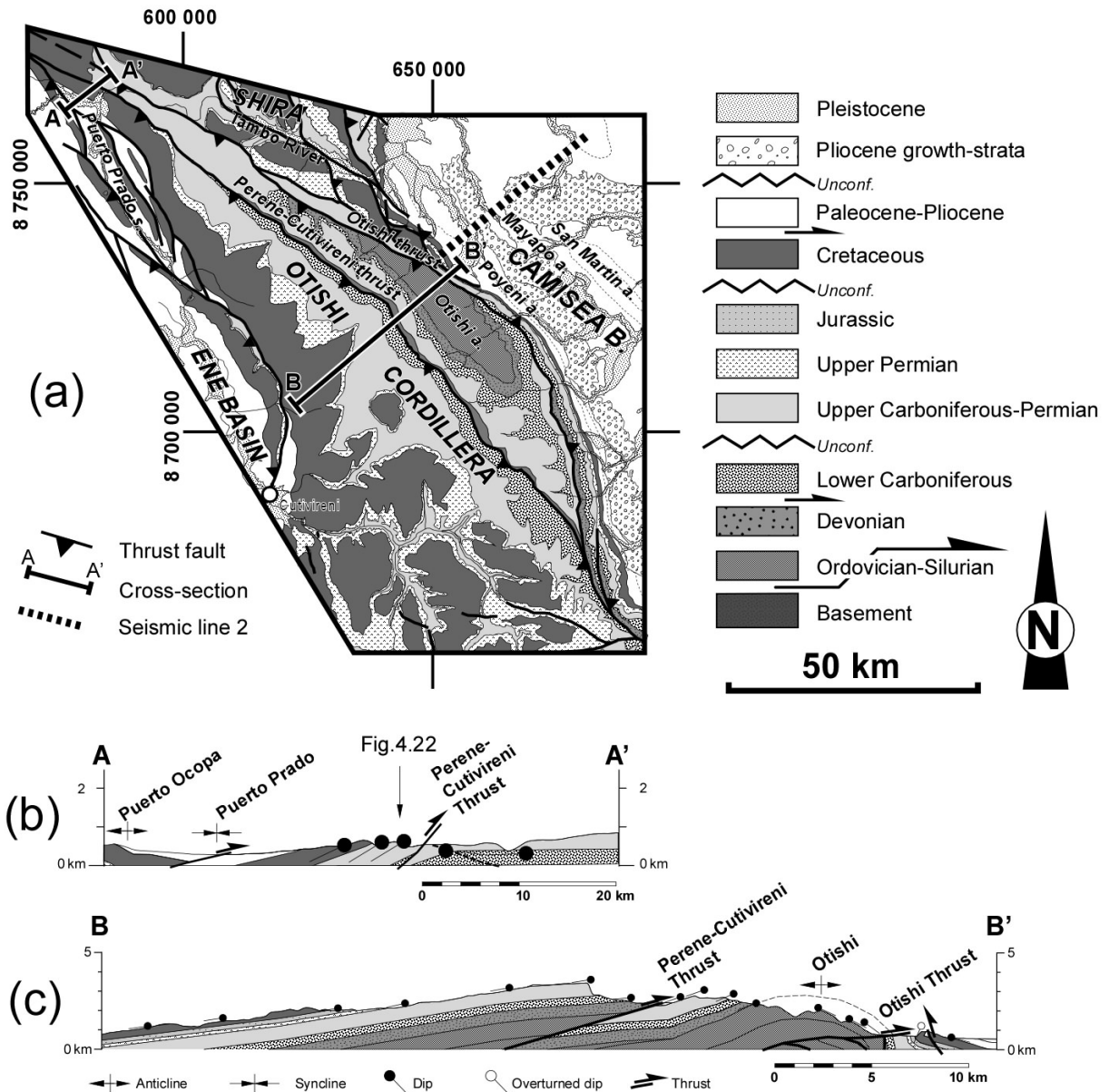


Figure 4. 21 : (a) Geologic map of the Otishi Cordillera and the northern edge of the Camisea basin. Surface cross-sections across (b) the northern edge and (c) central part of the Otishi Cordillera. Note the biggest scale of the section A-A' for more details. Location of seismic line 2 is shown.

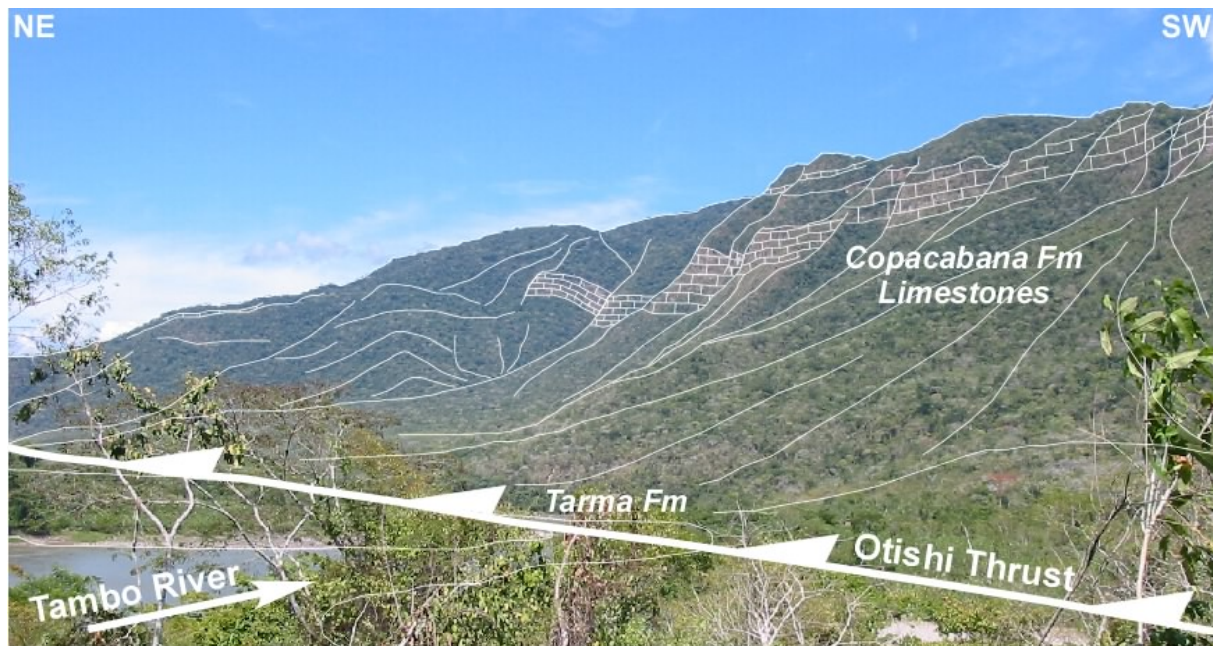


Figure 4. 22 : Photo of the northern Otishi thrust front along the Tambo River (11.13256°S, 74.19080°W), looking South. See location in Figure 4.21.

4.3.3.1.3. The Camisea Basin

On the eastern flank of the Otishi Cordillera, the northern Camisea thrust system [Dumont *et al.*, 1991] is constrained by seismic reflection data provided by oil companies. The interpretation of seismic line 2 (Figure 4. 23) shows that the western Poyeni anticline is formed above an east-verging blind thrust associated with two back thrusts. The slip above the San Martin thrust is associated with the Mayapo and San Martin anticlines. The Mayapo anticline corresponds to a pop-up structure between two opposite verging blind thrusts. The San Martin anticline constitutes the frontal structure of the thrust wedge. The thrust system branches to the décollement developed at the basement-Paleozoic sediment interface. The lower part of the seismic profile shows northeast-verging deep seated detachments involving the basement beneath the Camisea thrust system. This thick-skinned thrust system extends westward beneath the Otishi Cordillera (Figure 4. 23).

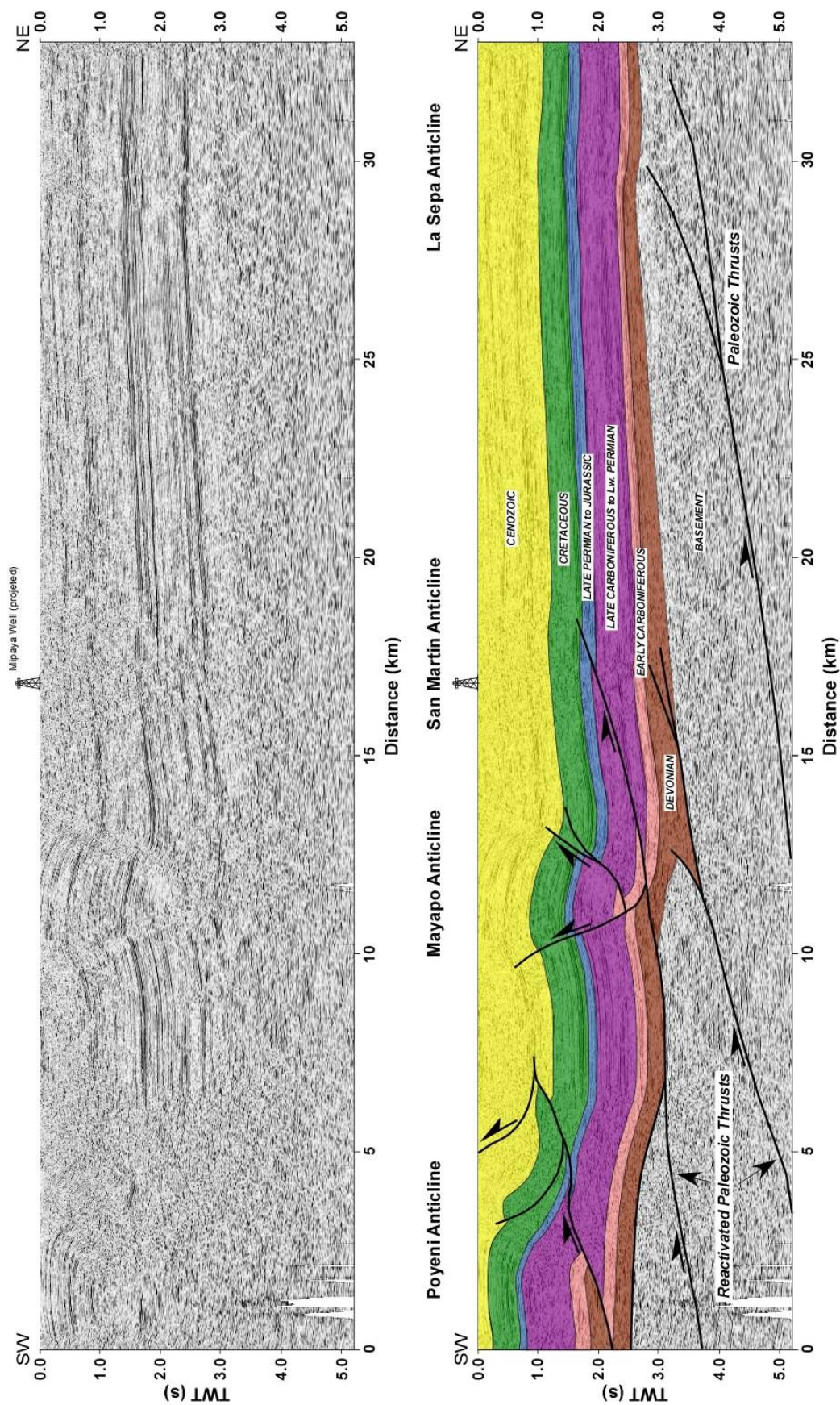


Figure 4.23 : Interpretation of seismic line 2 across the northern edge of the Camisea basin (courtesy of Perupetro S.A.). For location, see Figure 4.21. The Camisea thrust system overlies deep seated detachment involving basement related to the Paleozoic thrust system. The reflectors have been calibrated using the southern Mipaya well (see location in Figure 4.30). Faults are indicated by thick black lines. TWT: two-way time.

4.3.3.1.4. The Ucayali Basin

The Ucayali basin exhibits structural culminations and gentle anticlines underlined by Mesozoic and Cenozoic bedding strata [Räsänen *et al.*, 1987; Dumont *et al.*, 1991] which overprint more or less the NNE-SSW-trending thrusts (Figure 4. 16 and Figure 4. 24a). The eastern broad Sepa anticline (Figure 4. 24a) corresponds to a NNE-SSW-trending bulge of about 100-km-long and 70-km-wide, located between the Tambo and Urubamba Rivers. The fold core exhibits Late Cretaceous strata of the Vivian Formation. The interpretation of seismic line 3 (Figure 4. 25a) shows that the Sepa anticline is formed above an east-verging thick-skinned thrust involving basement. The thrust divides upward into two blind thrusts. To the East, the Paititi High structure exhibits east-verging thick-skinned thrusts which are sealed below the Late Carboniferous unconformity (Figure 4. 25a). On the eastern side of the Paititi High, growth stratal patterns of the Ambo Formation testify the activation of this contractional system during the Early Carboniferous times (Figure 4. 25b). In addition, onlapping of the middle/upper Nia Formation in front of the Paititi High indicates the reactivation of this structure which started in Late Cretaceous times (Figure 4. 25b).

To the West, the main morphologic Shira feature [Dumont *et al.*, 1991; Gil, 2002] (Figure 4. 24a) is a N-S-trending range of about 70-km-wide, 270-km-long and with a maximum elevation peaking at ~1400 masl. The Shira deforms the western edge of the Ucayali basin. To the South, it interacts with the oblique Otishi thrust front belonging to the Tambo River canyon (Figure 4. 22), and is easterly bounded by the Sepa anticline (Figure 4. 24a). The Shira structure consists of five west-verging thrust-imbricates involving the sedimentary cover, named the Atalaya back thrust system. To the South-West, the lower Paleozoic series (Cabanillas and Ambo formations) are truncated below the Late Carboniferous unconformity [Mégard, 1978]. Along the Tambo River canyon, the most western thrust imbricate exhibits horizontal strata of the Tarma and Copacabana formations. The easternmost thrust-imbricate shows Cretaceous strata dipping 10°–15° to the East (Figure 4. 24).

The eastern front of the southern Shira is constrained by seismic line 4 (Figure 4. 26). To the East, the basement dips to the West and forms the western flank of the Sepa anticline. Depositional thickness of the Paleozoic sequences increases to the East toward the Shira. The

seismic line shows that the deep structure of the Shira corresponds to east-verging thick-skinned thrusts involving basement and the westward overthrusting of the Ucayali basin along the Atalaya back thrust system (Figure 4. 26). The Shira structure seems to be related to Paleozoic compressional structures like the preserved Sepa and Paititi High features. The east-verging geometry of the Paleozoic thrusts attests that the Paleozoic shortening was close to the Andean transport direction. The southern Ucayali basin is not affected by the Permian-Jurassic rift events [Gil *et al.*, 2001], thus preserving the evidence of Paleozoic deformations in this region. These Paleozoic contractional features widely developed along the Andes, [Zubieta-Rossetti *et al.*, 1993; Colletta *et al.*, 1997; Müller *et al.*, 2002; Jacobshagen *et al.*, 2002; Alvarez-Marron *et al.*, 2006] must be taken into account for their subsequent implications on the Subandean zone structural evolution.

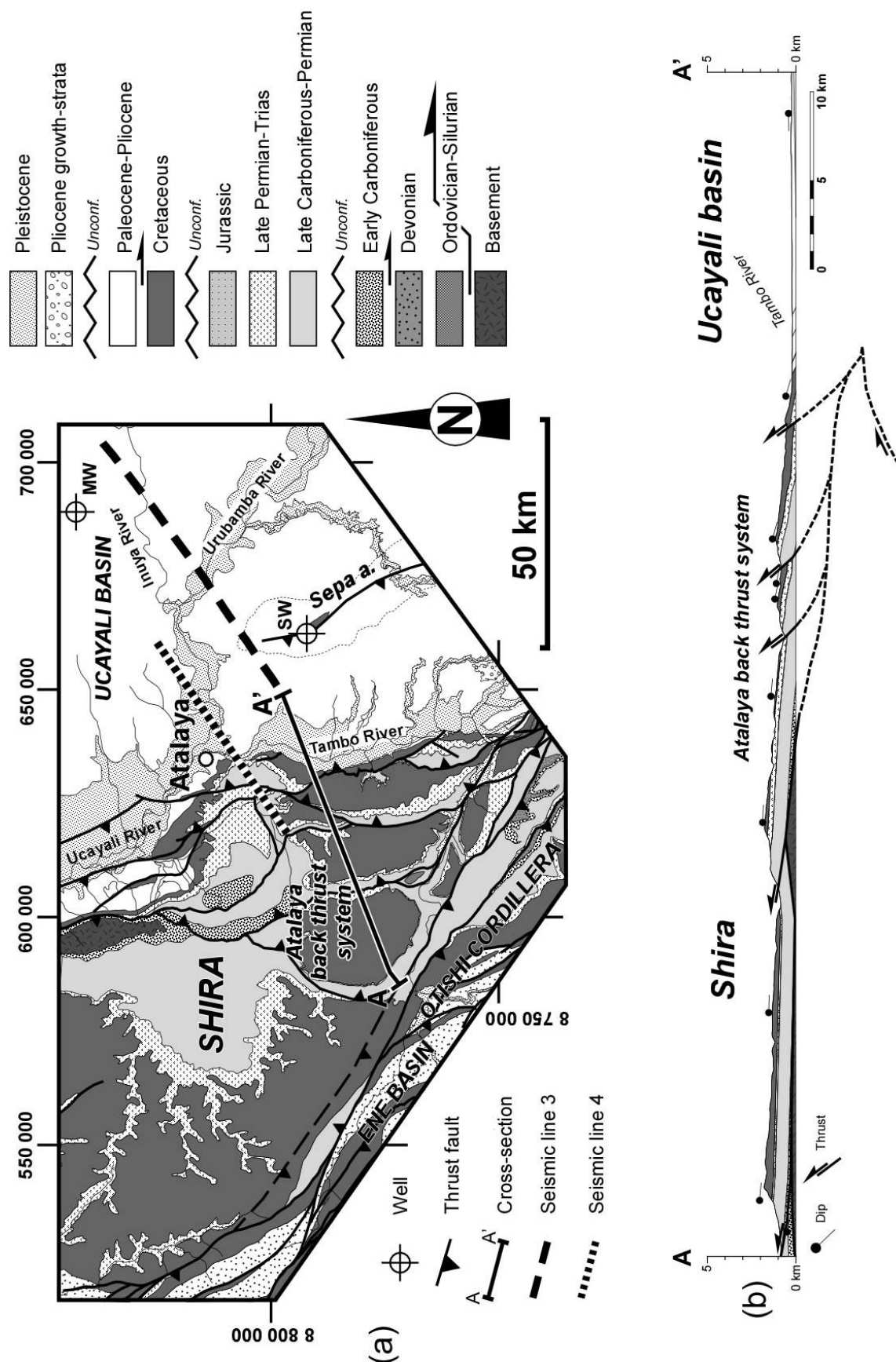


Figure 4. 24 : (a) Geologic map and (b) surface cross-section across the southern Shira. Location of seismic lines 3 and 4 are shown. MW: Mashansha well. SW: Sepa well.

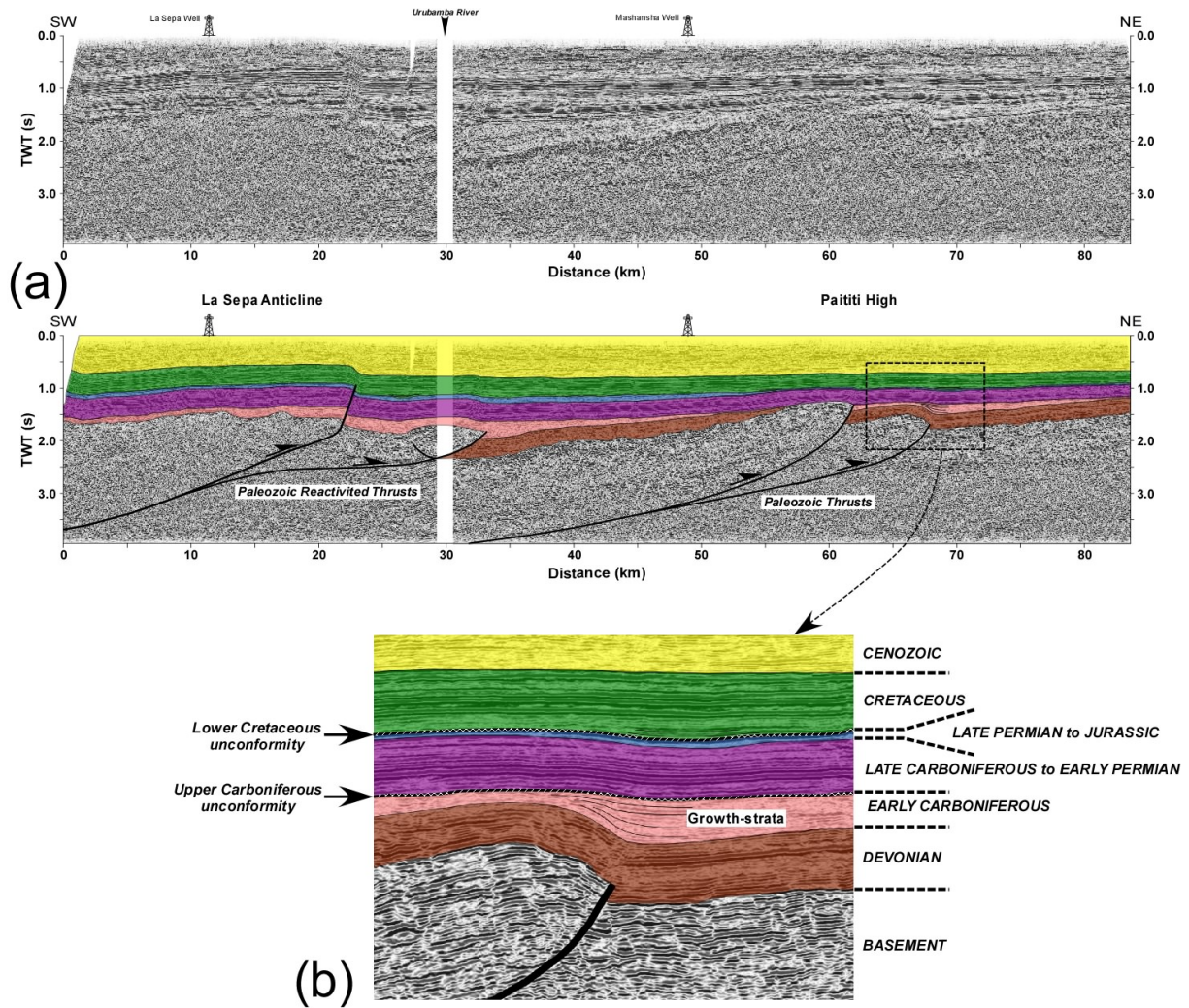


Figure 4. 25 : (a) Interpretation of seismic line 3 across the Sepa and Paititi High structures (courtesy of Perupetro S.A.). For location, see Figure 4.24. The reflectors have been calibrated using the Sepa and Mashansha wells (see location in Figure 4. 24). Faults are indicated by thick black lines. (b) Zoom on the Paititi High. Note the growth-stratal pattern in the early Carboniferous series on the eastern side of the Paititi High structure which recorded the activation of the thrust system. TWT: two-way time.

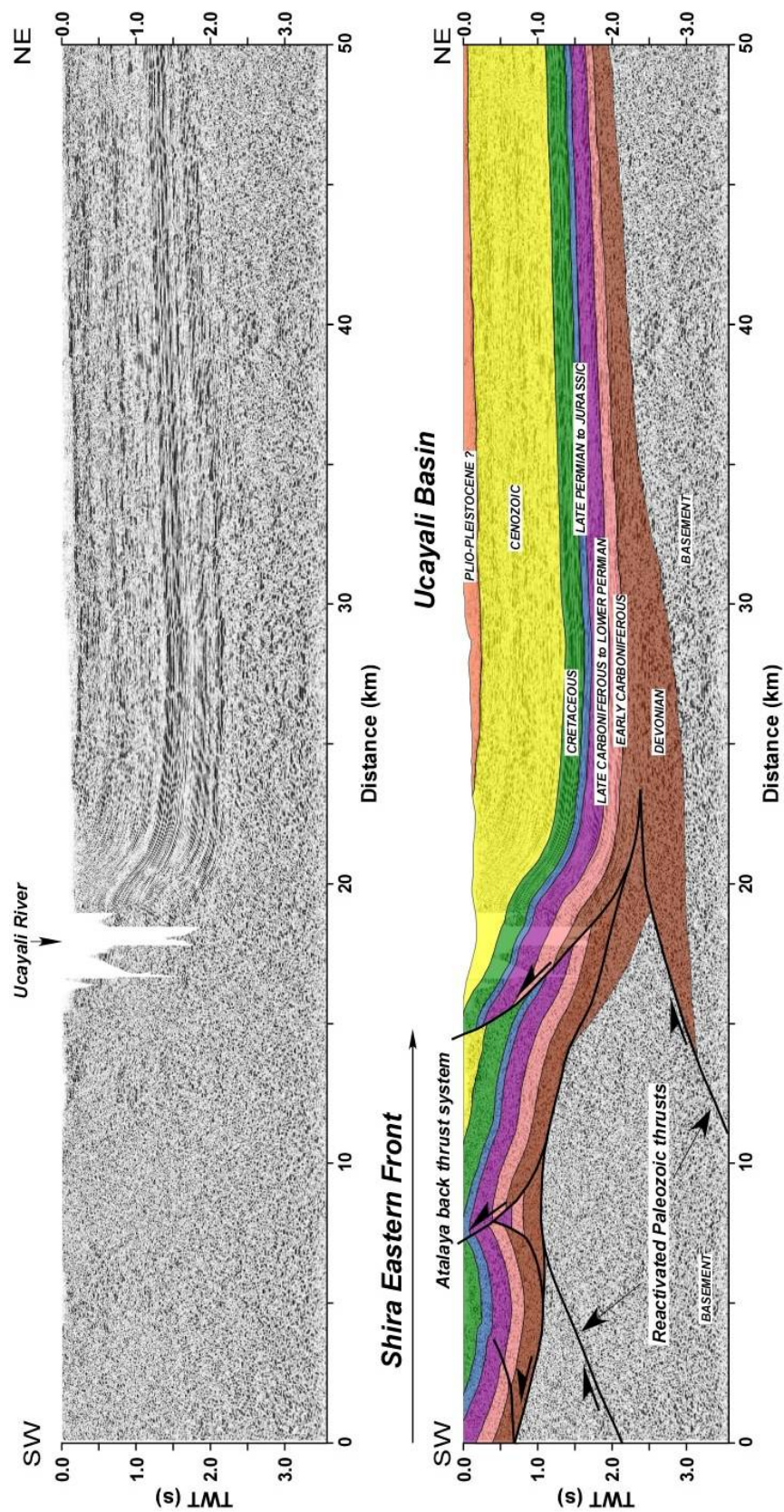


Figure 4. 26 : Interpretation of seismic line 4 across the eastern edge of the Shira (courtesy of Perupetro S.A.). For location, see Figure 4.24. The reflectors have been calibrated using the Sepa and Mashansha wells. Faults are indicated by thick black lines. Note the Paleozoic depocenter zone of the Paleozoic deposits in front of the Shira. TWT: two-way time.

4.3.4. Regional Balanced Cross-sections

4.3.4.1. Principles of Construction

In order to study the N-S-trending evolution of the southern Ucayali Subandean zone, surface data, regional mapping, well information and seismic reflection data were integrated to construct two regional balanced cross-sections of about 200 km from the Eastern Cordillera to the Ucayali basin (Figure 4. 16). The two balanced cross-sections were constructed according to thrust tectonic concepts [Boyer and Elliot, 1982; Elliot, 1982; Woodward *et al.*, 1985]. The sections are balanced using *Midland Valley 2DMove 5.0* software on the basis of bed length and thickness conservation [Dahlstrom, 1969; Woodward *et al.*, 1985], and flexural-slip algorithm. The sections are restored at the top of the Cretaceous deposits, assuming that they were horizontal at deposition. The section orientations are orthogonal to the fold axis, i.e., parallel to the inferred tectonic transport direction to minimize out-of-the-plane transport. Dip data have been projected on sections along the fold axis directions [Charlesworth *et al.*, 1975].

4.3.4.2. Regional Balanced Cross-sections and Shortening Assessment

The northern cross-section A-A' (Figure 4. 27a) exhibits a narrow Subandean zone which is predominantly formed by the Ene basin (Figure 4. 28a). The structural restoration shows that the western edge of the Ene basin corresponded to a half-graben (Oxapampa-Satipo half-graben). This extensional basin is Permian-Jurassic in age. It has been inverted during the Andean compression and involved in the Subandean thrust system. It forms the boundary between the Eastern Cordillera and the Subandean zone, and feeds the slip in imbricated structures below the Ene basin. It also exhibits that the deformation of the Subandean zone is controlled by the pinchout of the lower Paleozoic sedimentary wedge under the Late Carboniferous unconformity (Figure 4. 28a). On the western flank of the Shira, potential lower Paleozoic décollements are preserved, generating a specific mechanical stratigraphy. Indeed, the lack of Ordovician/Devonian series on the Shira may have prevented the eastward propagation of the Subandean thrusts. Hence, the slip is transferred

to the Paleozoic thrust-imbricates which form a thick-skinned structural wedge. The deep structure of the Shira can be inferred by the dip of the eastern edge of the Ene basin. This dip can be controlled by a basement ramp underneath the Shira. We suppose that the Shira consists of two basement thrusts which branch onto a west-dipping décollement located at about 18-km-deep underneath the Ene basin. This vertical jump of the slip implies that the Shira and the Sepa thrusts accommodate a minimum eastward displacement of 11 km (Figure 4. 27a).

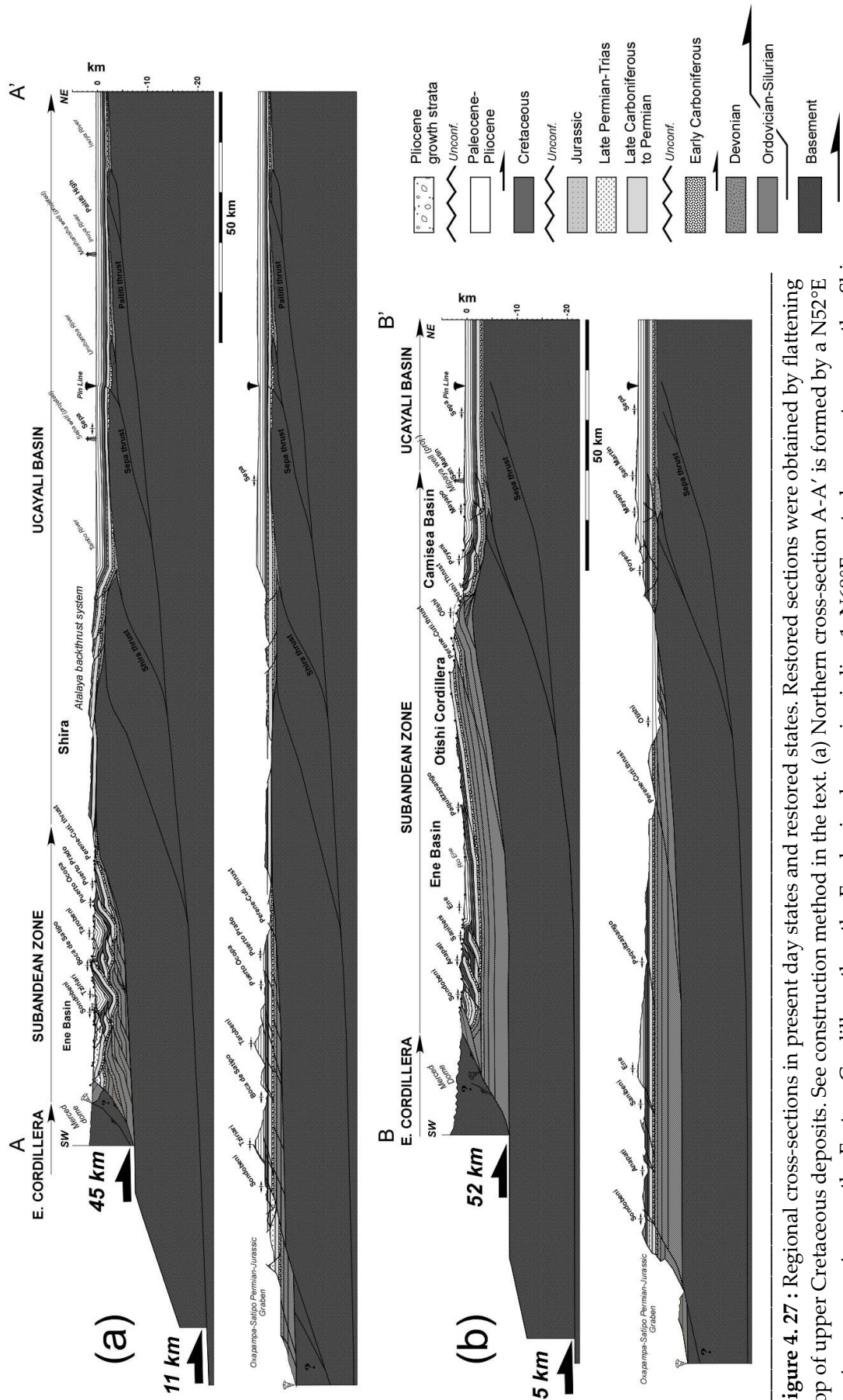


Figure 4. 27 : Regional cross-sections in present day states and restored states. Restored sections were obtained by flattening top of upper Cretaceous deposits. See construction method in the text. (a) Northern cross-section A-A' is formed by a N52°E western segment across the Eastern Cordillera, then the Ene basin along seismic line 1. N68°E central segment crosses the Shira and the Atalaya back thrust system. N55°E eastern segment and formed by two segments. N75°E eastern segment crosses the Eastern Cordillera, the Ene basin, then a N50°E western segment crosses the Otishi Cordillera and reaches the Ucajali basin along seismic line 3.

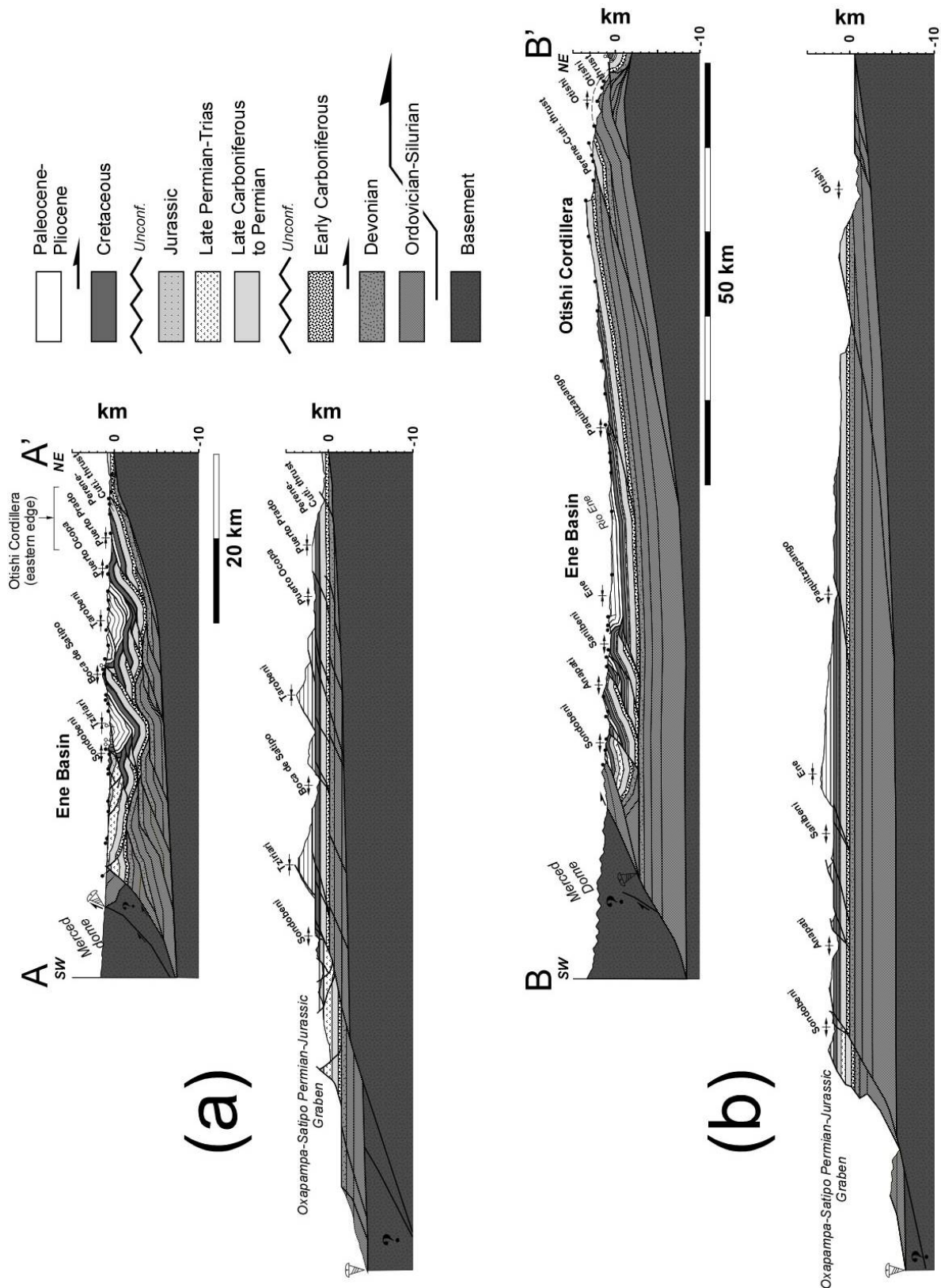


Figure 4. 28 : Details of the Subandean zone structure. The balanced and restored cross-sections show evidence of thickness variations into the sedimentary pile between the (a) northern and (b) southern Ene basin.

Cross-section A-A' displays a shortening rate of 28% (i.e., 56 km). This rate partitions vertically onto 80% (i.e., 45 km) in the Subandean zone and 20% (i.e., 11 km) in the basement (the Shira and Sepa structures) (Figure 4. 27a).

Southern cross-section B-B' (Figure 4. 27b) shows a Subandean thrust front located 45 km forward, defining a wider Subandean zone than in the North (Figure 4. 28b). As in section A-A', the western edge of the section is formed by the Oxapampa-Satipo half-graben. The Ene basin is less deformed than in the North because the shortening is transferred eastward in the Otishi Cordillera thrust system (Figure 4. 28b). Southward thickening of the Ordovician/Devonian series is consistent with paleogeographic reconstructions of Gil [2002] where the Ordovician/Devonian sedimentary pile reaches more than 5-km-thick (Figure 4. 28b). The construction shows that the Otishi Cordillera thrust system consists in a major duplex formed by four horses of Ordovician rocks, and evolves north-eastward to an imbricate fan thrust into the Camisea basin (Figure 4. 27b). This imbricated fan is branched onto the roof thrust of the Otishi duplex. Thus, the Otishi duplex shortening is transferred to the fore and back thrusts of the Camisea basin. As in the North, the sedimentary cover is detached north-eastward above additional Paleozoic deep seated décollements involving basement, reactivated during the Neogene compression (Figure 4. 27b). This thick-skinned thrust system accommodates a minimum displacement of 5 km. The Otishi Cordillera is interpreted to culminate on the crestal portion of this thick-skinned thrust system. This system is considered as the southern continuation of the Shira. Thus, balanced cross-section B-B' was constructed assuming a ~18-km-deep décollement beneath the Ene basin to respect the northern structural geometry observed on northern section A-A' (Figure 4. 27a).

Cross-section B-B' shows a shortening rate of 30% (i.e., 57 km). In contrast to northern section, 91% (i.e., 52 km) of the shortening is accommodated into the Subandean zone and only 9% (i.e., 5 km) is transferred within the basement (Figure 4. 27b).

The shortening rates exhibited by our two balanced cross-sections are close to 30% and consistent with shortening rate obtained from previous published cross-sections in the northern Huallaga basin [Hermoza *et al.*, 2005] and the south-eastern Camisea basin [Gil, 2002].

4.3.5. Discussion

The geometric and quantitative analysis of the Ene and southern Ucayali foreland thrust belt shows vertical partitioning of shortening, resulting from the kinematic linkage between two stacked structural wedges: a lower structural wedge involving the basement, and an upper structural wedge, the Subandean fold-and-thrust belt, limited to the Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic sedimentary piles (Figure 4. 27 and Figure 4. 29). The lower structural wedge presents deep décollements and thick-skinned thrust structures. This thick-skinned thrust system overprints Early Carboniferous thrusts, eroded and sealed by Late Carboniferous strata, generating an irregular Paleozoic sedimentary wedge architecture which controlled Neogene thrusts propagation. The restoration of the two regional balanced cross-sections shows that the Ucayali Paleozoic thrust system consisted in dying-out structures and probably constituted the frontal part of the Carboniferous fold-and-thrust belt. The upper structural wedge is mainly driven by thin-skinned thrust structures (Figure 4. 27). The restoration of the sedimentary wedge shows that N-S thickness variations of the Paleozoic sedimentary wedge controlled lateral variations of Subandean structural architecture and shortening gradient [Boyer, 1995] (Figure 4. 27). To the North, the thinning of the Paleozoic sedimentary wedge prevents the large eastward propagation of the Subandean zone. The Subandean zone is restricted to the Ene basin. In contrast, the southward thickening of the Paleozoic sedimentary pile induced a larger magnitude of thrusting and the development of the main Otishi Cordillera thrust system.

The two balanced cross-sections show that the along strike total shortening across the Ene and southern Ucayali thrust belts is preserved. Thus, we propose that the 7-km-difference (16%) in slip calculated between the southern and northern Subandean zone has been transferred onto the lower structural wedge. This slip transfer induced the reactivation of Paleozoic compressional structures within the Ucayali basin (Shira and Sepa structures) and the northward full compensation of the shortening (Figure 4. 27). In map-view (Figure 4. 30), this transfer of shortening appears between the Shira and the Otishi Cordillera, and is obliquely orientated to the regional tectonic transport direction. The 3-D diagram of Figure 4. 29 shows that the Otishi Cordillera uplift occurred along an oblique ramp system: the Tambo oblique ramp. This transfer zone links the southern end of the Pachitea thrust front to the

Otishi thrust front. It can be interpreted as a regional transfer zone which overprints the pinchout of the Paleozoic sedimentary wedge onto the south-western flank of the Shira. The geometry of the Tambo oblique ramp in the Ucayali basin shows similarity aspects with the Boomerang-Chapare transfer zone in Bolivia, which provoked a hundred kilometers of sinistral offset [Baby *et al.*, 1994]. However, in the Peruvian Subandes, the presence of thick-skinned thrust system contributed to a lateral complete shortening budget.

The Ene basin presents a peculiar structural position in thrust-top basin between the Eastern Cordillera and the Otishi Cordillera. To the North, it disappears within the Pachitea thrust system. To the South, it abruptly dies under the Eastern Cordillera thrust (Figure 4. 30). This basin is directly controlled by the Tambo oblique ramp and developed on the thicker part of the Paleozoic sedimentary wedge. The preservation of the Ene basin is associated with the development of the Otishi Cordillera, which resulted from the break-forward thrust propagation (Figure 4. 30).

Transfer zones play an important role for cause of oil-and-gas field location [Baby *et al.* 1994]. The Tambo oblique ramp and the Otishi thrust front nucleated from the eastern edge of the Paleozoic sedimentary wedge. North of the Tambo oblique ramp, Neogene sequences are less than 2-km-thick [Dumont *et al.*, 1991], structural traps are only represented by thick-skinned structures and are not oil-bearing. In contrast, East of Otishi thrust, Neogene sequences are 5-km-thick, structural traps belong to the upper thin-skinned thrust wedge and are located in a major hydrocarbon province [Graterol, 1998; Chung *et al.*, 2006] (Figure 4. 30). The vertical partitioning of thrust deformation may explain the presence of hydrocarbons in the upper wedge structural traps. So, the petroleum play continuation of the giant Camisea gas/condensate province (Figure 4. 30) may be found in the poorly explored Ene basin, which may have favorable timing of trap formation and hydrocarbon generation. Consequently, the modern structural configuration of the Neogene Ene basin may constitute a key area for future hydrocarbon explorations in the Peruvian Subandes.

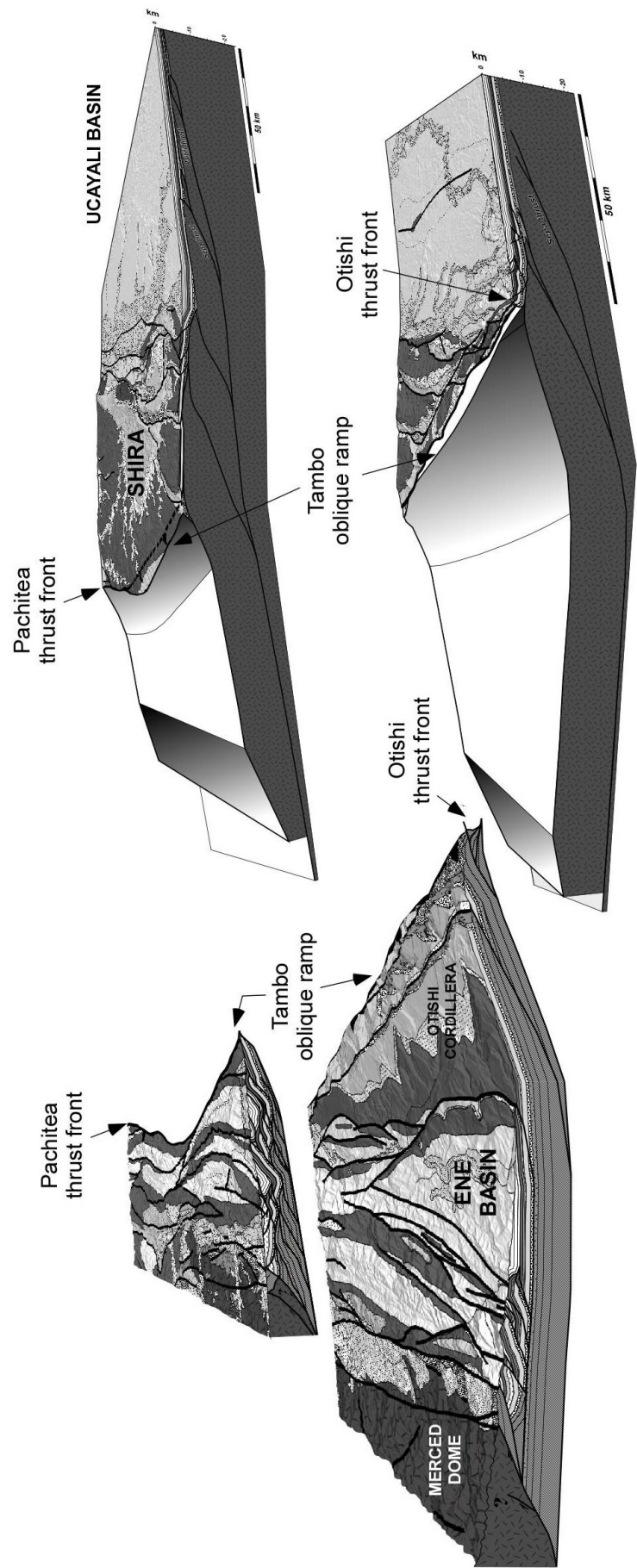


Figure 4. 29 : Three-dimensional diagram of the Ene and southern Ucayali basins with the two balanced cross-sections showing the two stack thrust systems. The perspective view looking toward the northern trending azimuth (with the upper structural wedge to the West and the lower structural wedge to the East). The geologic map has been draped on the SRTM 90m digital elevation model from NASA.

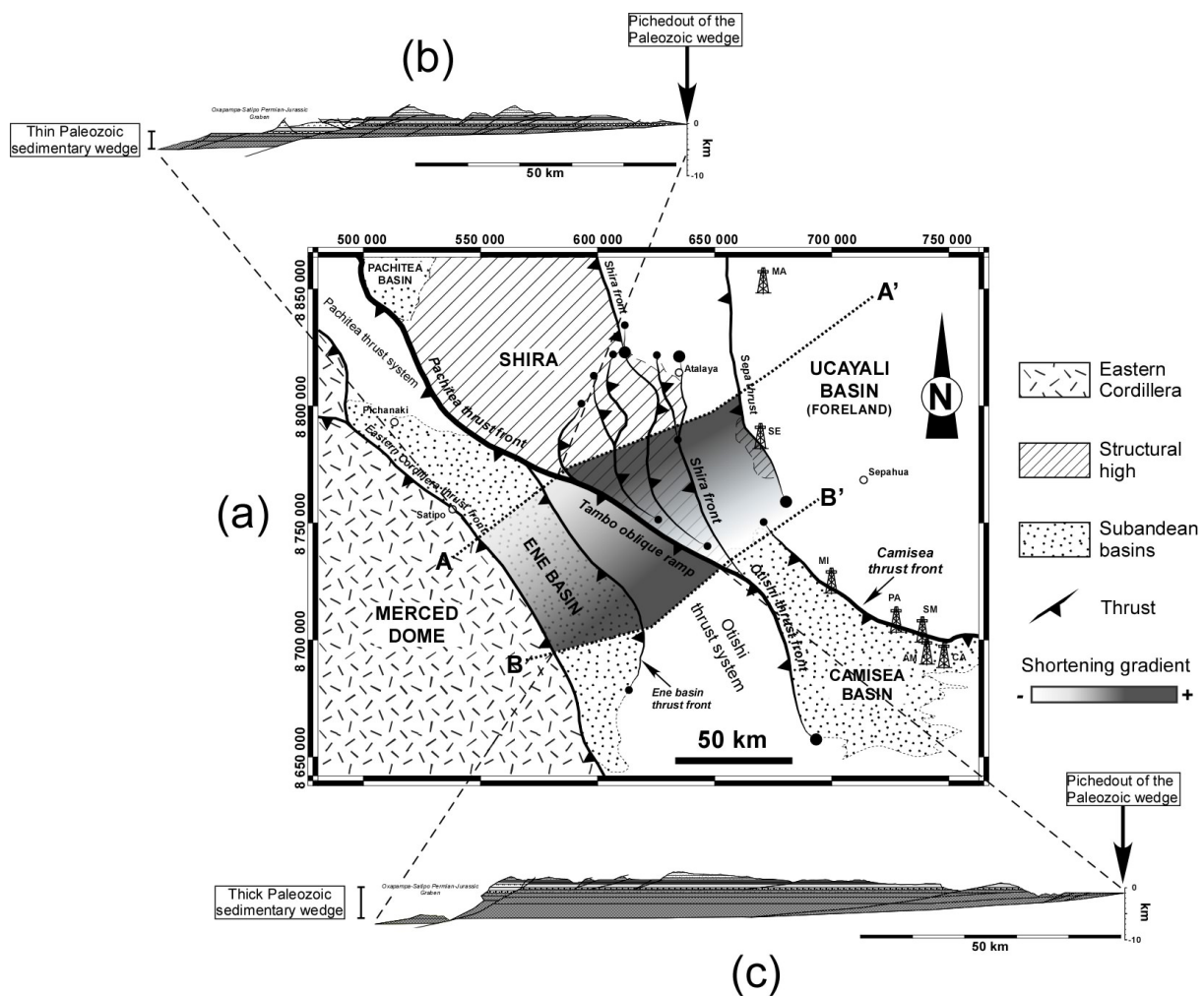


Figure 4. 30 : (a) Structural map of the southern Ucayali basin illustrating the spatial vertical partitioning of the shortening. Locations of the two cross-sections A-A' and B-B' are shown. The southward shortening gradient recorded in the thin-skinned of the Subandean zone is compensated by a northward shortening gradient accommodated by the lower wedge thick-skinned thrust system. The drilled wells of the Ucayali basin are also shown (MA: Mashansha well; SE: Sepa well; MI: Mipaya well; PA: Pagoreni well; SM: San Martin well; AM: Armihuari well; CA: Cashiriari well). Restored geometries of the northern (b) and southern (c) sedimentary wedge are shown. See the text for further discussions.

4.3.6. Conclusions

Surface and sub-surface data coupled with the construction of two regional balanced cross-sections have been integrated to look into the structural architecture of the southern Ucayali basin. The structural analysis of this thrust belt provides a useful framework to explore the timing of the shortening in this region of the northern Amazonian foreland basin. The main conclusions are summarized as follows:

1) The southern Ucayali basin exhibits Early Carboniferous thick-skinned thrusts, eroded and sealed during the Late Carboniferous and subsequently reactivated during the Andean shortening (Shira and Sepa structures).

2) The Neogene shortening of the Ucayali thrust-and-fold belt has been vertically partitioned into two stacked thrust wedges: a lower structural wedge controlled by deep seated detachments involving Paleozoic thick-skinned thrusts, and an upper structural wedge, the Subandean zone, limited to the sedimentary cover and essentially driven by a thin-skinned thrusts.

3) The shortening within the upper structural wedge is governed by thickness variations of the Paleozoic sedimentary pile. The maximum of shortening is observed in the southern part of the basin where the Paleozoic sedimentary wedge is the most developed. To the North, the loss of shortening has been compensated by an increase of the lower structural wedge shortening. The kinematic linkage of the two structural wedges contributed to a N-S complete shortening assessment.

4) The Tambo fault system is an oblique ramp nucleated on the north-eastern pinchout of the Paleozoic sedimentary wedge along the south-western flank of the Shira. This is a regional transfer zone which expresses the relative displacement between the two stacked thrust wedges.

5) Petroleum system within the Ene and southern Ucayali basins seems to be controlled by the thin-skinned tectonic style of the Subandean zone. Thus, the unexplored and preserved Ene basin may constitute a structural key area for future hydrocarbon explorations in the Peruvian Subandes.

Acknowledgments

This research project was led thanks to the Institut de Recherche pour le Développement-Perupetro S.A.- Pluspetrol E&P S.A. research agreement, and supported by IRD (UR 154) and French Institut National des Sciences de l'Univers-Centre National de la Recherche Scientifique programs DyETI (Dynamique et Evolution de la Terre Interne) and ECLIPSE II (Environnement et CLimat du Passé : hiStoire et Evolution). We address our thanks to J.C. Soula and J. Déramond for helpful discussions.

References

- Alvarez-Marron, J., R. Rodriguez-Fernandez, N. Heredia, P. Busquets, F. Colombo, and D. Brown (2006), Neogene structures overprinting Palaeozoic thrust system in the Andean Precordillera at 30°S latitude, *Journal of the Geological Society, London*, 163, 949–964.
- Baby, P., M. Specht, J. Oller, G. Montemurro, B. Colletta, and J. Letouzey (1994), The Boomerang-Chapare transfer zone (recent oil discovery trend in Bolivia): structural interpretation and experimental approach. In: Roure, F., Shein, V.S., Skvortsov, I. (Eds.), *Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins: EAPG Congress, Moscow. Technip Edition, Paris*, 203–218.
- Bellido, B.E. (1969), Sinopsis de la geología del Perú, *Servicio de Geología y Minería Boletín* 22, 54 p.
- Benavides, V. (1956), Cretaceous systems in northern Perú, *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 108, 252–494.
- Boyer, S.E. and D. Elliott (1982), The geometry of thrust systems, *AAPG Bull.*, 66, 1196–1230.
- Boyer, S.E. (1995), Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts, *American Journal of Science*, 295, 1220–1254.
- Cabrera La Rosa, A., and G. Petersen (1936), Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del Departamento de Puno. *Cuerpo Ing. Minas Pet.*, 115, 1–110.
- Capdevila, R., F. Mégard, J. Parades and P.H., Vidal (1977), Le batholite de San Ramon (Cordillère Orientale du Pérou central). Un granite hercynien mis en place à la limite Permien-Trias. Données géologiques et radiométriques, *Geol. Rdschau*, 67, 434–446.
- Charlesworth, H.A.K., C.W. Langenberg, and J. Ramsden (1975), Determining axes, axial planes, and sections of macroscopic folds using computer-based methods, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13, 54–65.
- Chung, J., M. Arteaga, S. Davis and F. Seminario (2006), Impacto de la sísmica 3D en el desarrollo de los yacimientos de Camisea. Bloque 88 – Cuenca Ucayali – Perú, *Bol. Soc. Geol. Peru*, 101, 73–89.

- Colletta, B., F. Roure, B. De Toni, D. Loureiro, H. Passalacqua, and Y. Gou (1997), Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural style in the Venezuelan Andes, *Tectonics*, 16, 777–794.
- Dahlstrom, C.D.A. (1969), Balanced cross sections, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 743–757.
- Dalmayrac, B., G. Laubacher, and R. Marocco (1980), Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes Péruviennes, *Travaux et documents Orstom*, 122.
- Dumont, J.F., E. Deza and, F. Garcia (1991), Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru, *J. South Am. Earth Sci.*, 4, 373–381.
- Dunbar, C.O., and N.D. Newell (1946), Marine early Permian of the Central Andes and its fusuline faunas, *Am. Jour. Sci.*, 244, 377–402, 457–491.
- Dorbath, C. (1996), Velocity structure of the Andes of central Peru from locally recorded earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 205–208.
- Elliot, D. (1982), The construction of balanced cross-sections, *J. Struct. Geol.*, 5, 101.
- ELF petroleum peru b.v. (1999), Block 66 Peru, Final report (Unpublished report).
- Espurt, N., P. Baby, S. Brusset, M. Roddaz, W. Hermoza, V. Regard, P.-O. Antoine, R. Salas-Gismondi, and R. Bolaños (2007), How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?, *Geology*, 35, 515–518.
- Gil, R.W., P. Baby, and Ballard, J.F. (2001), Structure et contrôle paléogéographique de la zone subandine péruvienne, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, 741–748.
- Gil, R.W. (2002), Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16° S. *Sociedad Geológica del Perú, Publicación especial*, 4, 146 p.
- Graterol, V. (1998), Airborne gravity and magnetic survey. Block 52, Ucayali basin, Peru. For Chevron overseas Peru, Interpretation report, *Carson service, Inc./aerogravity division, USA* (unpublished report).
- Gripp, A.E., and R.G. Gordon (2002), Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophysical Journal International*, 150, 321–361.
- Gutiérrez, M. (1982), Zonacion bioestratigrafica del intervalo Cretaceo superior–Terciario inferior, in: *Evaluacion del potencial de las Cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios, Petroperu* (unpublished report), Lima.

- Gutscher, M.-A., J.L. Olivet, D. Aslanian, J.P. Eissen, and R. Maury (1999), The "lost Inca Plateau": Cause of flat subduction beneath Peru?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, 335–341.
- Hermoza, W., S. Brusset, P. Baby, W. Gil, M. Roddaz, N. Guerrero, and R. Bolaños (2005), The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes, *J. South Am. Earth Sci.*, 19, 21–34.
- Jacobshagen, V., J. Müller, K. Wemmer, H. Ahrendt, and E. Manutsoglu (2002), Hercynian deformation and metamorphism in the Cordillera Oriental of southern Bolivia, central Andes, *Tectonophysics*, 345, 119 – 130.
- Koch, E. (1962), Die Tektonik im Subandin des Mittel-Ucayali-Gebietes, Ost-Peru, *Geotekt. Forsch.*, 15, 67 p.
- Kummel, B. (1948), Geological reconnaissance of the Contamana region. Peru, *Bull. Geol. Soc. Am.* 59, 1217–1266.
- Lacombe O., and F. Mouthereau (2002), Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees), *Tectonics*, 21. doi:10.1029/2001TC901018
- Laubacher G., and C.W. Naeser (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, London*, 151, 473–483.
- Mathalone, J.M. P., and R. M. Montoya (1995), Petroleum geology of sub-Andean basins of Peru, in Tankard, A., Soruco, R. S., and Welsink, eds., *Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 62, 423–444.
- McClelland, W.C., and J.S. Oldow (2004), Displacement transfer between thick- and thin-skinned décollement systems in the central North American Cordillera, in: Grocott, J., K.J.W. McCaffrey, G. Taylor and B. Tikoff (2004), *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*, Geological Society, London, *Special Publications*, 227, 177–195.
- McQuarrie, N., and G.H. Davis (2002), Crossing the several sables of strain-accomplishing mechanisms in the hinterland of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia, *Journal of structural geology*, 24, 1587–1602.
- Mégard, F. (1978), Etude géologique des Andes du Pérou central : Contribution à l'étude géologique des Andes n°1, *Mémoire Orstom*, 86, 310 p.

- Mégard, F. (1979), Estudio Geológico de los Andes del Perú Central, *Inst. Geol. Min. y Met. Bol.*, 8, Serie D. Estudios Especiales.
- Mitra, S. (1990), Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 74, 921–945.
- Mon, R., C.R. Monaldi and J.A. Salfity (2005), Curved structures and interference fold patterns associated with lateral ramps in the Eastern Cordillera, Central Andes of Argentina, *Tectonophysics*, 399, 173–179.
- Mouthereau, F., O. Lacombe, B. Deffontaines, J. Angelier, H. T. Chu and C. T. Lee (1999), Quaternary transfer faulting and belt front deformation at Pakuashan (western Taiwan), *Tectonics*, 18, 215–230.
- Mueller, K., and P. Talling (1997), Geomorphic evidence for tear faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California, *Journal of structural geology*, 19, 397–411.
- Müller, H., and E. Aliaga (1981), Estudio bioestratigrafico del Cretaceo de la Cuenca Marañon, *Petroperu*, 57 p. (unpublished report), Lima.
- Müller, J. P., J. Kley, and V. Jacobshagen (2002), Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S), *Tectonics*, 21(5), 1037, doi:10.1029/2001TC001340
- Newell, N.D., J. Chronic, and T. Robert (1953), Upper Paleozoic of Peru, *Geol. Soc. Am.*, 58, 256 p.
- Räsänen, M.E., J.S., Salo, and R.J., Kalliola (1987), Fluvial Perturbance in the Western Amazon Basin: Regulation by Long-Term Sub-Andean Tectonics, *Science*, 238, 1398–1401.
- Ravaglia, A., C. Turrini and S. Seno (2004), Mechanical stratigraphy as a factor controlling the development of a sandbox transfer zone: a three-dimensional analysis, *Journal of structural geology*, 26, 2269–2283.
- Roddaz, M., J. Viers, S. Brusset, P. Baby, and G. Hérail (2005), Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 239, 57–78.
- Rosas, S., L. Fontboté, and A. Tankard (2007), Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru, *J. South Am. Earth Sci.*, 24, 1–24.

- Seminario, F., and J. Guizado (1976), Síntesis biestratigráfica de la región de la Selva del Perú, *Actas del segundo Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, 2*, 881–898.
- Smith, H.F.W., and D.T. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1956–1961.
- Soler, P., and M.G. Bonhomme (1987), Données radiochronologiques K-Ar sur les granitoïdes de la Cordillère orientale des Andes du Pérou central. Implications tectoniques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 841–845.
- Soler, P., and M.G. Bonhomme (1990), Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present, *Geological Society of America Special Paper*, 241, 173–192.
- Suppe, J., and D.A. Medwedeff (1990), Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Eclogae geol. Helv.*, 83/3, 409–454.
- Szekely, T.S., and L.T. Grose (1972), Stratigraphy of the carbonate, black shale and phosphate of the Pucara Group (Upper Triassic-Lower Jurassic), Central Andes, Peru, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 407–428.
- Wang, E. (1997), Displacement and timing along the northern strand of the Latín Tagh fault zone, Northern Tibet, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 55–64.
- Wilkerson, M.S., T. Apotria and T. Farid (2002), Interpretating the geologic map expression of contractional fault-related fold terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradient, *Journal of structural geology*, 24, 593–607.
- Williams, M.D. (1949), Depositos terciarios continentales del Valle del Alto Amazonas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol Jubilar parte 2*.
- Wilson, J.J., and L. Reyes (1964), Geología del Cuadrángulo de Pataz, *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 9–91.
- Woodward, N.B., S.E. Boyer, and J. Suppe (1985), An outline of balanced cross-sections, *University of Tennessee, Departement of geological sciences studies in geology* 11, 2nd edition.
- Zubieta-Rossetti, D., P. Huyghe, G. Mascle, J.-L. Mugnier, and P. Baby (1993), Influence de l'héritage anté-dévonien au front de la chaîne andine (Partie centrale de la Bolivie), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, 951–957.

4.4. HISTOIRE THERMIQUE DU BASSIN D'UCAYALI: APPORT DE LA THERMOCHRONOLOGIE BASSE TEMPERATURE

4.4.1. Evolution spatio-temporelle de l'exhumation

4.4.1.1. Introduction

Les données de thermochronologie de traces de fission sur apatites (TFA) peuvent être utilisées pour contraindre le « timing » des mouvements verticaux dans la partie supérieure de la croûte (Fitzgerald et al., 1995; Tippet et Kamp, 1995). Elles apportent des informations sur l'histoire de l'exhumation des roches au travers des isothermes 120°C-60°C de la zone de rétention partielle des traces (ZRP). Les âges TFA correspondent à des âges minimum d'exhumation pour le dernier passage au-dessus de l'isotherme 120°C (Green et al., 1986). En revanche, pour des températures comprises entre 120°C et 60°C, l'âge TFA est rajeuni avec peu de signification géologique et une modélisation du chemin temps-Température (t-T) est nécessaire à partir du logiciel AFTSolve. Un refroidissement rapide est généralement interprété comme le résultat d'un soulèvement et d'une érosion des roches, en réponse à la tectonique locale ou régionale (Cerveny et Steidtmann, 1993; Burtner et al., 1994; Omar et al., 1994; O'Sullivan et al., 2000; Quidelleur et al., 1997; Rahn et Grasemann, 1999; Elhers et al., 2005; Spotila, 2005).

Les modèles structuraux du bassin d'Ucayali ont été présentés dans le chapitre 4.3., à partir de la réinterprétation de données de sub-surface fournies par PERUPETRO S.A. et de l'acquisition de nouvelles données de surface lors des campagnes de terrain de 2005 et 2006. La zone subandine du bassin d'Ucayali, située sur le flanc nord de l'Arche de Fitzcarrald, se caractérise par une architecture tectonique complexe qui reflète un héritage tectonique préandin. Le front orogénique est constitué de plusieurs unités structurales évoluant dans un système de chevauchements de couverture et de socle superposés. Il en résulte un partitionnement vertical de la déformation (Espurt et al., soumis).

Dans cette partie, nous présenterons l'enregistrement spatio-temporel de la déformation telle que nous l'interprétons, à partir des données de TFA couplées aux valeurs de R_o sur roches-mères. Ces données serviront à quantifier les vitesses et les magnitudes de

l'enfouissement et à contraindre le « timing » de la séquence de propagation de la déformation du front orogénique.

4.4.1.2. Contexte géologique

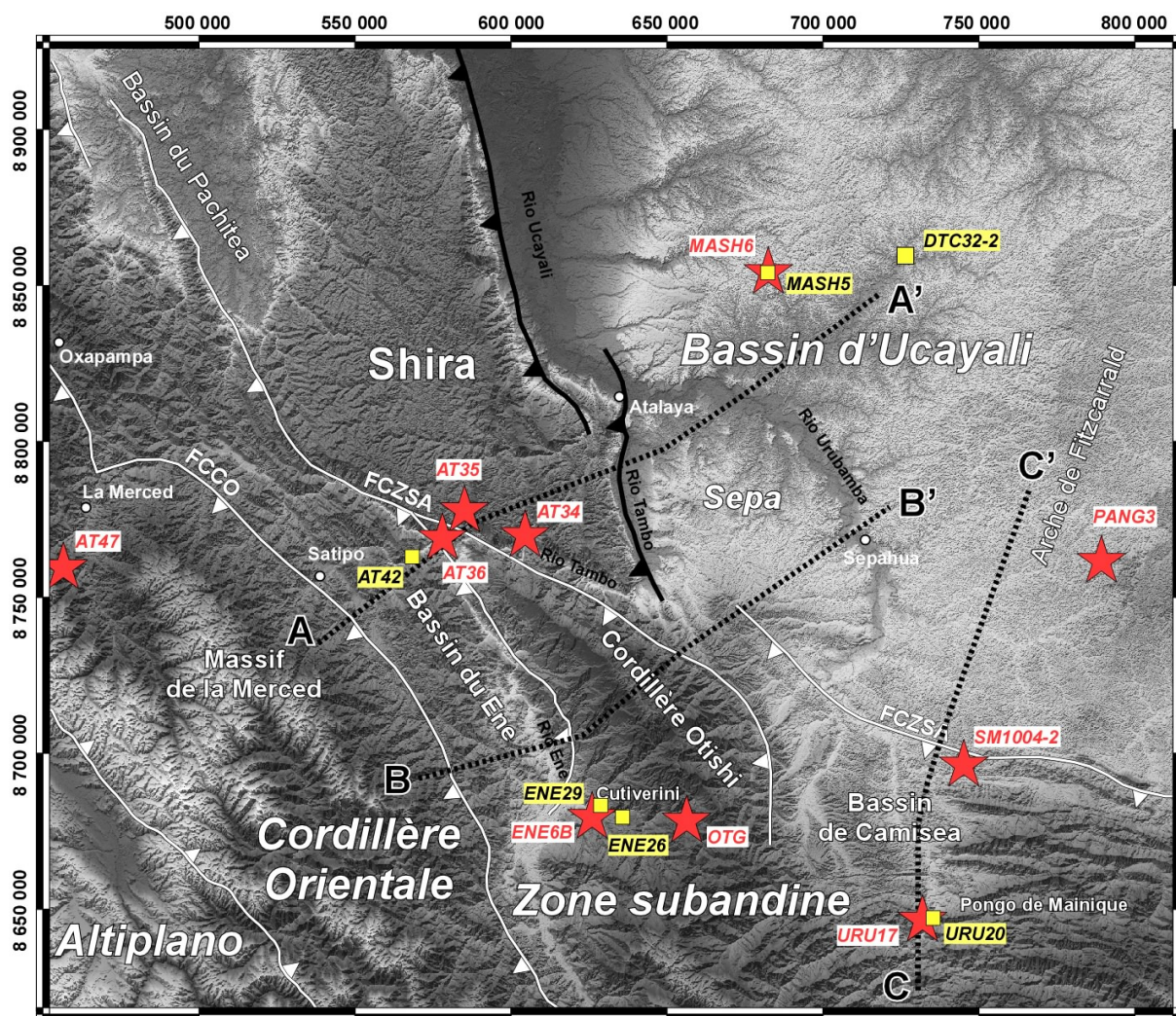


Figure 4. 31 : Carte structurale de l'extrémité sud du bassin d'Ucayali avec les différentes unités structurales et localisation des échantillons de TFA (étoiles et noms en rouge) et de Ro (carrés et noms en jaune). Le fond correspond à un MNT construit à partir des données NASA SRTM 90m (FCZO: Front de Chevauchement de la Cordillère Orientale; FCZSA: Front de chevauchement de la zone Subandine). A-A': Coupe Ene-Shira; B-B': Coupe Ene-Otishi; C-C': Coupe Camisea.

L'extrémité sud du bassin d'Ucayali correspond à l'imbrication de plusieurs unités structurales dont l'évolution néogène a été contrôlée par les paléogéographies mésozoïques et paléozoïques. On distingue successivement, d'Ouest en Est (Figure 4. 31):

- 1) L'extrémité septentrionale de l'Altiplano;
- 2) La Cordillère Orientale, essentiellement constituée de roches sédimentaires et méta-sédimentaires paléozoïques et de plutons granitiques paléozoïques. Ces terrains sont recouverts en discordance par les séries mésozoïques et tertiaires. Le système de chevauchement oriental de cette unité est rectiligne et correspond à l'inversion d'une ancienne faille normale qui constituait la bordure est du bassin d'Oxapampa-Satipo;
- 3) Le bassin du Ene qui correspond à un bassin néogène transporté vers l'Est, structuré par un système de chevauchements de couverture, et décollés à la base des séries sédimentaires paléozoïques;
- 4) Le système de chevauchements de la Cordillère Otishi se développe au Sud de la rampe oblique du Rio Tambo, entre le Shira au Nord et le bassin de Camisea au Sud. Cette unité accomode un important raccourcissement vers l'Est, qui s'est propagé dans les séries paléozoïques particulièrement épaisses dans cette région;
- 5) Le bassin néogène de Camisea qui est déformé par un système de chevauchements de couverture. L'analyse structurale de cette région sera présentée plus en détails dans le chapitre 4. 4. 2.;
- 6) Le bassin d'Ucayali qui est déformé par une tectonique de socle héritée de chevauchements carbonifères et interférant avec les chevauchements de couverture.

4.4.1.3. Stratigraphie

La pile sédimentaire impliquée dans ces structures est synthétisée dans la Figure 4. 32. Trois discontinuités majeures sont observées: i) à la base de la Formation Tarma (Carbonifère supérieur); ii) à la base de la Formation Nia moyen (Albo-Cénomanién); iii) à la base de la Formation Timpia (Pliocène) dans le bassin de Camisea.

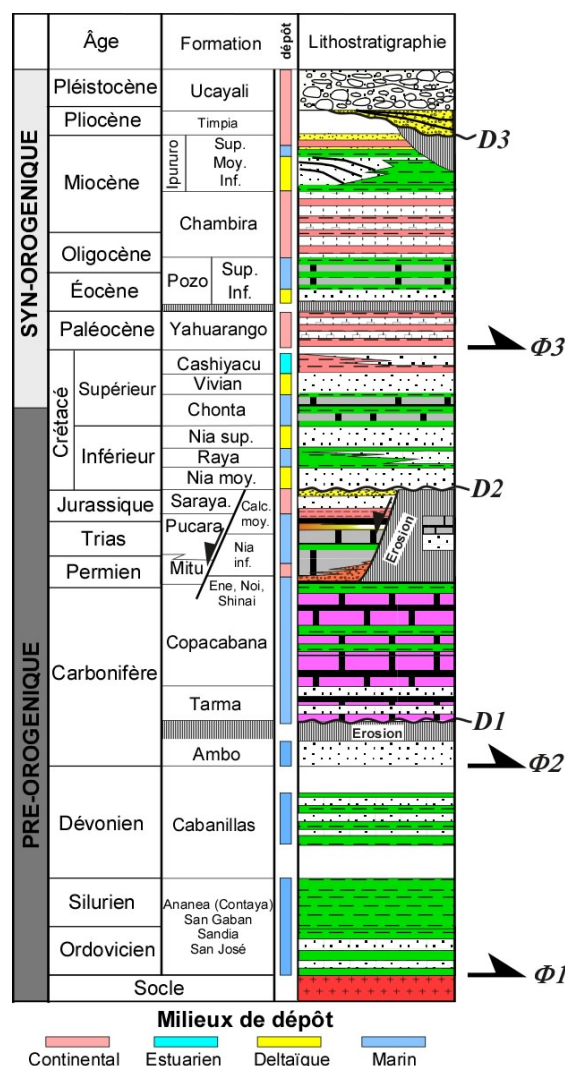


Figure 4. 32 : Colonne stratigraphique généralisée pour la zone subandine du bassin d'Ucayali sud avec les principales surfaces de décollement (ϕ) et discontinuités (D). Modifiée de Hermoza (2004). Nomenclatures des formations mésozoïques d'après Chung et al. (2006).

4.4.1.4. Résultats et interprétations

Dans le but d'établir l'évolution spatio-temporelle de la déformation de la zone subandine de l'extrémité sud du bassin d'Ucayali, nous avons procédé à un échantillonnage dans les différentes unités structurales citées ci-dessus (Figure 4. 31). Sept échantillons pour les TFA ont été collectés sur des affleurements du socle, ou des séries détritiques carbonifères et mésozoïques. Trois autres échantillons proviennent de trois forages d'explorations réalisés dans le bassin d'avant-pays (puits Mashansha, Panguana et San Martin 1004) (Figure 4. 31). Cet échantillonnage est couplé avec six échantillons de roches-mères pour évaluer la maturité de la matière organique.

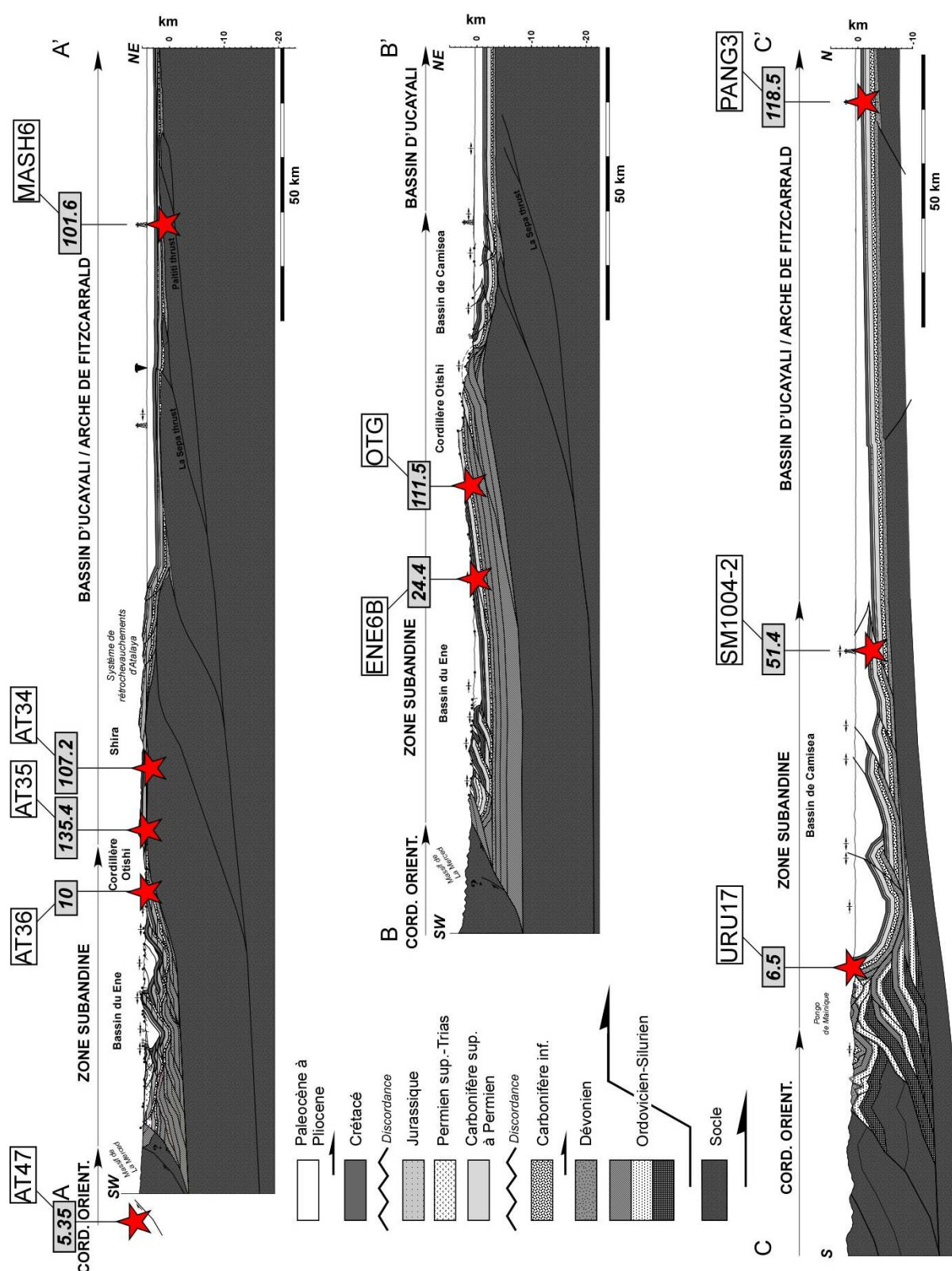


Figure 4. 33 : Projection des échantillons thermochronologiques (étoiles rouges) et âges TFA les plus jeunes (carrés gris) sur trois coupes structurales du bassin d'Ucayali (A-A': Coupe bassin du Ene-Shira; B-B': Coupe bassin du Ene-Cordillère Otishi; C-C': Coupe bassin de Camisea). Voir localisation des coupes structurales sur la Figure 4. 31.

CHAPITRE 4 - DEFORMATION SUBANDINE ET SUBDUCTION DE LA RIDE DE NAZCA

Echantillon	Age stratigraphique Formation	Longitude UTM 18	Latitude UTM 18	Altitude m	ρS	Ns	ρi	Ni	ρd	Nd	Ng	P(X ²) %	Pooled Age (Ma)	Nc	LMT μm	Dpar μm
CORDILLERE																
AT47	Socle Cordillère Orientale	446832	8760844	1670	0.064	27	1.427	605	6.6757	11645	9	22.9	5.35 (+/-1.1)			1.25
OTISHI																
AT36	Jurassique Calcaires moyens	583811	8767415	328	1.1	1593	1.092	1581	6.7009	11645	31	0	120+/-5.2	21	10.168+/-0.24	1.36
	Population 1										4		10 (+2.4/-1.9)			
	Population 2										18		110 (+8.8/-8.1)			
	Population 3										9		312 (+44/-38.7)			
ENE6B	Albo-Cénomanién Nia supérieur	623922	8682421	423	0.98	250	1.216	310	6.6109	13517	11	0	95+/-8.4	2	11.122+/-0.53	1.47
	Population 1										7.3		24 (+4.7/-4)			
	Population 2										4.7		232 (+32.3/-28.4)			
OTG	Carbonifère Supérieur Tarma	654117	8679966	902	0.343	429	0.292	365	6.9414	13517	27	1.31	144+/-11			1.91
	Population 1										21.1		111 (+14.6/-12.9)			
	Population 2										5.9		227 (+39.8/-34)			
CAMISEA																
URU17	Carbonifère Supérieur Ambo	737055	8646140	445	0.121	103	1.91	1625	6.7216	13517	26	0	7.6+/-0.8	4	13.05+/-0.7	1.16
	Population 1										22.5		6.5 (+0.9/-0.8)			
	Population 2										3.5		31 (+10.1/-7.7)			
UCAYALI FORAGES																
SM1004-2	Permien-Trias Nia inférieur	742308	8698228	-2743	0.912	558	1.023	626	6.9406	13517	23	0	110.11+/-6.9			1.39
	Population 1										10.1		51.4 (+9.6/-8.1)			
	Population 2										11.9		181 (+22.2/-19.8)			
MASH6	Socle	676643	8841947	-2115/-2182	1.632	1337	2.611	1600	6.827	11645	23	20.48	101.6 (+/-4.5)	54	10.237+/-0.2	1.53
PANG3	Albo-Cénomanién Nia supérieur	790626	8780126	-1270/-1370	0.362	144	0.369	147	6.8018	11645	8	8.5	118 (+/-14.2)			0.87
SHIRA																
AT34	Carbonifère Supérieur Tarma	600516	8764883	308	0.339	465	0.301	412	6.7513	11645	34	44.17	135 (+/-9.7)	14	10.37+/-0.55	2.74
AT35	Carbonifère Supérieur Tarma	588299	8769179	301	0.208	242	0.233	270	6.7261	11645	23	67.08	107 (+/-9.8)	6	11.525+/-0.36	2.44

Tableau 4. 1 : Résultats TFA. Les « pooled ages » ont été reportés pour tous les échantillons. Lorsqu'une distribution des âges pour un échantillon ne passe pas le test du $P(X^2)$, les populations ont été déterminées à partir du logiciel Binomfit (Brandon, 1996). L'âge TFA le plus jeune est en italique. q_s , q_i , q_n : Densité des traces spontanées, induites et induites dans le détecteur; NS, Ni, Nn, Nc: Nombre de traces spontanées, induites et dans le détecteur et confinées; N: Nombre de grains comptés; $P(X^2)$: Probabilité d'obtenir une valeur $P(X^2)$ pour n degrés de liberté (avec n=nombre de cristaux – 1). Les valeurs supérieures à 5% passent le test et représentent une seule population d'âge; LMT: Longueur moyenne des traces confinées; Dpar: Moyenne des diamètres des traces parallèles à l'axe cristallographique $\hat{c}$.

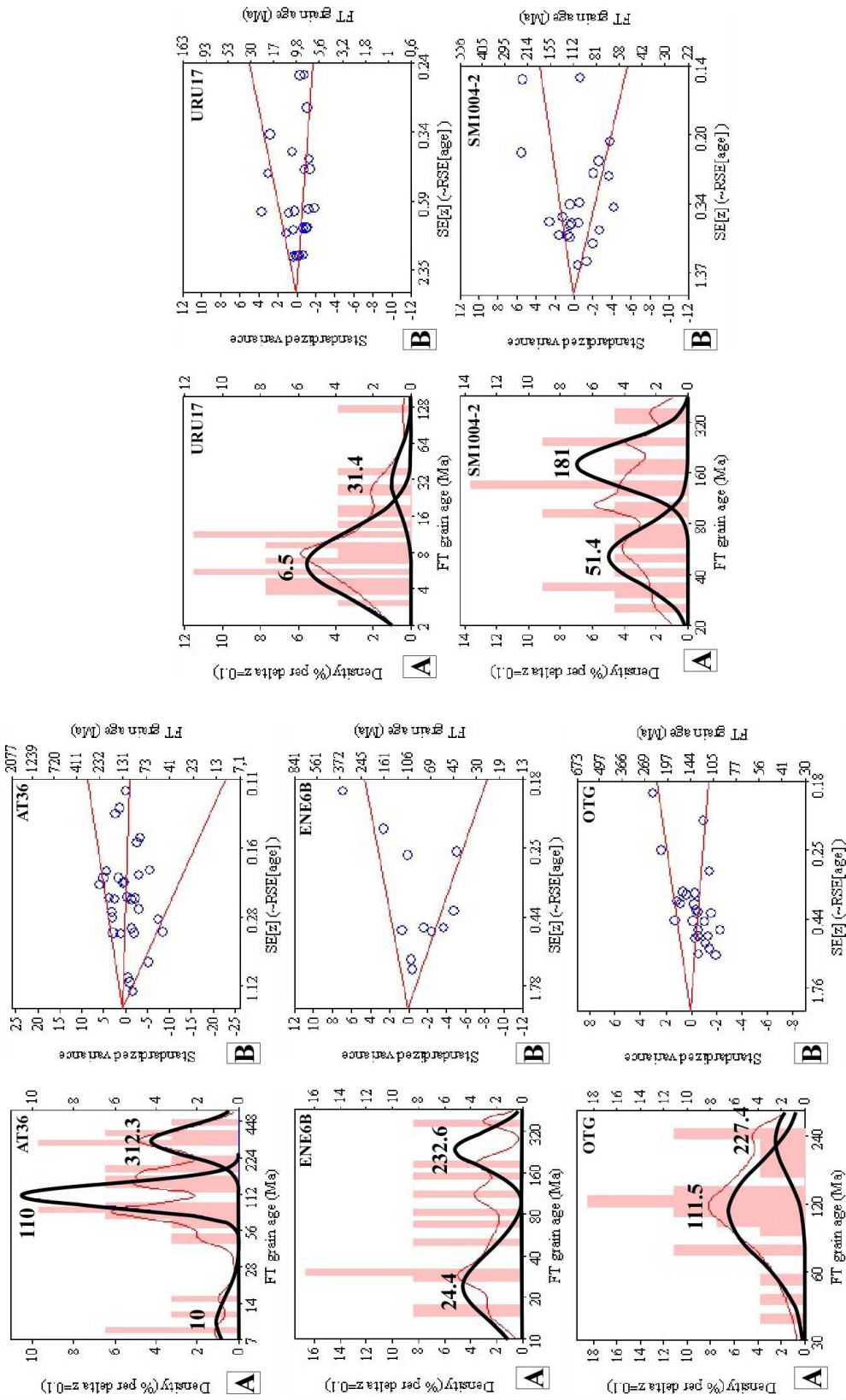


Figure 4.34 : Décomposition des âges TFA pour les échantillons dont la distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$. A: Diagramme de densité des grains (courbe rouge) avec les pics de populations (courbes noires). L'histogramme en arrière-plan est calé sur la densité des grains. B: Radial plot.

ECHANTILLON	NATURE ET FORMATION	LONGITUDE UTM18	LATITUDE UTM18	ALTITUDE M	RO (%)
BASSIN DU ENE					
AT42	LUTITES NOIRES (PALEOZOÏQUE ?)	565334	8760499	409	0.57
CORDILLERE OTISHI					
ENE29	LUTITES GRISES (CHONTA)	626863	8681296	839	0.58
ENE26	LUTITES NOIRES (COPACABANA)	632861	8679900	961	0.61
BASSIN DE CAMISEA					
URU15	LUTITES NOIRES (TARMA)	737077	8646396	445	0.88
BASSIN D'UCAYALI					
DTC32	BOIS (IPURURO)	713246	8846338	278	0.31
MASH5	LUTITES NOIRES (AMBO)	676643	8841947	-2053	0.85

Tableau 4. 2 : Données de Ro du bassin d'Ucayali.

Du fait que les échantillons proviennent essentiellement de roches sédimentaires, les apatites détritiques présentent des variations importantes de Dpar (1.16 à 2.74 μm). Le test du $P(X^2)$ est alors utilisé pour savoir si une distribution d'âges est concordante ($P(X^2) > 5\%$), ou discordante ($P(X^2) < 5\%$) (Gailbraith, 1981; Green; 1981). Lorsque l'échantillon présente une dispersion concordante, « le pooled age » est utilisé comme âge TFA (Galbraith and Laslett, 1993). Si la dispersion est discordante, le logiciel Binomfit (Brandon, 1996, 2002) est utilisé pour discriminer les différentes populations d'âges. Le pic le plus jeune, donnant l'âge de la population la plus jeune, est souvent le plus représentatif pour quantifier l'exhumation (Gailbraith et Laslett, 1993; Brandon, 2002).

Les chemins t-T ont été modélisés pour les échantillons pour lesquels des traces confinées ont été mesurées (AFTSolve). Malheureusement, peu de traces confinées ont été mesurées en raison de la pauvreté en uranium des apatites. Pour les chemins t-T obtenus, les profondeurs maximales atteintes par les échantillons et taux d'exhumation ont été calculés en considérant un gradient géothermique actuel de 24°C/km et une température moyenne en surface de 22°C.

Tous les échantillons ont été projetés sur trois coupes structurales (Figure 4. 33). Les deux premières coupes ont déjà fait l'objet d'une description détaillée dans le chapitre 4. 3. La troisième coupe, située dans le bassin de Camisea, a déjà été publiée dans la thèse de Gil (2002). La version présentée dans cette thèse a été actualisée à partir des nouvelles données de structurales acquises sur le terrain, et les données de sub-surface fournies par Perupetro S.A.

4.4.1.4.1. La Cordillère Orientale

L'échantillon AT47 provient de la Cordillère Orientale (Figure 4. 31 et Figure 4. 33). Il a été collecté dans le socle Cambro-Ordovicien constitué par des méta-diorites (Figure 4. 35). Les apatites sont très peu nombreuses, et présentent beaucoup de défauts et peu de traces, ce qui rend le comptage des traces très difficile. Seuls neuf grains ont pu être datés. Aucune longueur n'a pu être mesurée. La distribution des âges passe le test du $P(X^2)$. L'âge TFA de l'échantillon est 5.35 ± 1.06 Ma. Les apatites présentent une composition faible en Cl, comme l'indique la valeur moyenne du Dpar de $1.25 \mu\text{m}$ (Tableau 4. 1).



Figure 4. 35 : Séries cambro-ordoviciennes métamorphiques de la Cordillère Orientale, le long de la route centrale reliant Lima à Satipo et d'où provient l'échantillon AT47.

4.4.1.4.2. La zone subandine

La Cordillère Otishi

Trois échantillons ont été datés dans l'unité de la Cordillère Otishi. Les échantillons ont été collectés sur le flanc monoclinal ouest de la Cordillère Otishi. Ils sont décrits du Nord vers le Sud (Figure 4. 31 et Figure 4. 33).



Figure 4. 36 : Vue générale des séries gréseuses jurassiques de l'affleurement AT36 (Formation Sarayaquillo/Calcaires moyens), le long du Rio Tambo.

L'échantillon AT36 a été collecté à l'extrémité nord de la Cordillère Otishi, à l'entrée ouest du canyon du Rio Tambo (Figure 4. 31). Il provient des séries continentales jurassiques (Formation Sarayaquillo/Calcaires moyens), ici réduites à quelques mètres d'épaisseur sous la discordance crétacée (Figure 4. 36). L'échantillon correspond à des grès fins, rosés à rouge brunâtre, avec des intercalations conglomératiques. Les apatites sont roulées, d'une couleur brunâtre et leur forme cristalline est pratiquement indiscernable au microscope. Elles ont des compositions chimiques diverses avec des Dpar compris entre 1.01 et 1.78 μm . La longueur moyenne des traces confinées est de $10.17 \pm 0.24 \mu\text{m}$ (Tableau 4. 1). Cependant, la distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$ et trois populations d'âges sont distinguées (Figure 4. 34): la population la plus jeune (N_g (nombre de grain)=4) donne un âge

TFA de $10^{+2.4/-1.9}$ Ma, la population intermédiaire (Ng=18) un âge TFA de $110^{+8.8/-8.1}$ Ma et la population la plus vieille (Ng=9) un âge TFA de $312.3^{+44/-38.7}$ Ma (Tableau 4. 1).

La présence de vieux grains (Ng=9) avec un âge TFA de ~ 312 Ma indique que la bordure nord-ouest du bassin du Ene a été peu enfouie (et donc peu recuit) depuis ~ 250 Ma. La modélisation du chemin t-T, à partir de AFTSolve, n'a pu être réalisée que pour trois valeurs de longueur de trace (Figure 4. 37). On peut voir que l'échantillon AT36 a atteint une température maximale de $\sim 90^\circ\text{C}$ au cours d'un enfouissement pré-crétacé. Puis, il a été exhumé à une vitesse moyenne de 0.04 km/Ma au Crétacé, vers 110 Ma (âge TFA). Certaines apatites ont été remises à zéro (Ng=4) lors de l'enfouissement néogène, même si la modélisation montre un pic de température de seulement $\sim 80^\circ\text{C}$. L'exhumation néogène s'effectue à une vitesse de 0.23 km/Ma autour de 10 Ma. Ces résultats sont en accord avec la valeur moyenne de Ro de 0.57 (échantillon AT42; Tableau 4. 2) obtenue dans les séries paléozoïques du bassin du Ene.

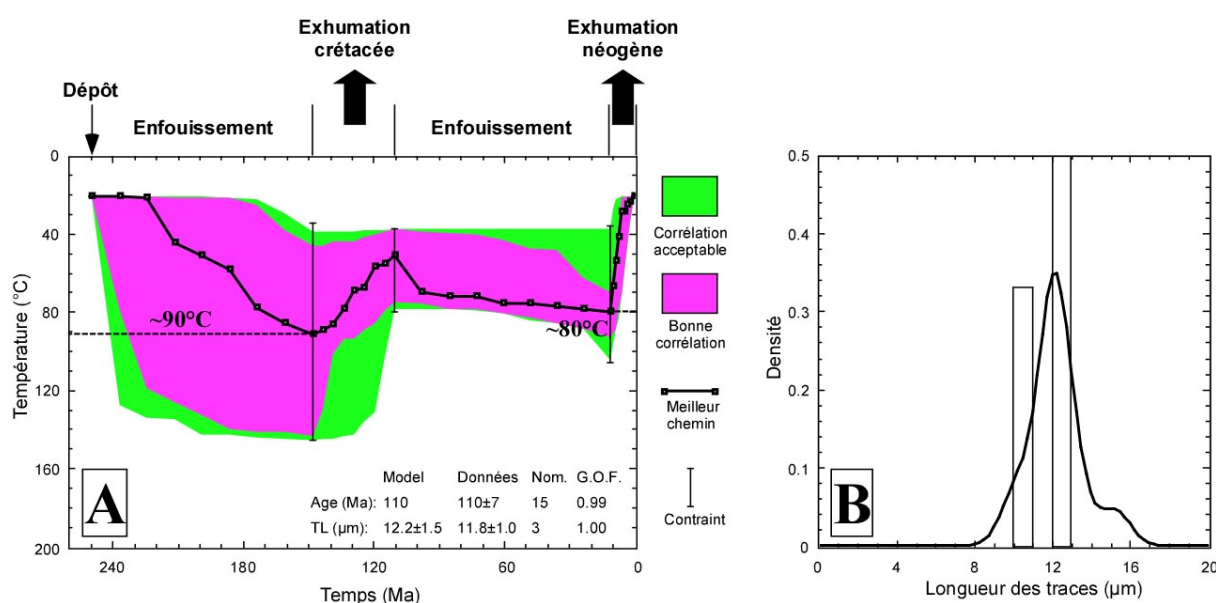


Figure 4. 37 : Modélisation AFTSolve de l'échantillon AT36. A: Chemin t-T. B: Distribution des longueurs des traces.

L'échantillon ENE6B est situé à 95 km au Sud de l'échantillon précédent (Figure 4. 31). Il a été collecté à l'entrée du canyon de Rio Cuti, à la base de la Formation Nia moyen du Crétacé (Figure 4. 38). L'échantillon a été collecté dans une lentille de sables grossiers, riches en glauconie. Il présente des apatites très petites ($\sim 80 \mu\text{m}$), avec des formes cristallines caractéristiques. Les apatites ont des compositions chimiques en Cl très variables, avec des

Dpar entre 1.11 et 2.13 μm . Seulement deux traces confinées ont été mesurées ($11.122 \pm 0.53 \mu\text{m}$) (Tableau 4. 1). La distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$ et les âges peuvent être subdivisés en deux populations (Figure 4. 34): une population jeune ($N_g=7$) avec un âge TFA de $24.4^{+4.7}_{-4}$ Ma et une population ancienne ($N_g=5$) avec un âge TFA de $232.6^{+32.3}_{-28.4}$ Ma.

Ces résultats indiquent que l'échantillon ENE6B a subi un recuit partiel dans la ZRP. Les grains réfractaires avec un fort Dpar ont résisté au recuit partiel (population ancienne), tandis que les grains les moins résistants ont été remis partiellement à zéro (population jeune). Ces données sont en accord avec la valeur moyenne de Ro (0.58) obtenue dans les séries crétacées sus-jacentes (échantillon ENE29; Tableau 4. 2).



Figure 4. 38 : Détails de l’affleurement ENE6B le long du Rio Cuti. La base des séries crétacées (Formation Nia moyen) correspond à des lentilles de grès verts, riches en glauconie.

L’échantillon OTG est situé à 20-25 km plus à l’Est de l’échantillon précédent, dans les niveaux stratigraphiques les plus profonds du flanc ouest de la Cordillère Otishi (Figure 4. 31 et Figure 4. 33). Il provient des grès verts, riches en glauconie, de la Fm Tarma d’âge Carbonifère supérieur, affleurant au fond du canyon du Rio Cuti (Figure 4. 39). Les grains présentent une distribution discordante avec deux populations (Figure 4. 34). La majorité des grains ($N_g=21$) montre un âge TFA à $111.5^{+14.6}_{-12.9}$ Ma. Cet âge témoigne d’un enfouissement depuis le Carbonifère, suivi d’une exhumation au Crétacé supérieur. L’âge TFA à $227.4^{+39.8}_{-34}$

Ma (Ng=6) est en relation avec les fortes valeurs des Dpar (jusqu'à 2.38 μm), traduisant une population d'apatites résistantes au recuit.

L'enfouissement tertiaire apparaît insuffisant dans cette zone pour archiver une histoire thermique tertiaire, en accord avec la valeur de Ro de 0.61 des séries permienes supérieures (échantillon ENE26; Tableau 4. 2). Bien que distant de seulement une vingtaine de kilomètres de l'échantillon ENE6B et situé dans un niveau stratigraphique inférieur, l'échantillon OTG ne montre aucun vestige d'un enfouissement tertiaire.



Figure 4. 39: Détails des grès verts de la Fm Tarma du Carbonifère supérieur (OTG).

Le bassin de Camisea

L'échantillon URU17 a été collecté à l'extrémité sud du bassin de Camisea, au niveau du Pongo de Mainique (Figure 4. 31 et Figure 4. 33). Il provient de la base des séries fluvio-estuariennes de la Fm Ambo (Carbonifère inférieur), quelques mètres sous la discordance du Carbonifère supérieur. L'échantillon a été collecté dans un banc de grès moyens, riches en éléments quartzueux (Figure 4. 40). La distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$ et deux populations d'âges sont distinguées (Figure 4. 56): une population jeune ($n=22$) avec un âge TFA de $6.5^{+0.9}_{-0.8}$ Ma et une population ancienne ($n=3$) avec un âge TFA de $31.4^{+10.1}_{-7.7}$ Ma. La longueur moyenne des traces confinées est de 13.05 ± 0.7 μm . On peut considérer que

l'échantillon URU17 a atteint la zone d'instabilité totale des traces (ZIT) et que seuls quelques grains réfractaires ($N_g=3$) n'ont pas été remis à zéro, probablement en raison de leurs D_{par} élevés. Ces résultats sont en accord avec la valeur élevée de R_o de 0.88 (échantillon URU15; Tableau 4. 2).



Figure 4. 40 : Site d'échantillonnage URU17 dans les séries fluvio-estuariennes de la Formation Ambo, le long du Rio Urubamba au Pongo de Mainique.

Bien que seulement quatre traces confinées aient pu être mesurées dans l'échantillon URU17, nous avons modélisé une histoire thermique avec deux épisodes de refroidissement (Figure 4. 41). On peut voir que depuis son dépôt, cet échantillon a été enfoui au Trias-Jurassique (?) où il a atteint une température maximale de 130°C. Ensuite, il a été exhumé vers ~115 Ma, à une vitesse moyenne de 0.11 km/Ma. Il est à nouveau enfoui au Tertiaire et exhumé à partir de 10 Ma, à une vitesse moyenne de 0.57 km/Ma. Les résultats montrent que l'enfouissement tertiaire a amené cet échantillon à une température maximale de ~182°C, permettant la remise à zéro des thermochronomètres dans le bassin de Camisea, et l'enregistrement de l'exhumation néogène.

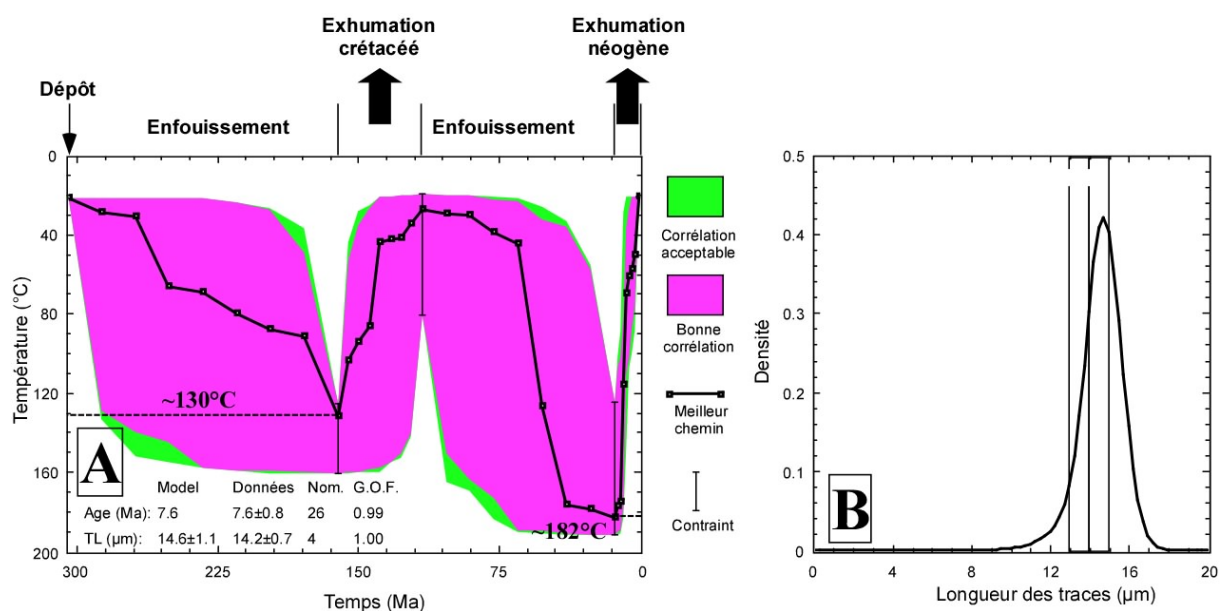


Figure 4. 41 : Modélisation AFTSolve de l'échantillon URU17. A: Chemin t-T. B: Distribution des longueurs des traces.

4.4.1.4.3. Le Bassin d'Ucayali

Le Shira

Les échantillons AT34 et AT35 ont été collectés en rive gauche du Rio Tambo (Figure 4. 31, Figure 4. 33 et Figure 4. 42), dans le Carbonifère supérieur du système de rétro-chevauchements d'Atalaya. L'échantillon oriental AT34 présente des apatites de couleur blanchâtre, très petites (<100 µm). La distribution des âges passe le test du $P(X^2)$. Le « pooled age » de l'échantillon est considéré comme l'âge TFA. L'âge TFA est de 133.47 ± 10.26 Ma. Les apatites ont des compositions chimiques peu différentes mais riches en Cl, avec un Dpar moyen de 2.74 µm, et une longueur moyenne des traces confinées de 10.37 ± 0.55 µm (Tableau 4. 1).



Figure 4. 42 : Affleurement des grès verts du Carbonifère supérieur de la Formation Tarma, le long du Rio Tambo d'où provient l'échantillon AT34.

La modélisation de deux épisodes de refroidissement, avec l'intervention d'un recuit thermique au Miocène, est compatible avec les données (Figure 4. 43). Les plus vieilles traces confinées ($N_c=11$) se sont formées à ~ 135 Ma, alors que l'exhumation Néogène n'est pas contrainte avec les données. En utilisant les données géologiques pour contraindre la température maximale d'enfouissement au Néogène, un recuit d'environ 105°C des grains autour de 17-15 Ma est requis pour obtenir des longueurs de traces modélisées, compatibles avec les données. Le taux d'exhumation crétacé moyen est de 0.08 km/Ma. L'exhumation néogène modélisée est de 0.23 km/Ma (Figure 4. 43).

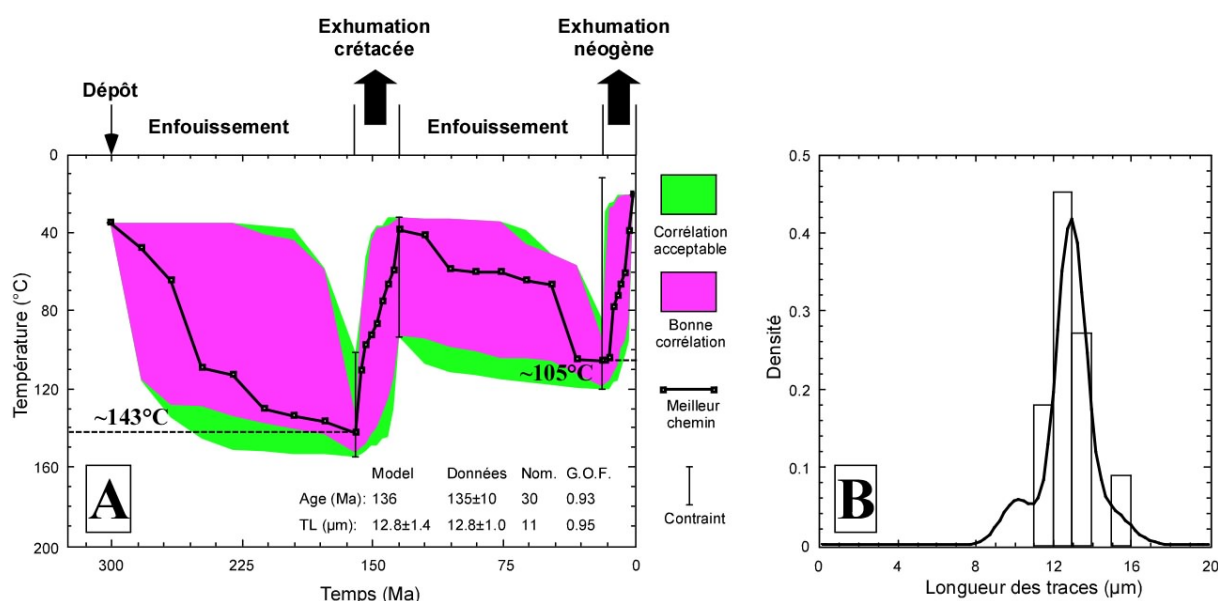


Figure 4. 43 : Modélisation AFTSolve de l'échantillon AT34. A: Chemin t-T. B: Distribution des longueurs des traces.

L'échantillon AT35 est situé à 13 km plus à l'Ouest (Figure 4. 31). La distribution des âges passe le test du $P(X^2)$, et l'âge TFA est de 107.31 ± 9.86 Ma. Les apatites ont des compositions chimiques proches et riches en Cl avec un Dpar moyen de 2.44 µm.

4.4.1.4.4. Données de forages

L'échantillon SM1004-2 provient d'un forage effectué sur l'anticlinal de San Martin, qui constitue la structure la plus orientale de la zone subandine du bassin de Camisea (Figure 4. 31 et Figure 4. 33). Cet échantillon correspond à une carotte prélevée dans les séries fluvio-éoliennes de la Formation Nia inférieure (~250 Ma), situées à -2743 mbsl (Figure 4. 44). La distribution des grains est discordante ($P(X^2) < 5$) et deux populations d'âges sont distinguées (Figure 4. 34): une population jeune ($N_g=10$) avec un âge TFA ($51.4^{+9.6}_{-8.1}$ Ma) et une population ancienne ($N_g=12$) avec un âge TFA de $181^{+22.2}_{-19.8}$ Ma (Tableau 4. 1).

Ces données indiquent un recuit partiel de l'échantillon dans la ZRP lors de l'enfouissement tertiaire. L'âge 181 Ma est représentatif d'une population de grains ayant mieux résisté au recuit, en raison de leur composition chimique différente, comme en témoigne la variation des valeurs de Dpar (1.12 à 2.73 µm).



Figure 4. 44 : Carotte SM1004-2 provenant du forage San Martin 1004, fournie par la compagnie Pluspetrol (échelle = 5 cm). Elle provient de la Formation éolienne Nia inférieur qui constitue le principal réservoir exploité pour le gaz dans le bassin de Camisea.

Deux échantillons proviennent de deux forages effectués sur l'Arche de Fitzcarrald (Figure 4. 31). L'échantillon septentrional MASH6 provient du puits Mashansha, situé sur le flanc nord de l'Arche (Figure 4. 31 et Figure 4. 33). Il correspond à un « cutting » prélevé dans les séries plutono-métamorphiques du socle cambro-ordovicien. Cet échantillon est situé au fond du puits, à une profondeur d'environ -2150 mbsl. Actuellement, la température à cette profondeur est de 80-85 °C (donnée de Perupetro). Cette valeur indique que l'échantillon est actuellement à la limite supérieure de la ZRP actuelle. L'échantillon montre une distribution d'âges concordante ($P(X^2) > 5$) avec un âge TFA à 101.6 ± 4.5 Ma. La longueur moyenne des traces est de 10.24 ± 0.02 μm (Tableau 4. 1).

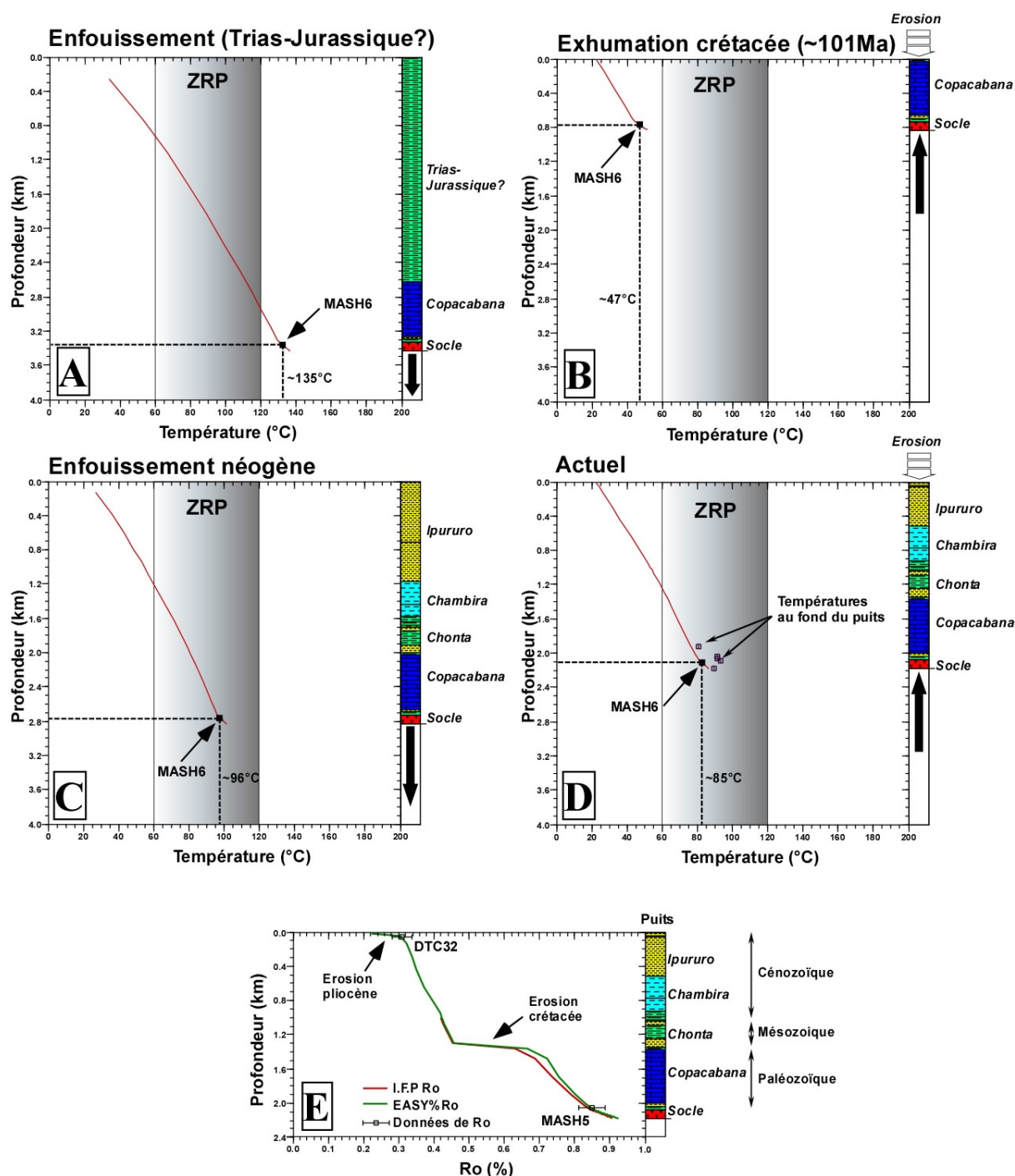


Figure 4. 45: Modélisation Genex de la température (courbes rouges) dans le puits Mashansha. A-D: Histoire thermique de l'échantillon MASH6 depuis son enfouissement au début du Mésozoïque jusqu'à son exhumation au Tertiaire. E: Modélisation des données de Ro. Les limites de la ZRP (60°C et 120°C) sont représentées.

La température à laquelle se trouve actuellement l'échantillon (~80-85°C) ne permet pas sa modélisation inverse, à partir du logiciel AFTSolve (température de surface fixée à 20°C). Par conséquent, avant de modéliser le chemin t-T de cet échantillon de manière directe

(*foreward*), nous avons effectué une modélisation Genex du puits, à partir des données stratigraphiques et de Ro (Figure 4. 45). Cette modélisation indique deux épisodes de refroidissement avec l'intervention d'un recuit à la fin du Néogène. L'échantillon a été fortement enfoui durant la première partie du Mésozoïque (Trias-Jurassique ?), où il a atteint une température maximale de $\sim 135^{\circ}\text{C}$, confirmée par la valeur élevée de Ro (0.85; échantillon MASH5). Avec son exhumation au Crétacé, les données géologiques montrent que l'échantillon a été soumis à une température maximale de $\sim 96^{\circ}\text{C}$ lors de l'enfouissement tertiaire. La reconstruction des épaisseurs des formations crétacées et tertiaires est contrainte par les données de maturité de roches-mères (Ro). La modélisation des données de Ro des séries carbonifère (Formation Ambo; échantillon MASH5) et miocène (Formation Ipururo; échantillon DTC32) indique une érosion de ~ 2600 m au Crétacé, et de ~ 700 m à partir de 4 Ma (Figure 4. 45). Ainsi, l'épaisseur maximale de la pile sédimentaire tertiaire avant le soulèvement de l'Arche de Fitzcarrald était de ~ 1.7 km (Figure 4. 45C).

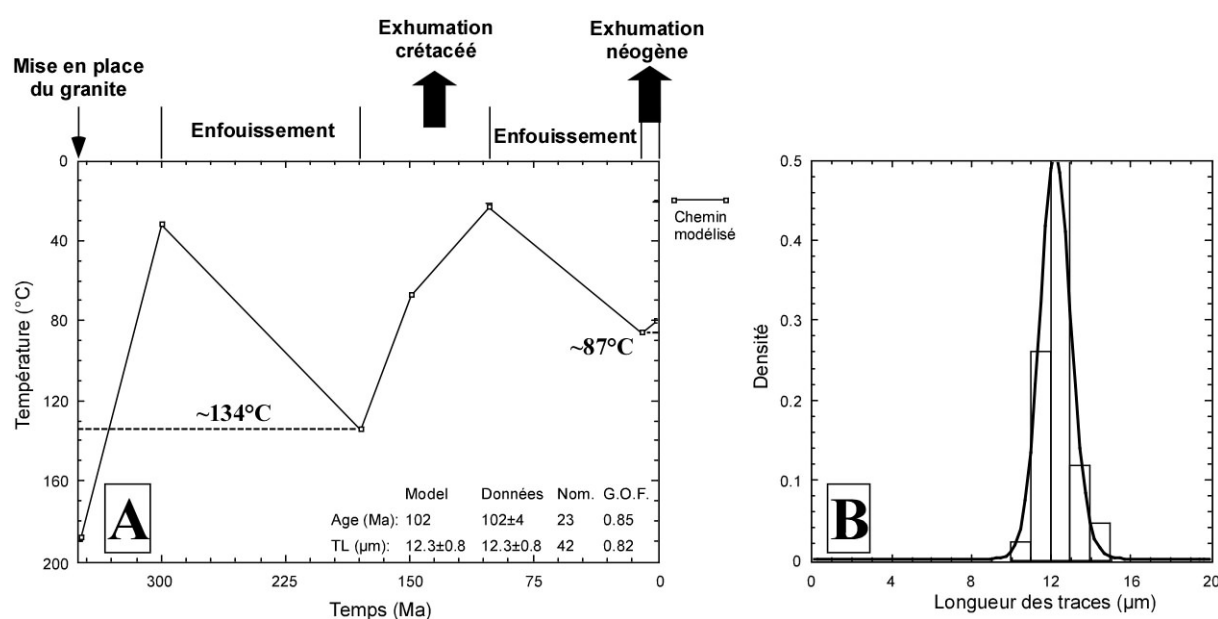


Figure 4. 46 : Modélisation AFTSolve directe de l'échantillon MASH6. A: Chemin t-T. B: Distribution des longueurs des traces.

La modélisation directe de l'échantillon MASH6 (Figure 4. 46), à partir des résultats obtenus avec Genex, permet la modélisation de deux épisodes de refroidissement. Lors de l'enfouissement pré-crétacé, l'échantillon est soumis à une température maximale de $\sim 134^{\circ}\text{C}$, valeur identique à celle obtenue avec la modélisation Genex. Le recuit thermique maximum

de 87°C atteint à la fin du Miocène est insuffisant pour remettre le thermochronomètre à zéro. Une exhumation néogène à partir de 4 Ma est modélisée.

L'échantillon méridional PANG3 provient du puits Panguana, situé près du sommet de l'Arche de Fitzcarrald (Figure 4. 31 et Figure 4. 33). L'échantillon provient d'un cutting effectué dans les séries détritiques crétacées de la Fm Nia supérieur. La profondeur d'échantillonnage se situe à environ -1330 mbsl. Actuellement, la température à cette profondeur est de ~42 °C (donnée de Perupetro). Cette valeur indique que l'échantillon est en dehors de la ZRP. La distribution des âges passe le test du $P(X^2)$. L'âge de TFA de 118.5 ± 14.2 Ma est considéré comme un âge déritique (Tableau 4. 1). Ces données indiquent donc que cet échantillon n'a pas enregistré l'enfouissement tertiaire. Ceci est en accord avec la faible pile sédimentaire des formations néogènes, observée actuellement dans cette zone (~1100 m).

4.4.1.5. Discussion sur l'évolution spatiale de la déformation

Notre analyse de l'histoire de l'exhumation dans le bassin d'Ucayali sud, à partir des données de TFA couplées aux valeurs de R_o , nous a permis de mettre en évidence deux exhumations majeures: une crétacée et une néogène. L'exhumation crétacée est contrainte par TFA autour de 110 Ma. Les unités morphotectoniques de la Cordillère Otishi, du bassin de Camisea et de l'avant-pays (bassin d'Ucayali sensu stricto) (Figure 4. 47) présentent les signatures de cette exhumation. Les reconstructions paléogéographiques obtenues à partir des coupes équilibrées (Figure 4. 49) et des données thermochronologiques montrent que cette exhumation est caractérisée par une importante érosion pouvant atteindre 2600 m, avec une vitesse d'exhumation lente d'environ 0.04 km/Ma. Les données de sismique réflexion provenant du bassin d'Ucayali mettent en évidence de manière locale, une érosion à la base de la Formation Nia moyen, générant un substratum pré-crétacé hétérogène. Dans le bassin de Camisea, Viera et al. (2003) décrivent plusieurs cycles sédimentaires crétacés, jalonnés à la base par une importante surface d'érosion. En effet, cette érosion qui se développe à la base de la Formation Nia moyen, enregistre une chute du niveau de base (Jaimes et de Freitas, 2006) et le creusement de vallées incisées. Néanmoins, les reconstitutions

paléogéographiques au Crétacé supérieur (Figure 4. 49) ne montrent pas de discordance angulaire régionale crétacée.

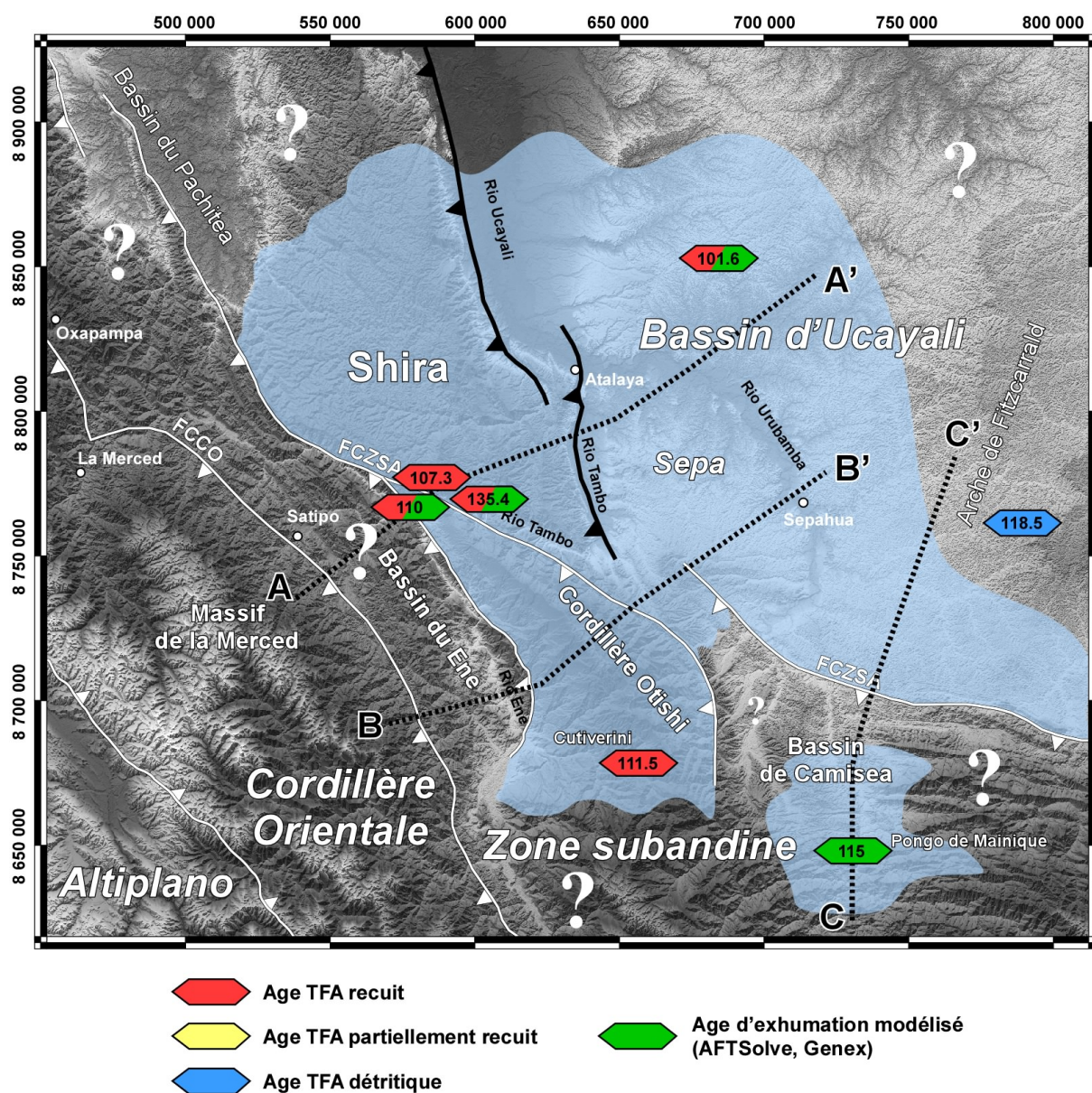


Figure 4. 47 : Carte d'exhumation crétacée (zone en bleu), à partir des données de TFA (diamants) obtenues dans les différentes unités morphotectoniques du bassin d'Ucayali. Les lignes en pointillés noirs correspondent aux trois coupes équilibrées de la Figure 4.31.

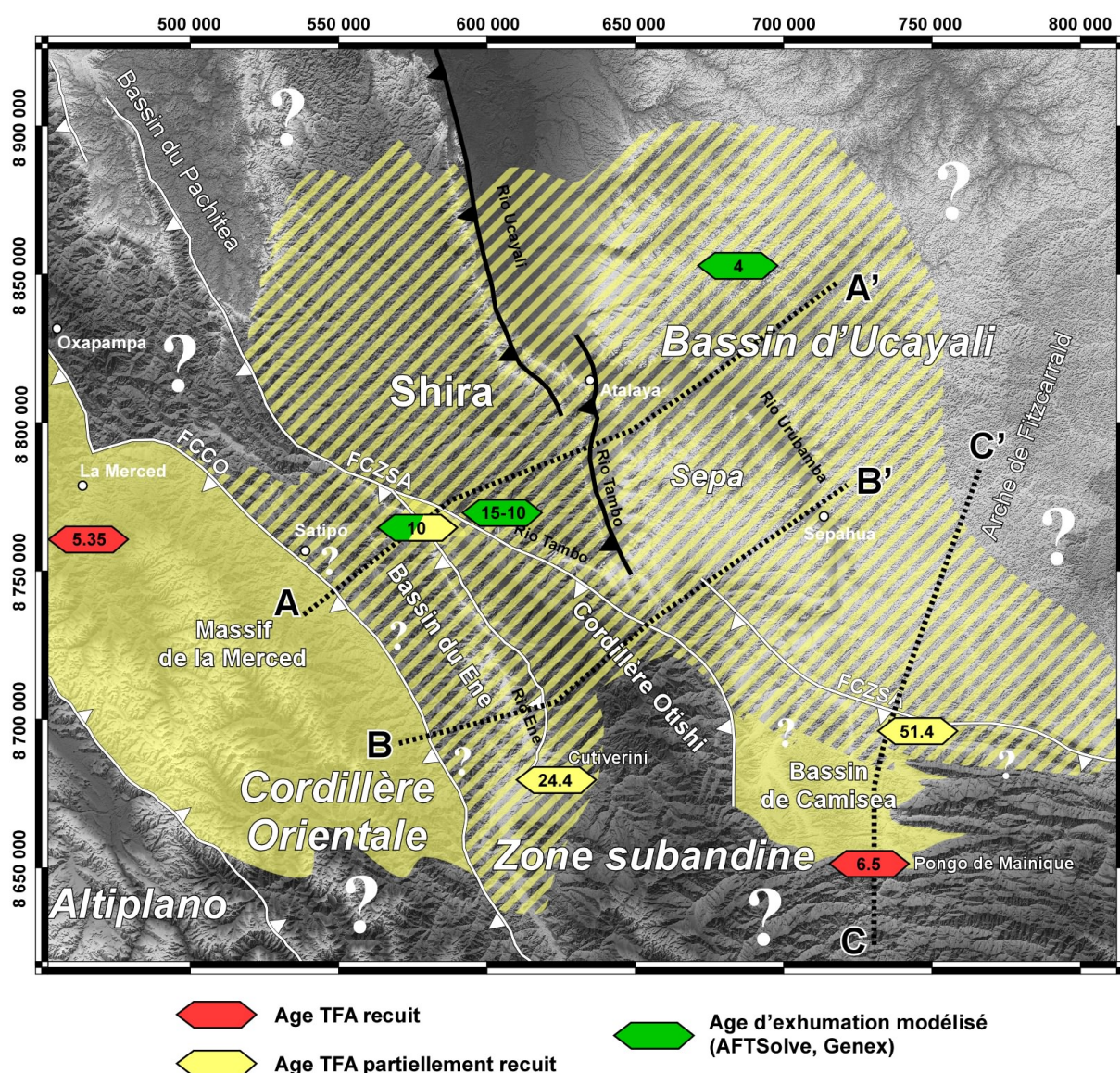


Figure 4. 48 : Carte d'exhumation tertiaire (zones en jaune), à partir des données de TFA (diamants) obtenues dans les différentes unités morphotectoniques du bassin d'Ucayali. La zone hachurée en jaune correspond à l'aire du bassin partiellement remise à zéro lors de l'enfouissement tertiaire. Les lignes en pointillés noirs correspondent aux trois coupes équilibrées de la Figure 4.31.

Les vestiges de l'exhumation crétacée sont observés dans les Andes septentrionales colombiennes, à partir de la sismique pétrolière (Jaimes et de Freitas, 2006). Au Venezuela et en Colombie du Nord, les études paléogéographiques (Villamil et Pindel, 1998; Villamil et al., 1999) et les données thermochronologiques sur apatites (Shagam et al., 1984) et zircons (Kohn et al., 1984) suggèrent un soulèvement et une érosion entre 113 et 81 Ma. Cette érosion est parfaitement établie dans les Andes par Pindell et Tabbutt (1995), qu'ils datent comme étant d'âge albo-cénomanién. Plusieurs travaux montrent que l'origine de cette exhumation

crétacée, affectant une grande partie du système andin, n'est pas encore clairement établie. Par exemple, au Vénézuëla, Parnaud et al. (1995) attribuent un hiatus des formations du Cénomaniën inférieur (Canache et al., 1994) à la collision de l'arc volcanique pacifique avec la plaque sud-américaine, induisant une flexure de la lithosphère continentale et la création d'un forebulge et l'érosion de ce dernier. Dans le cas du bassin d'Ucayali, cette région était probablement située beaucoup plus à l'Est d'un éventuel paléo-forebulge crétacé, et constituait la bordure ouest du craton brésilien. Par ailleurs, la quantité d'érosion calculée (~2600 m) est difficilement conciliable avec la présence d'un forebulge.

L'évolution paléogéographique et paléoenvironnementale au Mésozoïque des bassins sud-américains s'est faite sous l'influence de deux processus tectoniques majeurs: 1) la subduction de la proto-plaque Pacifique sous la marge occidentale du Gondwana et 2) un flot asthénosphérique régional en liaison avec l'ouverture de l'Océan Atlantique sud (Franzese et al., 2003). A partir d'une analyse stratigraphique effectuée dans la région sud-ouest de l'Equateur, Jaillard et al. (1996) concluent à l'existence d'une « phase tectonique » compressive durant la période Albo-Cénomaniën inférieur. Or, les observations de terrain et les données de sismique du bassin d'Ucayali ne montrent aucune preuve en faveur d'une tectonique crétacée. En effet, dans cette région, les structures paléozoïques ne présentent qu'un très faible re-jeu crétacé (Espurt et al., soumis). Nous proposons que cette érosion, d'échelle régionale soit essentiellement une conséquence de l'ouverture de l'Océan Atlantique sud, sans aucune influence du processus de subduction. Par exemple, dans la partie sud de l'Océan Atlantique, le stade post-rift est corrélé avec le développement d'une surface d'érosion entre des séries marines inférieures et des séries fluviales détritiques supérieures (MacDonald et al., 2003). Ainsi, cette surface d'érosion crétacée, datée précisément entre 110 et 100 Ma en réponse à une exhumation lente du craton brésilien, correspondrait à une « break-up unconformity » (Embry et Dixon, 1990; Harman et al., 1998).

La signature de l'exhumation crétacée au sein du bassin amazonien n'a pas été effacée par l'histoire néogène du bassin (Figure 4. 48). En effet, les reconstructions paléogéographiques des formations tertiaires dans le bassin amazonien (Dumont et al., 1991) montrent des épaisseurs insuffisantes (<2000 m) pour entraîner une remise à zéro des thermochronomètres TFA. Cependant, cet épisode crétacé a été en partie ou totalement effacé dans certains bassins transportés (bassin du Ene) ou flexuraux (bassin de Camisea). En

effet, la Figure 4. 50 et les reconstitutions paléogéographiques (Figure 4. 49) montrent une hétérogénéité de l'épaisseur maximale des formations tertiaires dans l'avant-pays. Au Nord, dans la région de la Sepa-Mashansha, la pile sédimentaire est peu épaisse, de l'ordre de ~2000 m tout au plus. A l'inverse, au Sud, la pile tertiaire atteint une épaisseur maximale de ~5000 m dans le bassin de Camisea (Figure 4. 50). Ce gradient nord-sud est étroitement lié à la propagation des chevauchements de couverture au Sud de la zone de transfert du Rio Tambo (Espurt et al., soumis). Ainsi, il est possible que la charge tectonique induite par le système chevauchant de la Cordillère Otishi ait contrôlé la géométrie du bassin flexural de Camisea et provoqué un piégeage sédimentaire suffisant pour remettre les thermochronomètres TFA à zéro durant le Néogène. Les vitesses d'exhumation néogène de l'ordre de 0.2-0.6 km/Ma indiquent une exhumation rapide par les chevauchements à partir de 10-6 Ma. Dans la partie nord du bassin, les chevauchements de socle sont corrélés par des vitesses d'exhumation relativement plus lentes (~0.2 km/Ma) qu'au Sud (~0.6 km/Ma), où dominant des chevauchements de couverture. C'est dans le bassin de Camisea que l'exhumation néogène est la mieux contrainte à ~6 Ma.

L'âge très jeune d'exhumation (~5 Ma) de la Cordillère Orientale provient vraisemblablement du niveau stratigraphique profond de l'échantillon (socle Cambro-Ordovicien). Des données de TFA obtenues plus au Sud par van Heiningen et al. (2005) montrent aussi une exhumation très récente entre 1.9 et 7.3 Ma dans la vallée de l'Apurimac.

Enregistrement de l'exhumation crétacée

Pile sédimentaire tertiaire

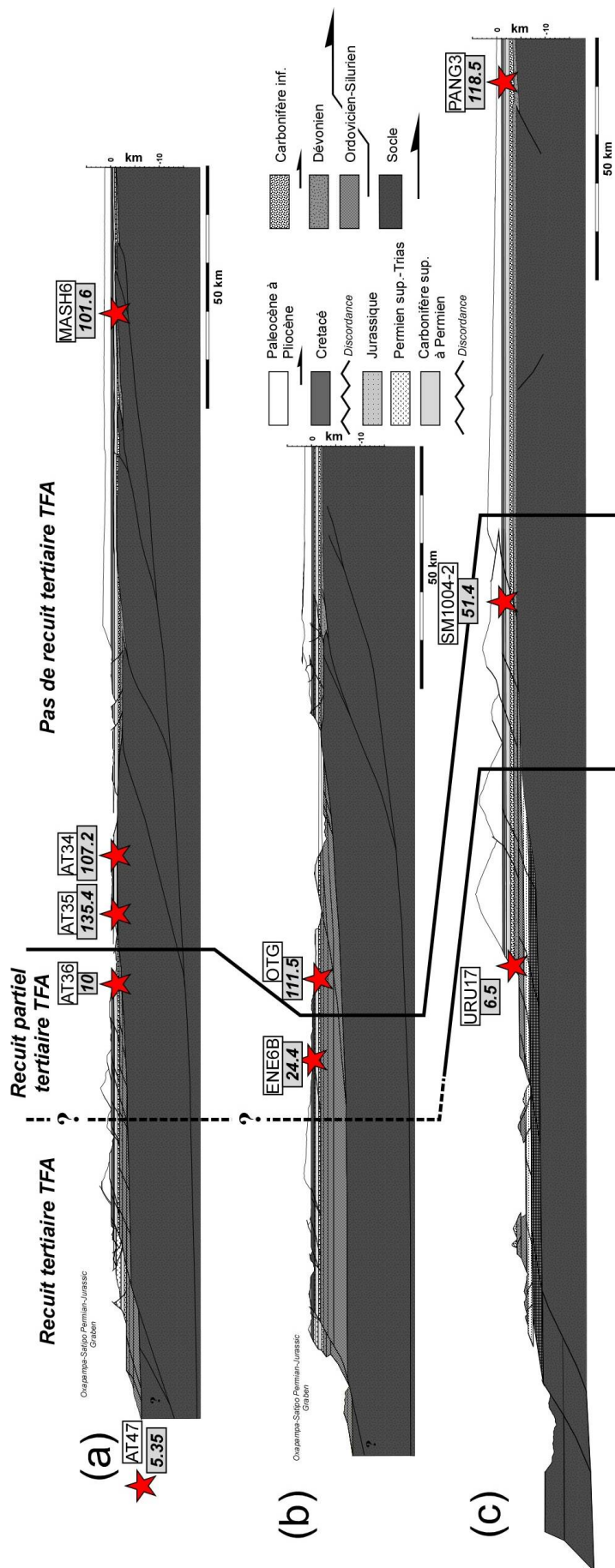


Figure 4. 49 : Coupes restaurées par rapport à la discontinuité crétacée (voir localisation Figure 4.47 et 4.48). Ces reconstitutions paléogéographiques ne montrent pas une structuration significative des formations qui pré-datent cette érosion. Le substratum paléozoïque a déjà été érodé lors d'une érosion majeure au Carbonifère supérieur. C'est dans la partie ouest et sud-ouest du bassin, là où les formations tertiaires sont les plus épaisses, que l'exhumation néogène a été enregistrée. Les étoiles correspondent aux données de TFA (âges d'exhumation les plus jeunes).

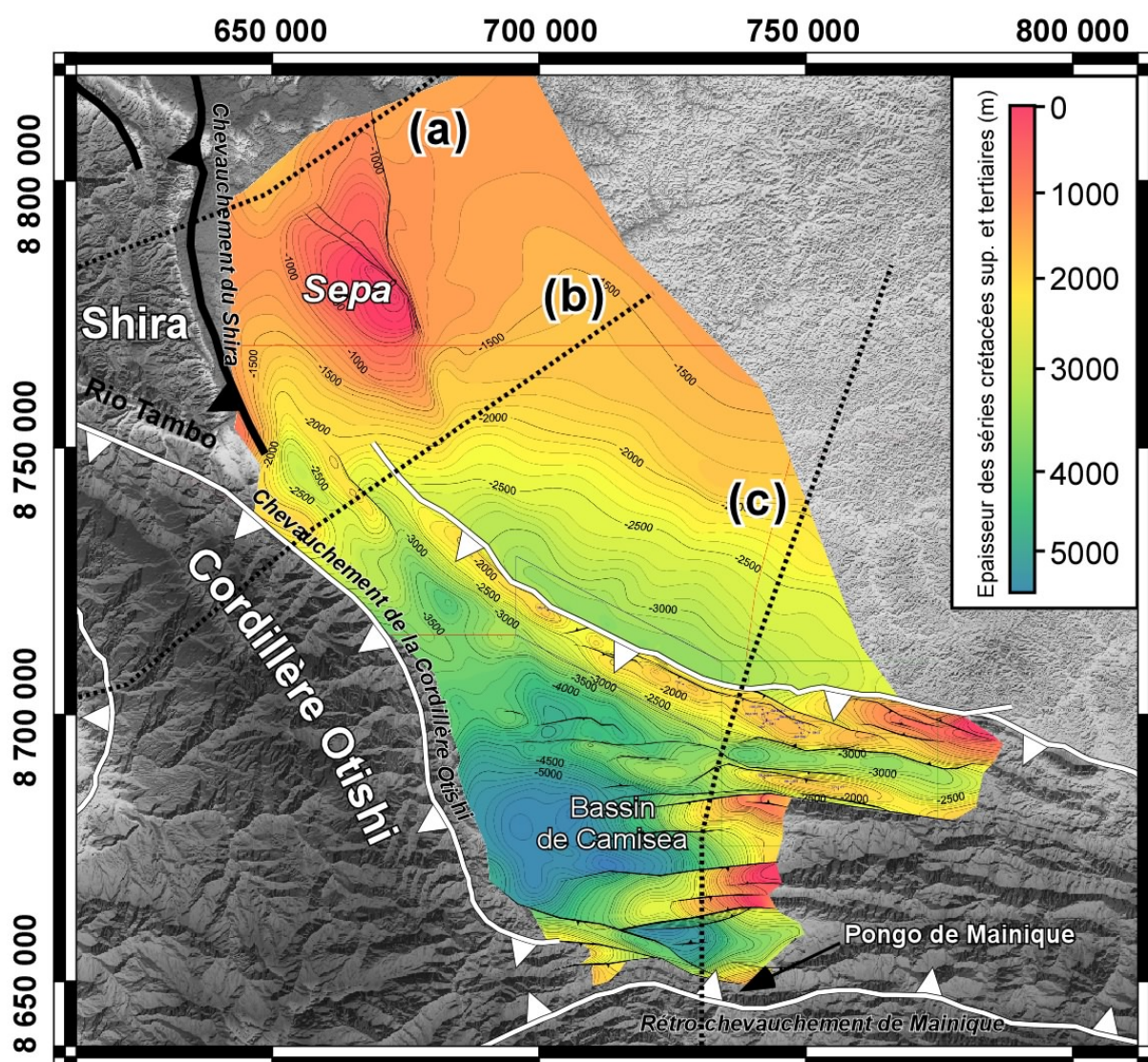


Figure 4. 50 : Carte structurale de la profondeur (en mètres) du toit de la Formation Nia (d'après Chung et al., 2006). Pour obtenir l'épaisseur de la pile sédimentaire tertiaire, il faut retrancher une valeur de 370 m, correspondant à l'épaisseur des formations Chonta et Vivian isopaques dans le bassin d'Ucayali. Les lignes a, b et c en pointillés, correspondent aux trois coupes équilibrées restaurées dans la Figure 4.49.

En résumé, ces premiers résultats nous indiquent que l'histoire de la déformation néogène, c'est-à-dire la structuration subandine est enregistrée par la thermochronologie TFA que dans certaines zones, comme le bassin de Camisea. Ainsi, ce bassin constitue une zone stratégique pour étudier la déformation subandine.

4.4.2. Histoire thermique de la déformation subandine

4.4.2.1. Introduction

La propagation de la déformation au sein d'un bassin d'avant-pays est contrôlée par l'avancée du prisme orogénique (DeCelles et Giles, 1996). Le bassin subandin de Camisea, situé à l'extrême bordure sud du bassin d'avant-pays nord amazonien (Roddaz et al., 2005b), constitue un bassin d'avant-pays actif (Dorbath, 1996) depuis le Miocène moyen (Hermoza et al., 2005), dont le développement est contrôlé par les Andes. L'évolution structurale de ce bassin a fait l'objet de plusieurs études (Dumont et al., 1991; Mathalone et Montoya, 1995; Geins, 1997; Shaw et al., 1999), mais l'évolution temporelle de la déformation reste peu contrainte à ce jour. Les données présentées dans le chapitre précédent ont montrée que l'histoire néogène n'est pas nécessairement enregistrée par les outils thermochronologiques. En effet, l'histoire de la déformation subandine a été enregistrée seulement dans certaines zones-clés comme le bassin de Camisea. C'est dans cette zone stratégique que nous allons à présent focaliser notre étude.

Le but de cette partie est de reconstruire l'évolution temporelle de la déformation subandine dans le bassin de Camisea, en combinant les données de modélisation structurale avec les résultats de thermochronologie basse température (TFA et Ro), le long d'un profil vertical. Nous verrons les conséquences qui peuvent en découler sur les systèmes pétroliers.

4.4.2.2. Contexte géologique

Le bassin de Camisea se situe à l'extrémité sud du bassin d'Ucayali, sur le flanc nord de l'Arche de Fitzcarrald. Il est limité au Nord-Ouest par le système chevauchant de la Cordillère Otishi et à l'Est par la Cordillère de Calangato (Figure 4. 51a). La pile sédimentaire (Ordovicien à Pliocène; voir Figure 4. 32) est impliquée dans un système de chevauchements et plis associés (Bellido, 1969; Mathalone et Montoya, 1995; Geuns, 1997; Chung et al., 2006), avec respectivement du Nord vers le Sud, les anticlinaux de San Martin, Cashiriari, Armihuari, Timpia 2 et Timpia 1 (Figure 4. 51).

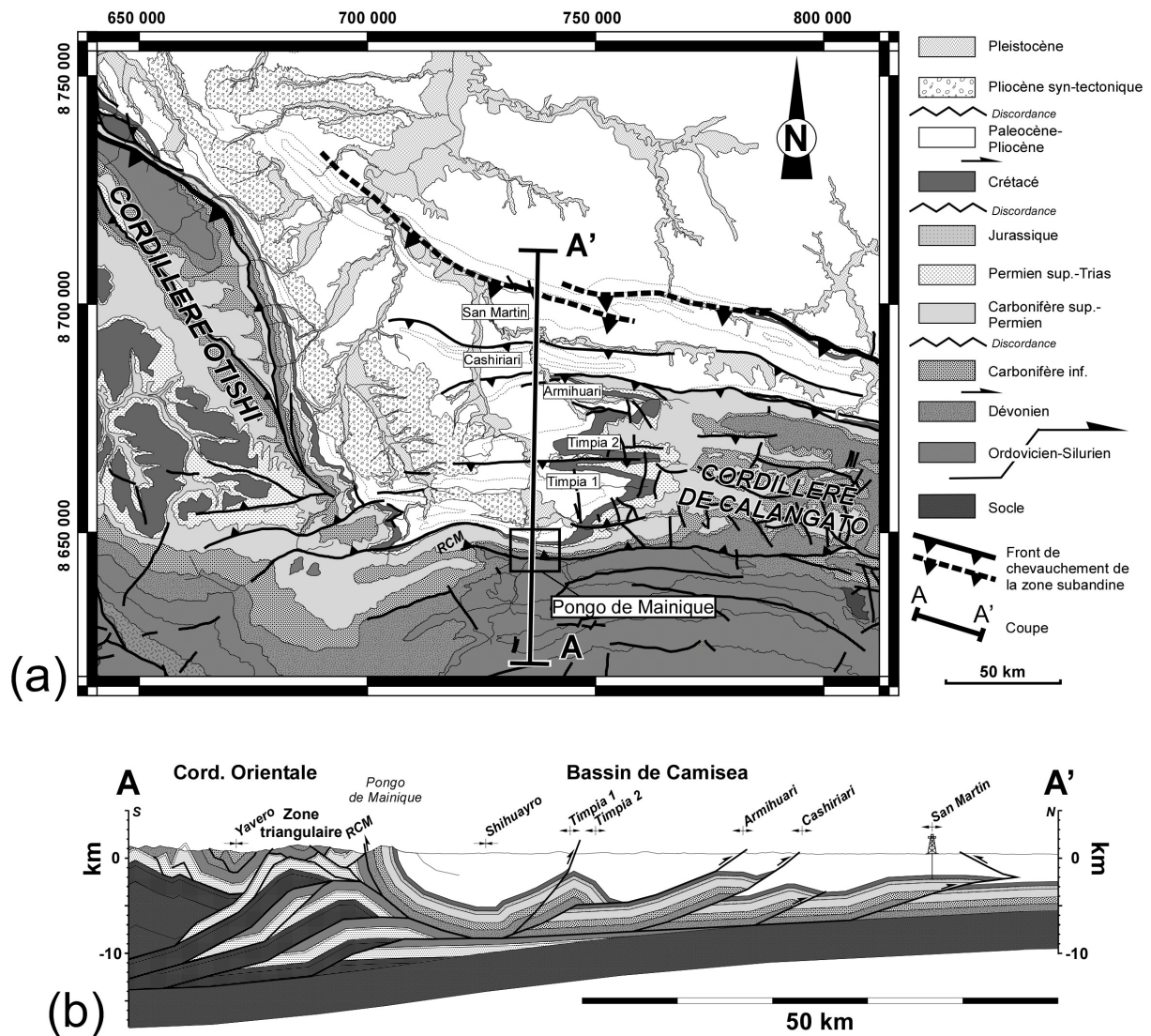


Figure 4. 51 : (a) Contexte géologique du bassin de Camisea avec les principales structures et la localisation du Pongo de Mainique (rectangle noir). (b) Coupe géologique N-S modifiée de Gil, 2002. RCM: Rétro-chevauchement de Mainique.

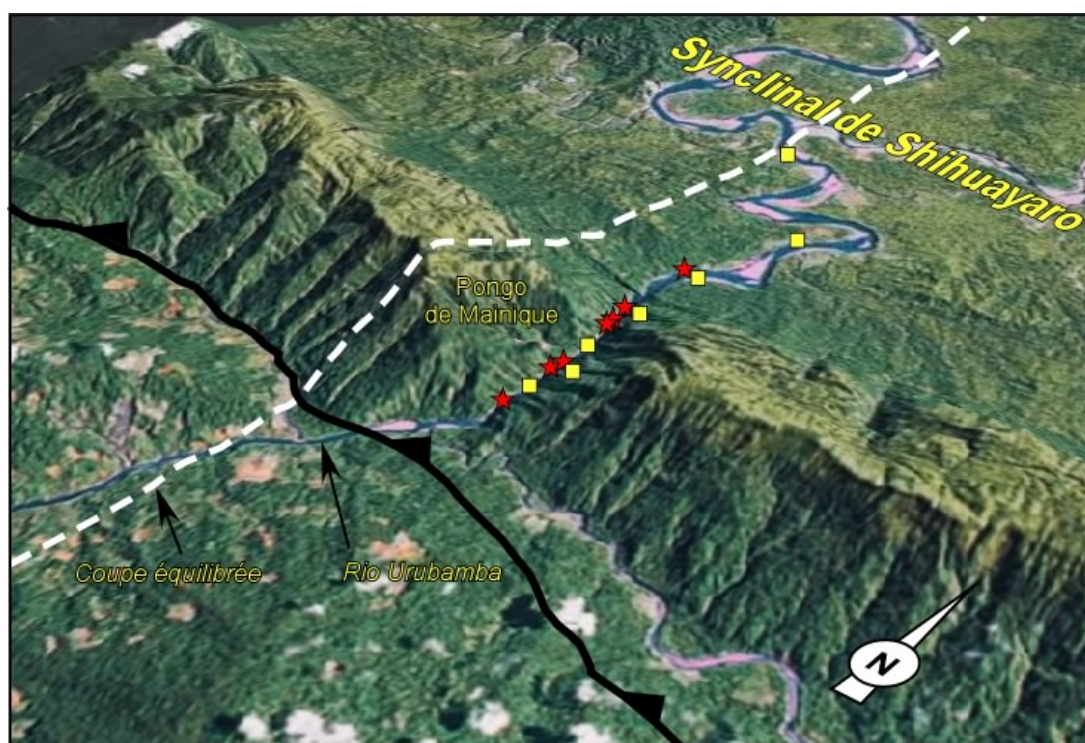


Figure 4. 52 : Vue tridimensionnelle du Pongo de Mainique sur image Landsat drapée sur un MNT SRTM 90 m, avec localisation des échantillons de TFA (étoiles rouges) et de Ro (carrés jaunes). Voir localisation sur Figure 4.49. Le tracé de la coupe géologique du Pongo de Mainique est signalé par la ligne brisée blanche. C'est sur cette coupe qu'ont été projetées les données (Figure 4. 54).

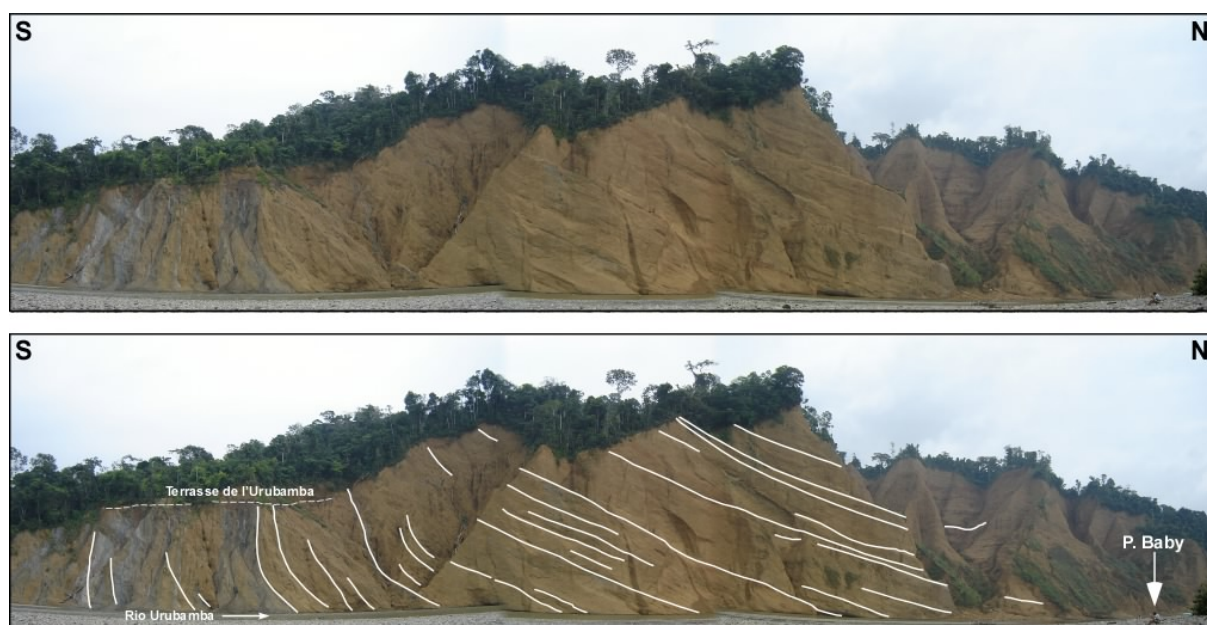


Figure 4. 53 : Vue panoramique des formations syn-tectoniques mio-pliocènes en discordances progressives, au niveau du flanc sud du synclinal de Shihuayaro (12.18200°S, 72.84561°W). Voir localisation de la photo sur la Figure 4.54.

Actuellement, les anticlinaux du bassin de Camisea renferment d'importants gisements de gaz en cours de développement. La bordure sud du bassin de Camisea est constituée par une importante zone triangulaire formée d'écailles de roches paléozoïques (Figure 4. 51b; Gil, 2002). Le raccourcissement lié à ce duplex est accommodé dans les structures externes branchées sur le décollement qui constitue le toit du duplex et le décollement basal du prisme externe. Il s'agit notamment du rétro-chevauchement de Mainique, sur la bordure sud du synclinal de Shihuayro (Figure 4. 51b), et des anticlinaux de Timpia 1, Timpia 2, Armihuari, Cashiriari et San Martín. Le synclinal de Shihuayro est formé par une importante série détritique tertiaire de 5000 m d'épaisseur. Au niveau du Pongo de Mainique, le flanc sud du synclinal est constitué d'une série verticalisée continue de plus de 10 km d'épaisseur, allant de l'Ordovicien supérieur au Néogène supérieur. La partie supérieure des formations néogènes est constituée par des dépôts syn-tectoniques disposés en discordances progressives (Vergés et al., 2002), qui se développent sur une épaisseur d'environ 2000 m au cœur du synclinal (Figure 4. 51b et Figure 4. 53). Ces dépôts syn-tectoniques ont enregistré le développement du duplex interne. Ainsi, le flanc sud du synclinal de Shihuayro constitue un endroit stratégique pour réaliser un profil d'échantillonnage thermochronologique.

4.4.2.3. Résultats et interprétations

La stratégie d'échantillonnage dans cette zone a donc été de collecter un profil complet, couvrant la plus grande partie des paléo-températures au toit du rétro-chevauchement de Mainique (Figure 4. 54 et Figure 4. 55), pour contraindre l'exhumation du flanc sud du synclinal de Shihuayro. Nous avons collecté huit échantillons de grès moyens à grossiers, entre le Carbonifère inférieur et le Paléocène, couvrant une épaisseur de 2950 m (Figure 4. 55 et Tableau 4. 4) et six échantillons de roches-mères, entre le Carbonifère inférieur et le Néogène inférieur, couvrant une épaisseur de 6240 m (Figure 4. 55 et Tableau 4. 3). Nous avons utilisé comme référence le toit des formations pré-tectoniques au cœur du synclinal de Shihuayro, pour estimer la paléo-profondeur de chaque échantillon avant érosion (voir Figure 4. 55).

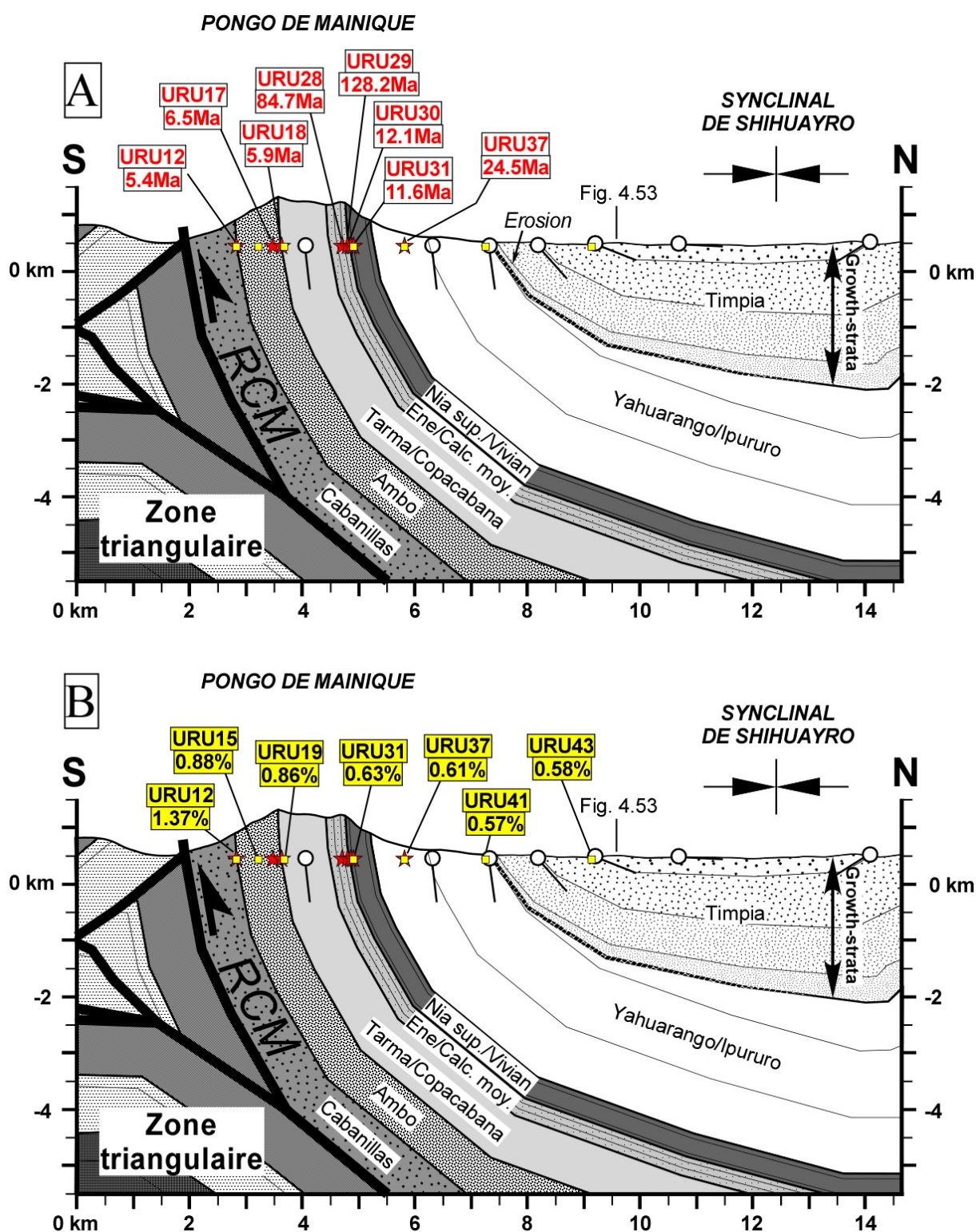


Figure 4. 54 : Détails du flanc sud du synclinal de Shihuayro et du Pongo de Mainique avec (A) la position des échantillons de TFA (étoiles rouges) et (B) des Ro (carrés jaunes). Les données de terrain ont permis de déterminer la base des formations syn-tectoniques de la Formation Timpia dans le synclinal externe. Ces dépôts sont structurés en discordances progressives « growth strata » vers le Nord. La localisation de la Figure 4.53 des formations syn-tectoniques est mentionnée.

ECHANTILLON	NATURE ET FORMATION	LONGITUDE UTM18 (M)	LATITUDE UTM18 (M)	ALTITUDE (M)	COT (%)	RO (%)
URU43	BOIS (TIMPIA)	565334	8760499	445	-	0.58
URU41	BOIS (IPURURO)	626863	8681296	445	-	0.57
URU37	BOIS (IPURURO)	632861	8679900	445	-	0.61
URU31	LUTITES NOIRES (NIA SUP.)	737077	8647668	445	-	0.63
URU19	LUTITES NOIRES (TARMA)	737077	8646396	445	0.2	0.86
URU15	BOIS (AMBO)	713246	8846338	445	0.95	0.88
URU12	LUTITES NOIRES (AMBO)	676643	8841947	445	1.14	1.37

Tableau 4. 3 : Données de COT et Ro du profil du Pongo de Mainique.

Echantillons	Age stratigraphique Formation	Longitude UTM 18	Latitude UTM 18	Elevation m	ρS	Ns	ρi	Ni	ρd	Nd	Ng	$P(X^2)$ %	Pooled Age (Ma)	Nc	LMT μm	Dpar μm
URU37	Oligo-miocène	737071	8648564	445	0.151	195	0.317	408	6.9422	13517	26	2.18	59.29(+/-5.35)			1.56
	Population 1										8.3		24.5 (+12.2/-8.2)			
	Population 2										17.7		72.3 (+10.4/-9.1)			
URU31	Albo-Cénomanién Nia supérieur	737077	8647668	445	0.178	124	0.902	628	6.943	13517	17	0	24.53(+/-2.48)			1.56
	Population 1										11.2		11.6 (+2/-1.7)			
	Population 2										5.8		98.5 (+18/-15.2)			
URU30	Albo-Cénomanién Nia moyen	737059	8647626	445	0.32	62	0.954	185	6.9061	13517	16	0.04	41.42(+/-6.16)			1.38
	Population 1										2.3		12.1 (+7.8/-4.7)			
	Population 2										9.7		67.9 (+18.4/-14.5)			
URU29	Jurassique Calcaires moyens	737013	8647548	445	0.426	229	0.405	218	6.8692	13517	21	31.97	128.2 (+/-12.52)	6	12.04+/-0.31	2.59
URU28	Permien-Trias Nia inférieur	738098	8647472	445	0.802	505	0.854	538	6.8323	13517	22	2.25	114.11(+/-7.58)	8	10.65+/-0.32	1.79
	Population 1										9.9		84.7 (+13.7/-11.8)			
	Population 2										12.1		146.1 (+20.6/-18.1)			
URU18	Carbonifère Supérieur Tarma	737047	8646292	445	0.035	57	0.245	401	6.7585	13517	36	0.12	17.22(+/-2.47)			1.05
	Population 1										24.9		5.9 (+3.5/-2.2)			
	Population 2										11.1		40.4 (+11.8/-9.1)			
URU17	Carbonifère Inférieur Ambo	737055	8646140	445	0.121	103	1.91	1625	6.7216	13517	26	0	7.6 (+/-08)	4	13.05+/-0.7	1.16
	Population 1										22.5		6.5 (+0.9/-0.8)			
	Population 2										3.5		31.4 (+10.1/-7.7)			
URU12	Carbonifère Inférieur Ambo	736980	8645452	445	0.161	223	2.388	3317	6.6847	13517	28	0	8.1 (+/-0.59)			1.46
	Population 1										8		5.4 (+2/-1.5)			
	Population 2										15.8		6.7 (+3.1/-2.1)			

Tableau 4. 4 : Résultats TFA. Les « pooled ages » ont été reportés pour tous les échantillons. Lorsqu'un échantillon ne passe pas le test du $P(X^2)$, les populations ont été déterminées à partir du logiciel Binomfit (Brandon, 1996). Les âges TFA les plus jeunes ou les plus représentatifs sont en italique. ρS , ρi , ρn : Densité des traces spontanées, induites et dans le détecteur; NS, Ni, Nn, Nc: Nombre de traces spontanées, induites, induites dans le détecteur et confinées; N: Nombres de grains comptés; $P(X^2)$: Probabilité d'obtenir une valeur $P(X^2)$ pour n degrés de liberté (avec n =nombre de cristaux – 1) . Les valeurs supérieures à 5% passent le test et représentent une seule population d'âges; LMT: Longueur moyenne des traces confinées; Dpar: Moyenne des diamètres des traces parallèles à l'axe cristallographique $\hat{c}$ dans chaque échantillon.

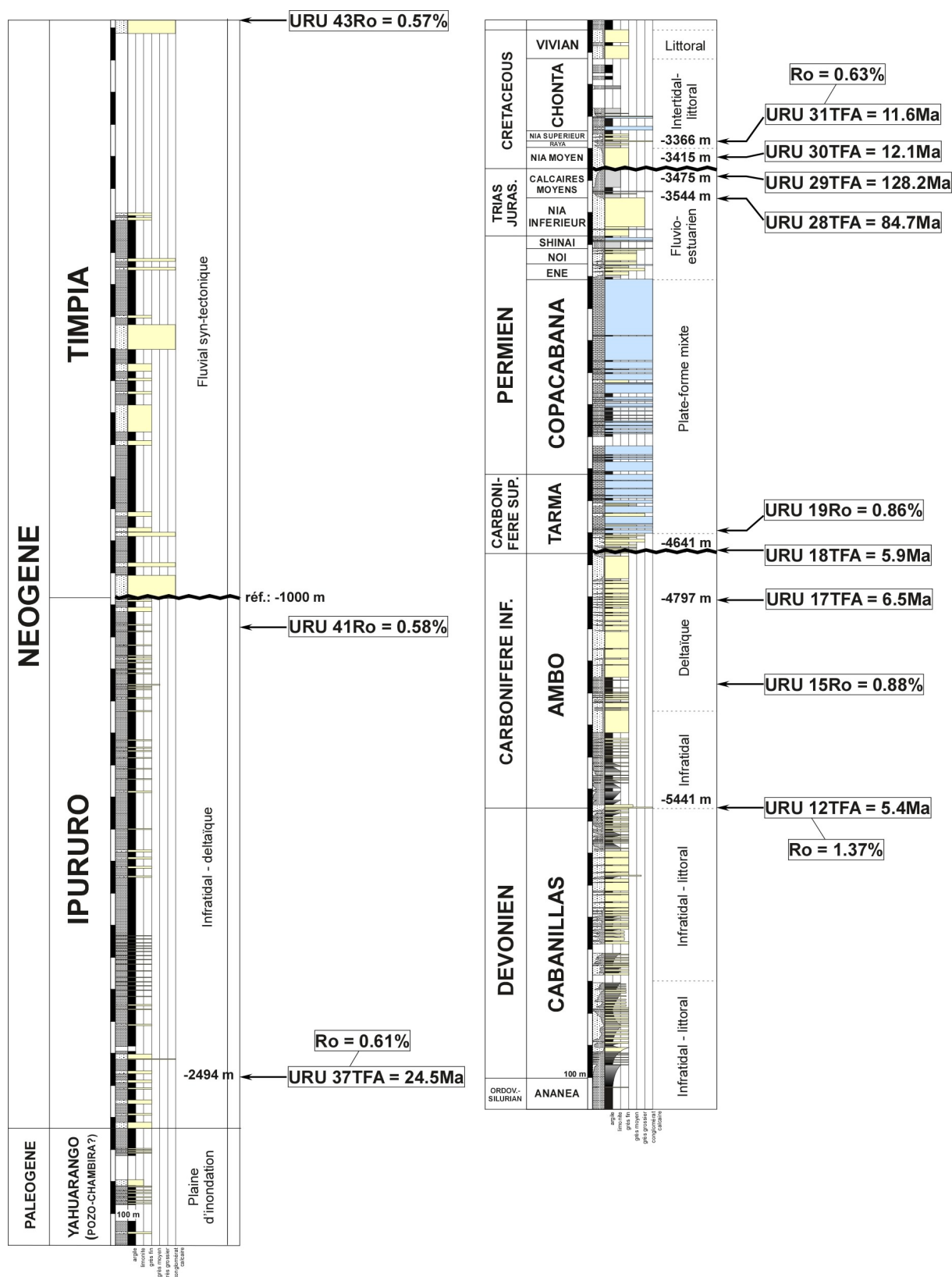


Figure 4. 55 : Colonne stratigraphique du Pongo de Mainique (modifiée d'après Gil, 2002). Les échantillons collectés pour les analyses thermochronologiques sont placés (TFA: âges traces de fission sur apatites les plus jeunes; Ro: valeur de réflectance de vitrinite). Nomenclatures des formations mésozoïques d'après Chung et al. (2006).

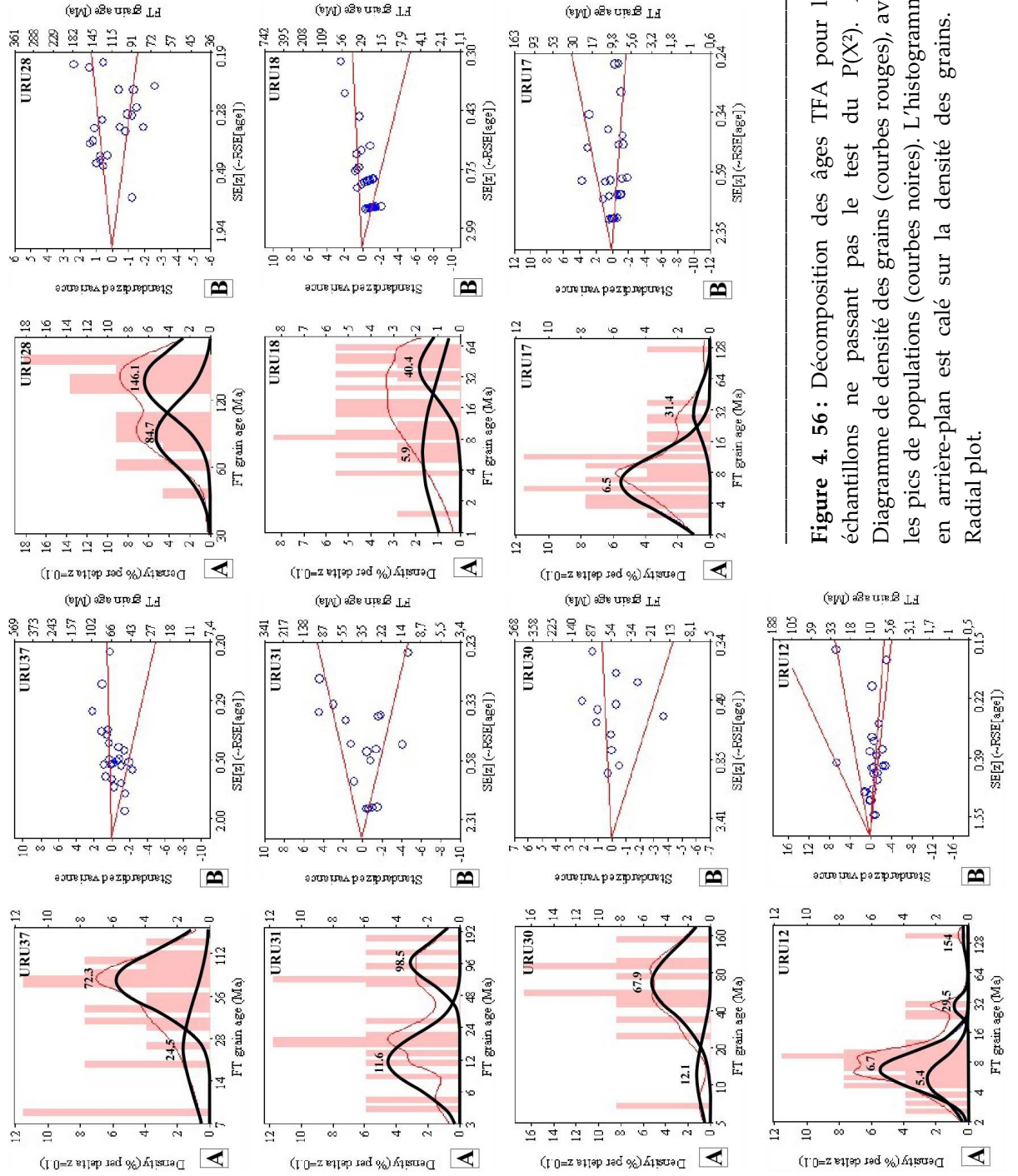


Figure 4.56: Décomposition des âges TFA pour les échantillons ne passant pas le test du $P(X^2)$. A: Diagramme de densité des grains (courbes rouges), avec les pics de populations (courbes noires). L'histogramme en arrière-plan est calculé sur la densité des grains. B: Radial plot.

Les âges TFA de ces huit échantillons se répartissent entre 128.28 ± 12.52 Ma et $5.4^{+2/-1.5}$ Ma. Les quelques traces confinées et mesurées montrent des longueurs entre $13.05 \mu\text{m}$ et $10.65 \mu\text{m}$, avec des Dpar moyens entre $1.05 \mu\text{m}$ et $2.59 \mu\text{m}$ (Tableau 4. 4).

L'échantillon URU37 est relativement le plus superficiel stratigraphiquement (-2494 m; Figure 4. 54 et Figure 4. 55). Il a été récolté dans les séries détritiques de la Formation Ipururo, d'âge Miocène (Figure 4. 57). Il provient d'un grès moyen, de couleur grise, riche en éléments volcaniques, débris de bois et fossiles de mammifères. L'échantillon est très riche en apatites qui présentent une forme cristalline parfaite, indiquant que les grains ont été peu transportés.



Figure 4. 57 : Détails de l’affleurement URU37 de la Formation Ipururo, le long du Rio Urubamba (Pongo de Mainique). Il correspond à un grès fin, riche en charbon et restes de mammifères, caractéristiques de la Formation Ipururo.

La distribution des âges est discordante, avec deux populations de grains (Figure 4. 56), comme en témoigne la répartition des valeurs de Dpar (entre 1.2 et $2.17 \mu\text{m}$). L'âge TFA le plus jeune ($N_g=8$) est de $24.5^{+12.2/-8.2}$ Ma (Tableau 4. 4 et Figure 4. 56). Cet âge est proche de l'âge stratigraphique supposé de l'échantillon. Ainsi, nous considérons cet âge comme

détritique. De plus, la seconde population (Ng=18) montre un âge vieux de $72.3^{+1.4}_{-9.1}$ Ma (Tableau 4. 4 et Figure 4. 56). Ces données indiquent que l'échantillon URU37 a été peu recuit au cours du Tertiaire, dans la ZRP. Ce résultat est en accord avec la valeur de Ro de 0.61 obtenue sur un bois provenant du même échantillon (Tableau 4. 3).

L'échantillon URU31 est situé à une profondeur relative de -3366 m (Figure 4. 54 et Figure 4. 55). Il correspond à un grès moyen, blanc, riche en éléments de roches paléozoïques à la base de la Formation Nia supérieur. La distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$ et deux populations sont identifiées (Figure 4. 56). L'âge de la plus jeune population (Ng=11) est de $11.6^{+2}_{-1.7}$ Ma, bien plus jeune que l'âge stratigraphique estimé à 110 Ma. La population plus vieille (Ng=6) indique un âge TFA de $98.5^{+18}_{-15.2}$ Ma (Tableau 4. 4 et Figure 4. 56). La valeur de Ro de 0.63 (Tableau 4. 3) indique que l'échantillon URU31 a été partiellement recuit dans la ZRP, lors de l'enfouissement tertiaire.

L'échantillon URU30 est situé à une profondeur relative de -3415 m (Figure 4. 54 et Figure 4. 55). Il provient de la Formation Nia moyen d'âge Crétacé (Figure 4. 58) et correspond à un grès moyen, de couleur orange. La distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$ et deux populations de grains sont distinguées (Figure 4. 56). La population la plus jeune (Ng=2) reflète un âge TFA de $12.1^{+7.8}_{-4.7}$ Ma. Cet âge est plus jeune que l'âge stratigraphique estimé à ~115 Ma. La seconde population plus vieille (Ng=10), indique un âge TFA de $67.9^{+18.4}_{-14.5}$ Ma (Tableau 4. 4 et Figure 4. 56). Comme pour l'échantillon précédent, ces données montrent un recuit partiel de l'échantillon dans la ZRP, lors de l'enfouissement tertiaire.

L'échantillon URU29 est situé à une profondeur relative de -3475 m (Figure 4. 54 et Figure 4. 55). Il provient d'un niveau détritique micro-conglomératique, rouge lit-de-vin, de la Formation des Calcaires moyens (Figure 4. 58). La distribution des âges passe le test de $P(X^2)$. Cet échantillon affiche un âge TFA vieux de 128.25 ± 12.52 Ma (Tableau 4. 4 et Figure 4. 56). La longueur moyenne des traces est de 12.04 ± 0.31 μm . Cet échantillon enregistre une histoire thermique ancienne, probablement en relation avec l'exhumation du Crétacé. Bien que l'histoire tertiaire ait été enregistrée dans les échantillons sus-jacents, on peut dire que

les apatites de cet échantillon forment une population réfractaire au recuit (Dpar moyen de 2.59 μm).

L'échantillon URU28 est situé à une profondeur relative de -3544 m (Figure 4. 54 et Figure 4. 55). Il a été collecté au sommet des grès tuffacés et éoliens du membre Nia inférieur (Figure 4. 58). La distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$ et présente deux populations d'apatites d'âges crétacés à 84.7 $^{+13.7}_{-11.8}$ Ma (Ng=10) et 146.1 $^{+20.6}_{-18.1}$ Ma (Ng=12) (Tableau 4. 4 et Figure 4. 56). Comme l'échantillon précédent, l'histoire thermique tertiaire n'a pas été enregistrée par cet échantillon. Il en résulte que les apatites de cet échantillon forment aussi une population avec des compositions chimiques particulières (Dpar $\sim$ 1.8 μm), les rendant plus résistantes au recuit thermique tertiaire.



Figure 4. 58 : Vue panoramique des sites d'échantillonnage URU28, URU29 et URU30 dans les formations Nia inférieur, Calcaires moyens et Nia moyen, le long du Rio Urubamba.

L'échantillon URU18, situé à une profondeur relative de -4641 m (Figure 4. 54 et Figure 4. 55), provient de la base de la Formation Tarma (Carbonifère supérieur). La Formation Tarma se présente comme une succession de grès de plage, d'une couleur verte, exceptionnellement riches en glauconie (Figure 4. 59), et de niveaux carbonatés très riches en matière organique. Ces niveaux de grès verts sont particulièrement riches en apatites. La distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$ et deux populations d'âges sont identifiées (Tableau 4. 4 et Figure 4. 56). La population la plus jeune (Ng=25) présente un âge TFA de 5.9 $^{-3.5}_{-2.2}$ Ma. Une seconde population (Ng=11) indique un âge TFA de 40.4 $^{+11.8}_{-9.1}$ Ma. Ces âges

sont nettement plus jeunes que l'âge stratigraphique de 305 Ma. L'âge TFA à ~6 Ma montre que cet échantillon a été recuit dans la ZIT et remis à zéro d'environ (2/3 des grains) lors de l'enfouissement tertiaire. Ce résultat est en accord avec la valeur élevée de R_o de 0.86 (échantillon URU19; Tableau 4. 3).



Figure 4. 59 : Détails des grès verts de la Formation Tarma du Carbonifère supérieur (URU18). On peut distinguer la teinte verte des grès, liée à la forte proportion de glauconie dans la roche.

L'échantillon URU17 a été décrit précédemment dans le chapitre 4.4.1. Il est situé à une profondeur relative de -4797 m (Figure 4. 54 et Figure 4. 55). Il provient de la base des séries fluvio-estuariennes de la Fm Ambo (Carbonifère inférieur), à quelques mètres sous la discordance du Carbonifère supérieur. L'échantillon a été collecté dans un banc de grès moyens, riches en éléments quartzeux (Figure 4. 60). La qualité des grains est pauvre. La distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$ et deux populations sont distinguées (Tableau 4. 4 et Figure 4. 56). La population la plus jeune ($N_g=22$) indique un âge TFA de 6.5

$^{+0.9}_{-0.8}$ Ma. Une population plus vieille (Ng=3) présente un âge TFA de $31.4^{+10.1}_{-7.7}$ Ma. La longueur moyenne des traces est de $13.05 \pm 0.7 \mu\text{m}$. Ces données montrent que la presque totalité des âges a été remise à zéro dans la ZIT. Ce résultat est en accord avec la valeur élevée de Ro de 0.88 (échantillon URU15; Tableau 4. 3).



Figure 4. 60 : Site d'échantillonnage URU17 dans les séries fluvio-estuariennes de la Formation Ambo, le long du Rio Urubamba.

L'échantillon URU12 est le plus profond de la pile sédimentaire. Il est situé à une profondeur relative de -5441 m (Figure 4. 54 et Figure 4. 55). Cet échantillon a été prélevé dans une lentille de grès grossier, riche en éléments quartzeux, à la base de la Formation Ambo (Figure 4. 61). L'échantillon montre deux populations jeunes, avec des âges TFA relativement proches: $5.4^{+2}_{-1.5}$ Ma (Ng=8) et $6.7^{+3.1}_{-2.1}$ Ma (Ng=16) (Tableau 4. 4 et Figure 4. 56). Une trace a été mesurée et indique une longueur de $14.31 \mu\text{m}$. Ces âges TFA jeunes (~6 Ma) suggèrent que l'échantillon a atteint la ZIT lors de l'enfouissement tertiaire, et a été remis totalement à zéro. Ce résultat est en accord avec la valeur très élevée de Ro (1.37) (même échantillon; Tableau 4. 3).



Figure 4. 61 : Affleurement du Carbonifère inférieur et récolte de l'échantillon URU12, le long du Rio Urubamba.

L'ensemble des âges TFA et stratigraphiques, en fonction de leurs profondeurs relatives, par rapport au toit des formations miocènes (Figure 4. 62), peut être subdivisé en deux groupes. Le groupe supérieur, situé entre -2500 et -3600 m, a été remis partiellement à zéro (URU30, URU31 et URU37) dans la ZRP. Cependant, les échantillons URU28 et URU29 semblent présenter des caractéristiques particulières leur permettant de résister au recuit, et gardent les vestiges de l'exhumation crétacée (Figure 4. 62A). Le groupe inférieur à -4600 m a été remis à zéro dans la ZIT. Les trois valeurs de ce groupe s'alignent sur une droite très redressée, indiquant une exhumation rapide associée à la mise en place de la zone triangulaire (Figure 4. 62B). La pente de cette droite implique une exhumation à travers la température de fermeture des TFA ($\sim 120^{\circ}\text{C}$) de $\sim 0.56 \text{ km/Ma}$.

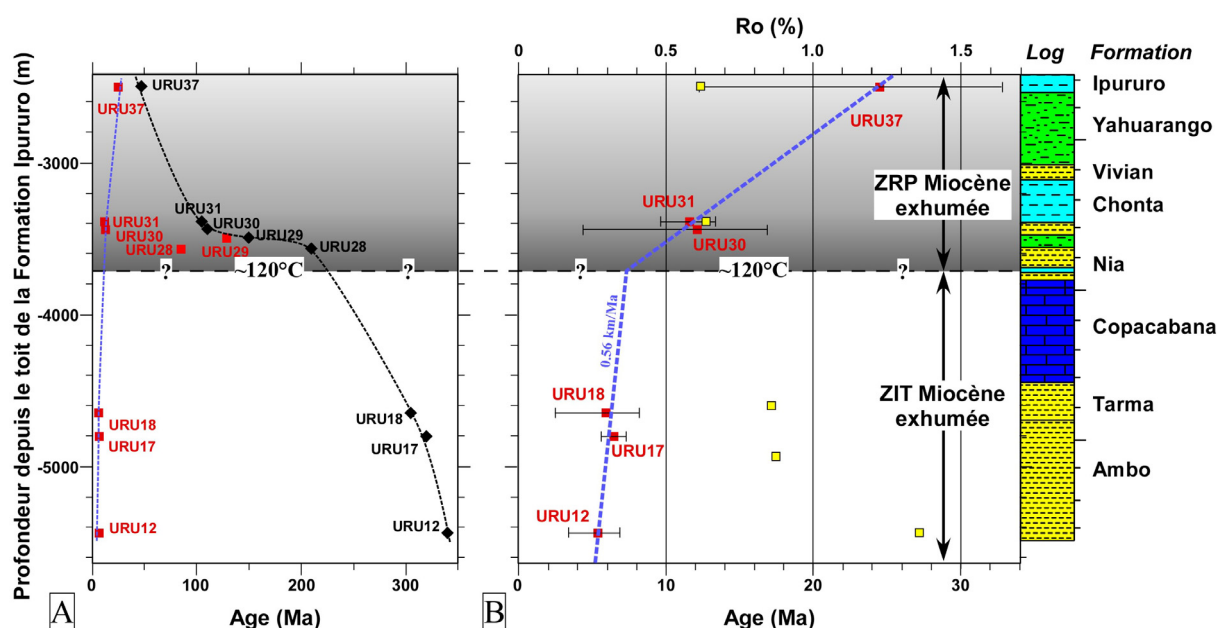


Figure 4. 62 : A: Relation entre âges TFA et stratigraphiques, en fonction de la paléo-profondeur de la section du Pongo de Mainique (les carrés rouges correspondent aux âges TFA les plus jeunes obtenus à partir du logiciel Binomfit (Brandon, 1996) et les diamants noirs correspondent aux âges stratigraphiques respectifs). B: Détails de l'exhumation tertiaire (« break in slope »). Cinq valeurs de R_o sont indiquées par des carrés jaunes. Le calcul de la pente moyenne de la courbe en pointillés bleus, entre les échantillons URU12 et URU18, donne la vitesse d'exhumation à travers l'isotherme 120°C. La ligne en pointillés noirs correspond au paléo-isotherme 120°C et souligne la base de la ZRP miocène exhumée. L'absence de données entre les échantillons URU28 et URU18 est en rapport avec la Formation Copacabana essentiellement carbonatée.

La modélisation thermique de la section du Pongo de Mainique peut être réalisée à partir du logiciel Genex. La section stratigraphique verticale est intégrée comme un forage en 1D. La modélisation montre les paléo-gradients géothermiques lors des enfouissements jurassique ($\sim 30^\circ\text{C}/\text{km}$) et néogène ($\sim 24^\circ\text{C}/\text{km}$). Au cours du Trias-Jurassique, tous les échantillons sont enfouis et remis à zéro. Lors de l'exhumation crétacée à ~ 115 Ma, une érosion d'environ 2500 m est envisagée (voir chapitre précédent). Tous les thermochronomètres (URU12 à URU28) enregistrent l'exhumation crétacée. Les échantillons URU12, URU17 et URU18 restent dans la paléo-ZRP crétacée. Les échantillons sont à nouveau enfouis durant le Néogène. On constate que seuls les thermochronomètres d'URU18, URU17 et URU12 sont remis à zéro dans la ZIT. Les autres échantillons atteignent et demeurent dans la ZRP. Ces résultats confirment que les échantillons problématiques URU28 et URU29 n'ont pas franchi la limite inférieure de la ZRP. Les échantillons supérieurs présentent des âges TFA partiellement rajeunis dans la ZRP (URU30 à URU37). Ainsi, seuls les échantillons

inférieurs (URU12 à URU18) enregistrent le début de l'exhumation de la zone subandine à ~6 Ma dans le bassin de Camisea. La modélisation Genex montre que l'échantillon URU17 a été soumis à une température de ~140°C lors de l'enfouissement néogène. Cette valeur est inférieure à celle calculée de ~182°C à partir du logiciel AFTSolve dans le chapitre 4.4.1. Le chemin t-T de l'échantillon URU17 avait été modélisé avec seulement quatre données de trace. Ainsi, cette température maximale est probablement surestimée.

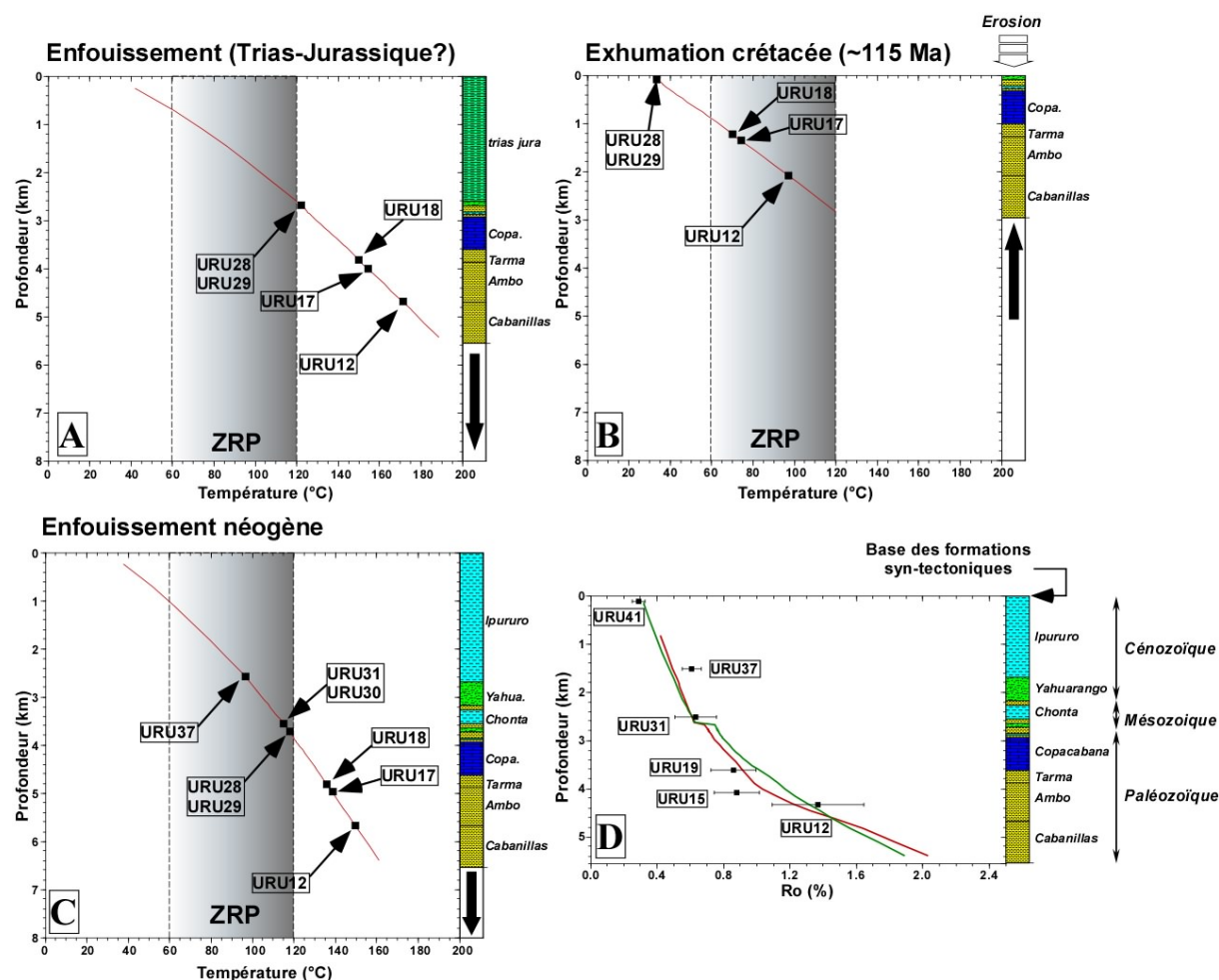


Figure 4. 63 : Modélisation thermique de la section du Pongo de Mainique. A: Enfouissement pré-crétacé. B: Exhumation crétacée. C: Enfouissement néogène avant l'érosion à la base des formations syn-tectoniques. D: Modélisation des données de Ro en tenant compte d'une érosion moyenne de 1000 m à la base des formations syn-tectoniques sur le flanc sud du synclinal de Shihuayro. On peut voir que l'épisode thermique de l'érosion crétacée est presque totalement effacé, en considérant une érosion crétacée régionale de ~2500 m, comme calculée dans le puits du Mashansha.

Les premières séquences conglomératiques de la Formation Timpia d'âge Pliocène, riches en éléments de roches paléozoïques, mésozoïques et tertiaires liés dans une matrice

sableuse (Graterol, 1998), apparaissent près du sommet des séries miocènes et se prolongent dans les séries pliocènes (Figure 4. 53). Sur le flanc sud du synclinal, la base de la Formation Timpia est jalonnée par une surface d'érosion. Ainsi, l'exhumation rapide au cours du Miocène à ~6 Ma coïncide d'une part, avec la mise en place du front de déformation subandin dans le bassin de Camisea, et d'autre part, à l'initiation des dépôts syn-tectoniques en discordances progressives de la Formation Timpia remplissant le synclinal externe de Shihuayro (Figure 4. 62).

4.4.2.4. Discussions

4.4.2.4.1. La séquence de déformation subandine

L'analyse thermique de la zone subandine du bassin de Camisea, à partir des données de TFA et de Ro, reflète une exhumation tectonique rapide de cette région. Les paléo-températures subies par les séries paléozoïques à miocènes du Pongo de Mainique, ont été maximales lors de l'enfouissement tertiaire, permettant ainsi une remise à zéro des thermochronomètres et une augmentation des valeurs de Ro. Les données montrent que seulement les trois échantillons les plus profonds de la section (URU12, URU17 et URU18) ont atteint la ZIT, soit une profondeur relative de ~4600 m. Ces échantillons présentent un âge TFA autour de 6 Ma.

Les cinq échantillons supérieurs, situés entre -2500 et -3600 m ont seulement atteint la ZRP. La dispersion des populations d'âges des échantillons URU37, URU31 et URU30, confirme qu'ils ont séjourné dans la ZRP. Cette dispersion est le reflet des compositions chimiques individuelles de chaque grain, comme l'indique les variations des valeurs de Dpar. La température est inférieure à la température de fermeture de l'apatite ($110 \pm 10^\circ\text{C}$). Ainsi, les apatites résistantes retiendront plus de traces, tandis que les autres seront complètement effacées (Donelick et al., 2005), induisant un âge mixte avec peu de significations géologiques en terme d'exhumation. En effet, on constate que les deux échantillons inférieurs, URU28 et URU29, présentant des Dpar moyens plus forts (1.79 et 2.59 respectivement) que les échantillons sus-jacents, ne montrent aucun enregistrement d'un recuit tertiaire. Ainsi, ces résultats font apparaître la limite de la méthode, probablement en

raison de la cinétique des traces de fission, notamment lorsqu'un échantillon n'a pas été suffisamment enfoui pour être totalement recuit dans la ZIT. Seule une modélisation du chemin t-T, à partir des longueurs des traces confinées, permettrait de contraindre une histoire thermique tertiaire à partir de ces échantillons.

Les données montrent une vitesse d'exhumation rapide de ~ 0.56 km/Ma à travers l'isotherme $\sim 120^\circ\text{C}$ à 6 Ma dans ce segment de la zone subandine. Cette valeur est pratiquement égale à la vitesse d'exhumation calculée à partir de la modélisation des longueurs des traces de l'échantillon URU17 (0.57 km/Ma) dans le chapitre précédent. Nous interprétons cette exhumation rapide comme la réponse tectonique du rétrochevauchement de Mainique à la fin du Miocène. Cette déformation est la conséquence de la croissance du duplex interne. La modélisation structurale du déplacement du rétrochevauchement de Mainique, à partir des états initial et final, nous permet de reconstituer l'histoire thermique en 2D (Figure 4. 64). Sur la coupe restaurée, la méthode du « flexural slip » fait que les échantillons ne s'alignent pas sur une même verticale (Figure 4. 64a). On constate que les échantillons URU12, URU17 et URU18 sont les plus au Sud et sous l'isotherme 120°C . Le fait que ces trois échantillons aient un âge TFA proche de 6 Ma, implique soit 1) une traversée verticale rapide de l'isotherme 120°C , soit 2) un basculement de la pile sédimentaire (et donc des échantillons). Ce basculement des couches, lors du passage de la surface axiale au front de la zone triangulaire, engendre une disposition horizontale des échantillons et une traversée sensiblement synchrone de l'isotherme 120°C (Figure 4. 64c). Cette géométrie nécessite un chevauchement avec un fort pendage ($\sim 50^\circ$) vers le Nord, probablement accentué par le développement en empilement antiformal du duplex interne. Dans cette modélisation, on suppose que les isothermes ne sont pas déformées par les déplacements tectoniques. Ainsi, un raccourcissement minimal de 3 km doit être amorti essentiellement par le rétrochevauchement de Mainique, pour permettre aux échantillons inférieurs de quitter la ZIT (Figure 4. 64c). Ce raccourcissement de 3 km est bien inférieur au raccourcissement de 74 km, calculé sur l'ensemble de la coupe (Figure 4. 65). Ainsi, si on considère que ce déplacement est négligeable par rapport au raccourcissement total, et que l'initiation des chevauchements est datée par les données d'exhumation à ~ 6 Ma, on obtient un taux de raccourcissement moyen de 12 km/Ma pour la zone subandine du bassin de Camisea. Ce

taux de raccourcissement moyen est proche de celui calculé pour l'actuel d'après Bevis et al. (1999, 2001), à partir des données GPS (9-10 mm/an).

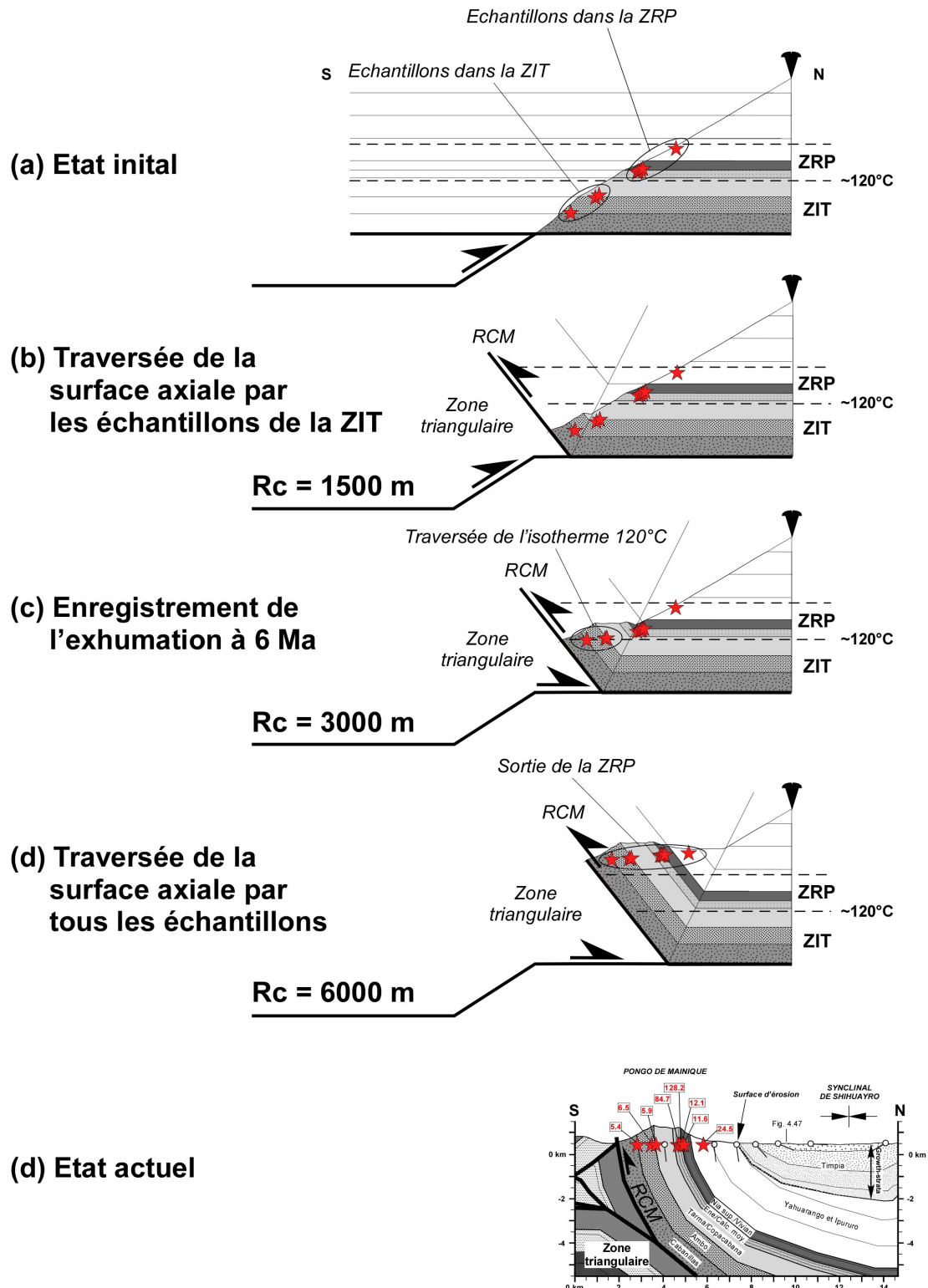


Figure 4. 64 : Restauration séquentielle du rétrochevauchement de Mainique, à partir des données thermochronologiques sur apatites. (a) A l'état initial, seuls les échantillons les plus profonds atteignent la ZIT et sont remis à zéro lors de l'enfouissement néogène. (b) Le déplacement des écaïlles de la zone triangulaire (non représentées ici pour simplifier le modèle), est accommodé dans le

rétrochevauchement de Mainique. (c) Après un déplacement minimal de 3 km, les échantillons les plus profonds traversent l'isotherme 120°C, pratiquement en même temps vers 6 Ma. (d) Après un raccourcissement minimal de 6 km, tous les échantillons quittent la ZRP. (d) Etat actuel après un raccourcissement total de 74 km. Noter que les échantillons ne sont pas sur une même verticale dans la coupe restaurée, suite à la restauration « flexural slip ». On suppose que la ZRP n'est pas déformée au cours du temps.

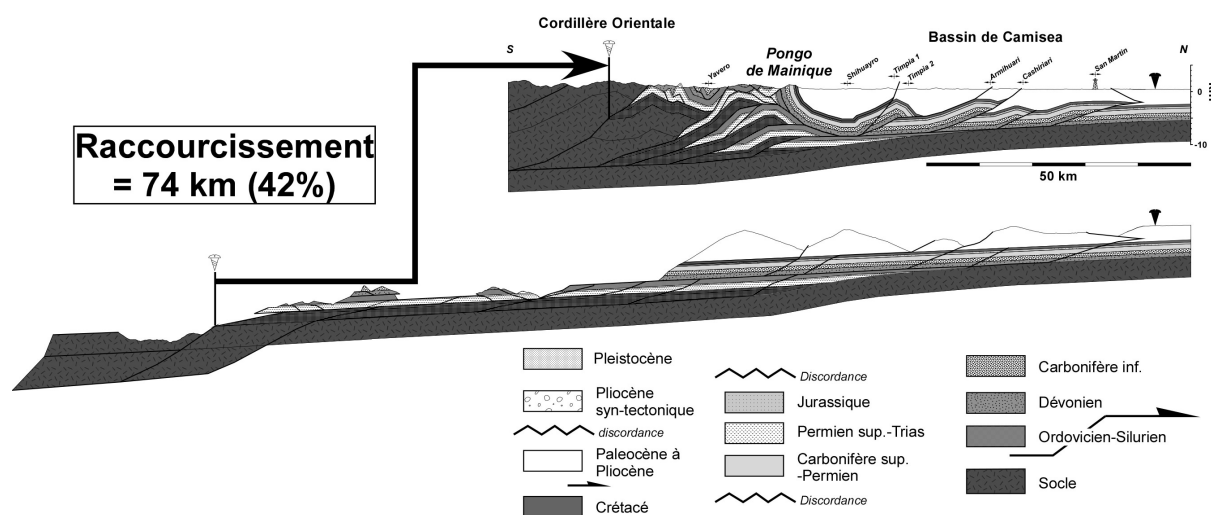


Figure 4. 65 : Coupe équilibrée du bassin de Camisea et sa restauration. La restauration de la coupe montre un raccourcissement minimal de 74 km, soit 42% (modifiée de Gil, 2002). La vitesse moyenne de raccourcissement calculée pour la zone subandine de Camisea est de l'ordre de 12 km/Ma (raccourcissement depuis 6 Ma). Voir explications dans le texte.

Les récents travaux de Garziona et al. (2006) montrent que le développement et la propagation vers l'Est de la zone subandine seraient liés à l'exhumation de l'Orocline bolivien entre 10.3 et 6.8 ± 0.4 Ma. Par conséquent, nos résultats sur la zone sudandine Camisea, permettent de préciser l'exhumation de la branche nord de l'Altiplano à ~6 Ma.

4.4.2.4.2. Conséquences sur les systèmes pétroliers

L'analyse structurale de la région proposée dans le chapitre 4.3., nous a permis de préciser l'architecture structurale des bassins du Ene et d'Ucayali, permettant d'expliquer la localisation régionale des principaux gisements pétroliers. La technique des TFA apporte des données pour l'industrie pétrolière, notamment du fait qu'elle renseigne sur les paléo-températures subies par les sédiments. Nos résultats permettent de préciser l'histoire de l'enfouissement des roches-mères. Dans les bassins compressifs, le potentiel pétrolier est

dépendant du « timing » entre structuration du bassin et maturation (Moretti et al., 1995). Le bassin de Camisea est actuellement le plus grand champ de gaz péruvien. Les roches-mères sont essentiellement paléozoïques, et la maturation et la migration dans les réservoirs permien et crétacés (Formation Nia) ont été contrôlées par l'évolution néogène, et le développement de la zone subandine (Baby et al., 2006).

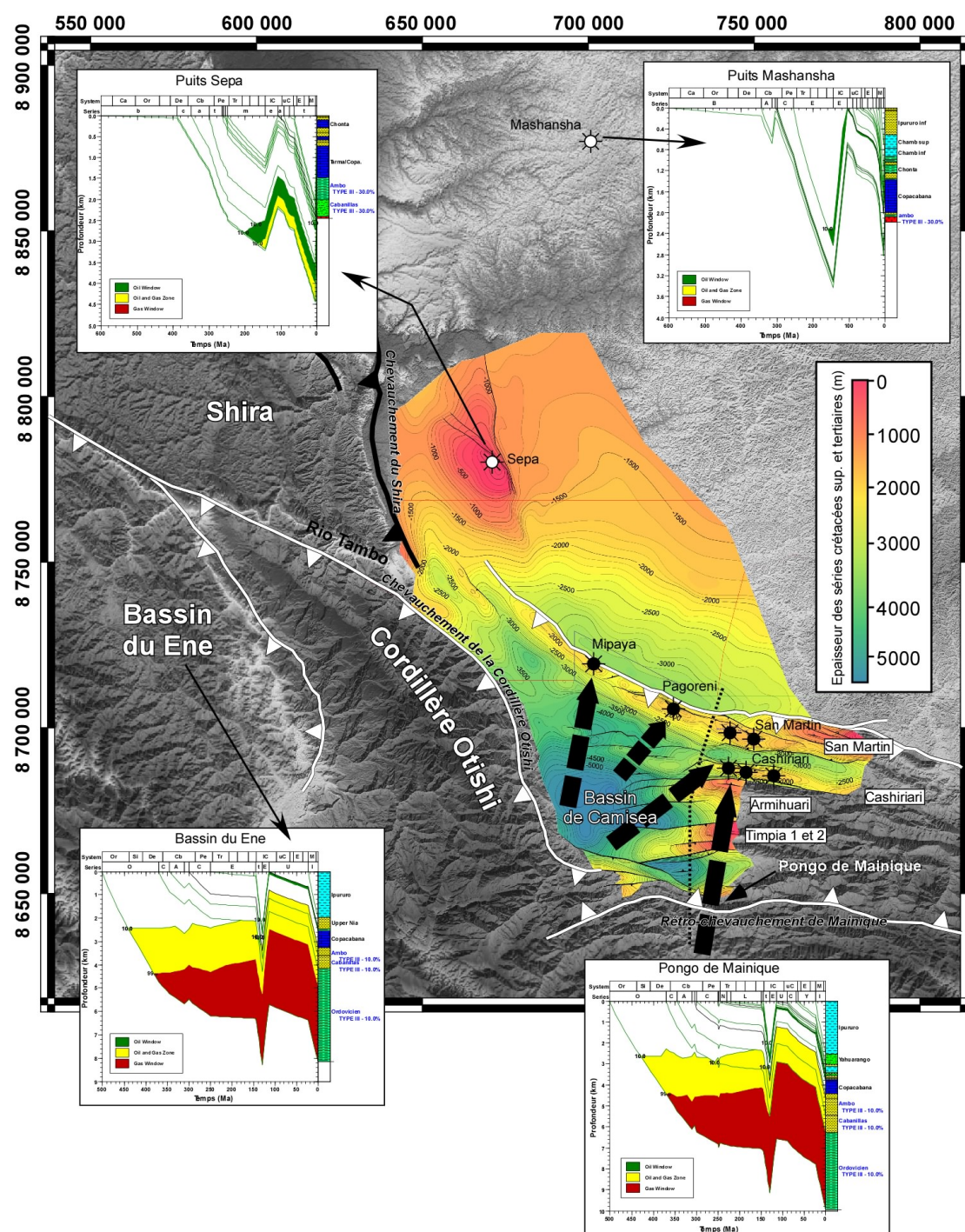


Figure 4. 66 : Carte structurale de la profondeur (en mètres) de la pile sédimentaire crétacée supérieur et tertiaire (d'après Chung et al., 2006) et maturité des roches-mères dans la région nord du bassin, basée sur la modélisation des puits Sepa, Mashansha et dans la région sud-sud-ouest (bassins du Ene et de Camisea), à partir de puits fictifs. La ligne en pointillés noirs correspond à la coupe équilibrée. Les forages pétroliers sont indiqués par des cercles étoilés (cercles blancs: puits secs et non exploités de Sepa et Mashansha; cercles noirs: puits exploités de Mipaya, Pagoreni, San Martin et Cashiriari). Les structures chevauchantes sont indiquées en noir sur fond blanc. Les flèches brisées noires montrent la migration des hydrocarbures depuis les dépôts-centres néogènes au sud du bassin de Camisea.

Dans le bassin d'Ucayali, au Sud de la zone de transfert du Rio Tambo, la propagation des chevauchements de couverture, avec le développement de duplex internes (Otishi, Pongo de Mainique), semble avoir contrôlé la géométrie et le développement du bassin de Camisea. En effet, le système de chevauchements de couverture de la Cordillère Otishi évoluant dans des séries paléozoïques épaisses, a généré une charge tectonique contrôlant le remplissage sédimentaire (Figure 4. 66). La pile sédimentaire tertiaire avoisinant les 3000 m d'épaisseur vers le Sud, a permis la remise à zéro des thermochronomètres TFA des séries paléozoïques (formations Tarma et Ambo au minimum). Ceci a pour conséquences la maturation des hydrocarbures et leur migration dans les structures andines du système de chevauchements piggyback du bassin du Ene et frontaux du bassin de Camisea (anticlinaux de Cashiriari et de San Martin). Ainsi, le bassin du Ene et les régions sud-sud-ouest du bassin de Camisea (anticlinaux de Timpia et prolongations occidentales des anticlinaux d'Armihuari et de Cashiriari), encore sous-exploités, présenteraient un potentiel majeur pour l'industrie pétrolière. Au Nord, dans la région Shira-Sepa-Mashansha où domine une tectonique de socle, l'épaisseur des séries néogènes est insuffisante (~1700 m) pour produire et générer des hydrocarbures (Figure 4. 66).

Les modélisations Genex dans ces deux zones montrent deux épisodes de maturation des hydrocarbures (Figure 4. 66). Le premier aurait commencé au début du Trias (Jurassique ?) en raison d'une pile sédimentaire d'environ 4000 m d'épaisseur. La maturation concerne les formations dévoniennes (Cabanillas) et carbonifères (Ambo et Tarma) mais aussi les formations ordoviciennes et siluriennes très épaisses situées plus au Sud. A cette période, les pièges tectoniques sont rares et seul le piège stratigraphique du biseau sédimentaire paléozoïque aurait pu constituer une zone potentielle pour le piégeage des hydrocarbures. L'exhumation crétacée est couplée avec un épisode d'érosion majeure et par conséquent, les hydrocarbures préalablement formés ont probablement été perdus. Le deuxième épisode de maturation est contemporain du développement de la zone subandine au Néogène et la conséquence de l'enfouissement des roches-mères sous la couverture tertiaire dans le bassin piggyback du Ene et le bassin flexural de Camisea. Ainsi, les hydrocarbures expulsés durant cette période ont été piégés dans les chavauchements

piggyback du bassin du Ene et dans les structures anticlinales les plus orientales du bassin de Camisea.

4.4.3. Conclusions

L'analyse spatio-temporelle du « timing » de la déformation dans le bassin d'Ucayali à partir des données de la thermochronologie basse température, nous a permis de distinguer deux histoires thermiques:

1) Une exhumation crétacée régionale aux environs de 110-130 Ma, avec le développement d'une « break-up unconformity » en relation avec le rifting de l'Océan Atlantique sud;

2) Une exhumation tectonique néogène, enregistrée seulement localement dans les zones où la pile sédimentaire tertiaire a été suffisante pour remettre les thermochronomètres TFA à zéro. Cette exhumation à 6 Ma marque la mise en place des chevauchements de la zone subandine dans le bassin de Camisea et l'exhumation de la Cordillère.

3) La maturation des hydrocarbures est couplée avec l'enfouissement sédimentaire tertiaire dans la zone subandine. Dans la partie nord du bassin (Sepa-Mashansha), les séries paléozoïques peu épaisses et la faible pile sédimentaire tertiaire ne permettent pas la production d'hydrocarbures.

4.5. BILAN ET CONCLUSIONS

La zone subandine du bassin d'Ucayali sud correspond à un système mixte de chevauchements de couverture et de socle. L'évolution structurale nord-sud est liée aux variations d'épaisseur du prisme sédimentaire paléozoïque. Ce contrôle paléogéographique est marqué par le développement d'une zone de transfert héritée de la bordure nord du bassin paléozoïque. Les variations nord-sud de raccourcissements calculées dans la zone subandine ont été compensées par la réactivation de structures paléozoïques compressives dans le socle.

Les données de thermochronologie (TFA) ont montré que la déformation subandine est masquée par une histoire crétacée antérieure. Néanmoins, la déformation subandine a été

contrainte dans le bassin de Camisea, là où la pile sédimentaire tertiaire est la plus épaisse. Les chevauchements de la zone subandine de Camisea ont commencé à se propager vers l'Est, à partir de ~6Ma. Cette propagation est marquée par des dépôts en discordances progressives de conglomérats massifs (Formation Timpia). La vitesse moyenne d'exhumation est de l'ordre de 0.2-0.6 km/Ma. La vitesse moyenne de déformation est de l'ordre de 12 km/Ma. L'ensemble de ces données amène à une meilleure compréhension du système pétrolier de la zone subandine du bassin d'Ucayali sud.

Les données structurales et thermochronologiques présentées dans ce chapitre montrent que l'histoire pliocène du soulèvement de l'Arche de Fitzcarrald n'a pas été enregistrée dans la zone subandine. Il s'avère ainsi que les effets de la subduction de la ride de Nazca sous le continent sud-américain sont trop faibles et probablement masqués par la tectonique andine pour être détectés, à partir des méthodes utilisées.

DISCUSSION

5. DISCUSSION

Les bassins d'avant-pays rétroarcs se développent sur la plaque supérieure d'un système en convergence. L'accommodation dans ces bassins est contrôlée par: 1) la subsidence flexurale liée à la charge orogénique; 2) la subsidence dynamique induite par les forces sublithosphériques; 3) les variations eustatiques (Catuneanu 2004; Catuneanu et al., 1999; Catuneanu et al., 1997; Husson, 2006; Mitrovica et al., 1989). Une augmentation de la charge tectonique associée à une intensification de l'activité des chevauchements dans le prisme orogénique (*orogenic loading*) induit un bassin d'avant-pays classique, au sens de DeCelles et Giles (1996), avec un partitionnement en quatre zones de dépôt: *wedge-top depozone*, *foredeep depozone*, *forebulge depozone* et *backbulge depozone*. Une diminution de l'activité des chevauchements conduit à un allègement érosif du prisme orogénique (*orogenic unloading*), entraînant une modification du système, avec une surrection isostatique de la *foredeep depozone*, et la disparition corrélative du *forebulge*. Le bassin d'avant-pays est alors divisé en deux nouvelles zones dynamiques: une zone *foreslope* soumise à l'érosion, et plus en avant une zone *foresag* subsidente (Catuneanu et al., 1999). Les résultats concernant la géologie du bassin amazonien et les modélisations analogiques présentés dans cette thèse nous amènent à discuter plus en détails les problèmes abordés dans le chapitre 2: la déformation de la lithosphère sud-américaine en réponse à la subduction horizontale de la ride de Nazca, et son contrôle sur l'évolution du bassin amazonien.

L'architecture tridimensionnelle actuelle du bassin amazonien montre que sa géométrie et son évolution sont complexes. Elle nous amène à deux interrogations: Quelle est la logique de cette structure tridimensionnelle? Comment la géométrie de la plaque en subduction influence-t-elle au cours du temps, la dynamique du système de bassin d'avant-pays?

Le bassin d'avant-pays rétroarc amazonien se développe sur la plaque supérieure du système en convergence des plaques Nazca et sud-américaine (Figure 5. 1). La structuration de ce bassin aurait débuté au Crétacé supérieur avec la formation et l'érosion des premiers reliefs andins (Gil, 2002; Cobbold et al., 2007). Ce processus s'est poursuivi pendant tout le Tertiaire, où la sédimentation du bassin d'avant-pays est devenue progressivement continentale, avec des périodes de surrection tectonique plus ou moins intense (Jordan et al.,

1983; Hoorn et al., 1995; Beck et al., 1996; Baby et al., 1997; Horton et DeCelles, 1997; Baby et al., 1999; Hermoza, 2004; Hermoza et al., 2005; Roddaz, 2004; Roddaz et al., 2005a,b; Roddaz et al., 2006). L'évolution spatio-temporelle des zones de dépôt du système d'avant-pays amazonien montre des épisodes dynamiques *foredeep* et *foresag*, au cours du Tertiaire (Hermoza, 2004). Ces épisodes sont attribués à l'activité du prisme orogénique (*loading-unloading*) dont l'évolution serait contrôlée par les variations de la vitesse relative de convergence et/ou du pendage de la plaque en subduction (Gil, 2002; Hermoza, 2004). Actuellement, la géométrie de la plaque Nazca sous la lithosphère sud-américaine montre des variations importantes de pendages: horizontal au niveau de la ride de Nazca, le pendage tend à augmenter vers le Nord sous le bassin du Marañon (~10-12°), tandis qu'il est beaucoup plus fort au Sud (~30°), sous le bassin du Madre de Dios-Beni (Berrocal et Fernandes, 2005; Gutscher et al., 2000) (Figure 5. 1). Mitrovica et al. (1989) suggèrent que l'aire d'influence de la subsidence dynamique sur la plaque supérieure est contrôlée par le pendage de la plaque plongeante. Par exemple, une augmentation du pendage de la plaque océanique en subduction entraîne une augmentation de l'accommodation dans la partie distale du bassin (Catuneanu et al., 1997).

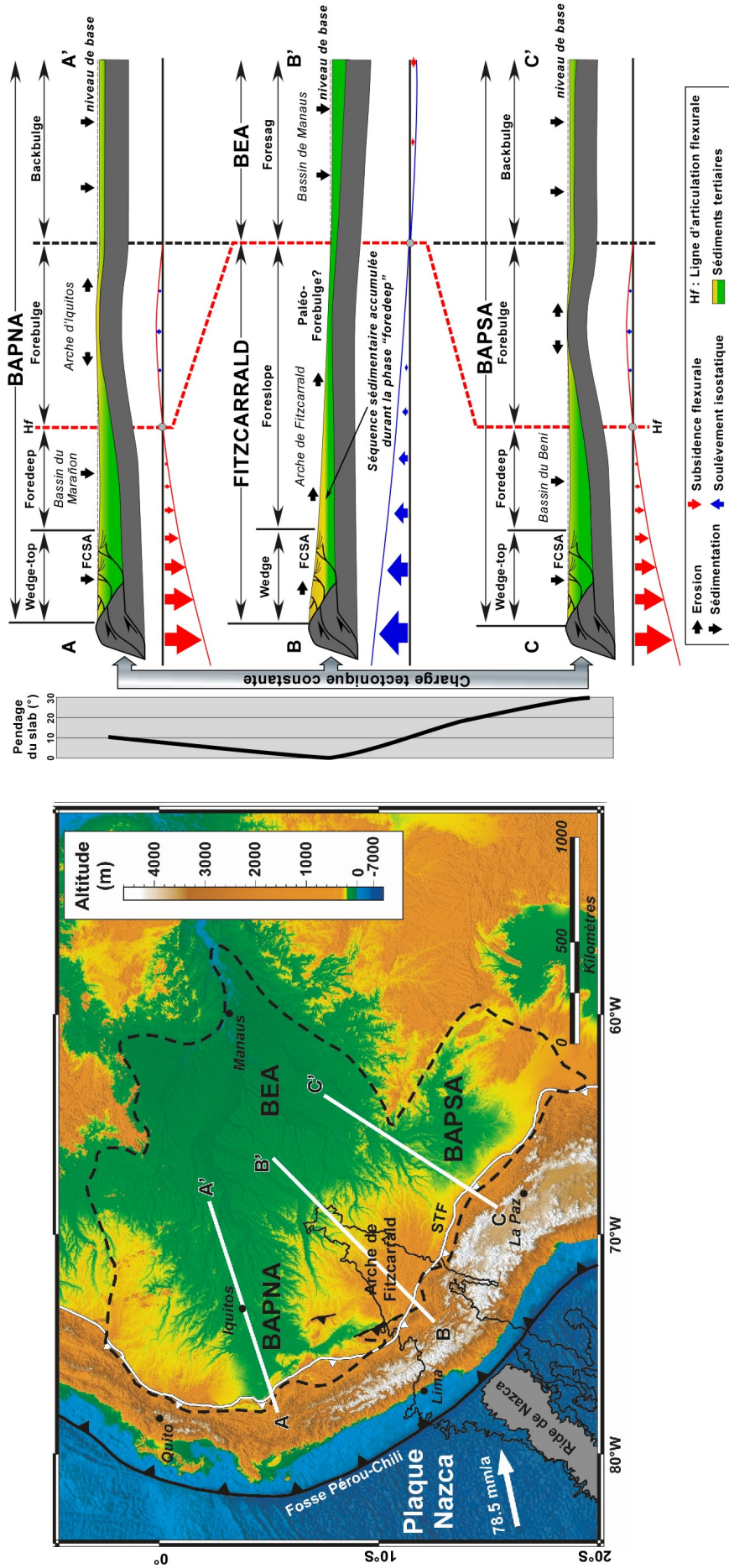


Figure 5. 1 : Evolution nord-sud de la flexion de la lithosphère sud-américaine dans le bassin d'avant-pays rétroarc amazonien (MNT SRTM GTopo 30). Pendage de la plaque océanique (slab), d'après Berrocal et Fernandes, (2005). (BAPNA: bassin d'avant-pays nord-amazonien; BAPSA: bassin d'avant-pays sud-amazonien; BEA: bassin est-amazonien ; FCSA : front de chevauchement de la zone subandine). Schémas adaptés de Catuneanu et al. (1999). La ligne en pointillés noirs sur la carte représente les limites du bassin amazonien.

Les résultats présentés dans cette thèse ont montré que le bassin d'avant-pays amazonien présente une morphologie tridimensionnelle particulière, puisqu'il est divisé en deux sous-bassins (le bassin d'avant-pays nord amazonien et le bassin d'avant-pays sud amazonien; Figure 5. 1) (Roddaz et al., 2005b; Roddaz et al., 2006). Les zones de dépôt *foredeep* de ces deux bassins sont séparées par les reliefs de l'Arche de Fitzcarrald. Cette zone est actuellement soumise à l'érosion, comme en témoigne l'incision importante des terrains miocènes (Espurt et al., 2007). Les données de sismique réflexion montrent que la structure de l'Arche de Fitzcarrald correspond à un bombement de grande longueur d'onde (>340 km) du bassin ouest-amazonien. Par ailleurs, les données géomorphologiques indiquent que la prolongation vers le Sud du *forebulge* d'Iquitos a été incorporée dans le soulèvement régional de l'Arche (Chapitre 4.2; Regard et al., en préparation). Ainsi la zone incisée de l'Arche de Fitzcarrald, qui présente une pente générale vers l'Est, est comparable à une zone *foreslope*. Dans un tel dispositif, la zone de dépôt *foresag* doit être recherchée plus à l'Est, dans le bassin subsident de Manaus (bassin est-amazonien) (Räsänen et al., 1987). En trois dimensions, on constate que les zones *forebulge* et *backbulge* des bassins d'avant-pays nord et sud-amazoniens se connectent progressivement avec la zone de dépôt *foresag* du bassin est-amazonien (Figure 5. 1).

Au sens de DeCelles et Giles (1996), les séries sédimentaires syn-tectoniques, accumulées dans la zone frontale du prisme orogénique, font partie intégrante de la zone *wedge-top*. Par conséquent, la charge tectonique induite par cette zone sur la flexure de la plaque est sous-estimée et doit être prise en compte dans le modèle de Catuneanu et al. (1999), du fait qu'elle piège une quantité non négligeable de sédiments contemporains de la déformation. Les zones *wedge-top* des bassins d'avant-pays nord et sud-amazoniens sont actuellement subsidentes et piègent une grande quantité de sédiments provenant des Andes (Hermoza et al., 2005; Hermoza, 2004; Baby et al., 1999). Par contre, au niveau de l'Arche de Fitzcarrald, on assiste à partir de 4 Ma (début du soulèvement) (Espurt et al., 2007; Espurt et al., soumis) à l'inversion de l'assemblage dynamique des zones de dépôt *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* et *backbulge*. Cette inversion se produit alors que le bassin était déjà au stade suralimenté (*overfilled foreland basin*) avec une sédimentation exclusivement continentale (Roddaz, 2004). Le bassin acquiert au niveau de l'Arche de Fitzcarrald une géométrie du type *foreslope-foresag*. La paléo-*wedge-top* et la *foreslope* sont érodées et alimentent les dépôts-centres

principaux *foredeep* nord et sud-amazoniens, et *foresag* est-amazonien. Dans la zone de l'Arche, les données thermochronologiques et les variations significatives d'épaisseur des formations mio-pliocènes présentées dans le chapitre 4 montrent que la zone *wedge-top* a commencé à se développer au minimum depuis ~6 Ma dans le bassin de Camisea. Plus à l'Est, les sédiments néogènes se sont déposés dans le bassin *foredeep* suralimenté et ont été déformés tardivement par les chevauchements. En effet, dans la zone externe du bassin de Camisea, les profils sismiques ne montrent aucune variation significative d'épaisseur des formations tertiaires (Chung et al., 2006; Shaw et al., 1999). Les observations de terrain réalisées dans cette paléo-*wedge-top* (bassin du Ene) indiquent qu'actuellement cette zone piège peu ou pas de sédiments. Au Sud du bassin de Camisea, il existe tout un ensemble de surfaces morphologiques perchées à plusieurs centaines de mètres du fond des vallées qui confirment que cette partie du prisme est soumise à une incision importante. Ainsi, la configuration tridimensionnelle du bassin d'avant-pays amazonien est le reflet de la dynamique du prisme orogénique de la Cordillère des Andes: au Nord et au Sud de l'Arche, le prisme orogénique est au stade *loading*, tandis qu'au niveau de l'Arche, il est au stade *unloading*. Cette configuration n'est pas ici la conséquence d'une variation nord-sud de la vitesse de convergence car 1) les reconstructions paléomagnétiques les plus récentes de la ride de Nazca présentées par Rousse et al. (2003) montrent une diminution homogène de la vitesse de convergence depuis ~10 Ma entre les latitudes 7.5°S et 13°S; 2) l'activité tectonique actuelle est uniforme le long de la chaîne comme l'indiquent les données GPS (Bevis et al., 1999, 2001); 3) les Andes présentent une morphologie plutôt constante (segment de chaîne d'environ 500 ± 40 km) entre les latitudes 5°S et 15°S.

Selon Hampel (2002), la ride de Nazca entre en subduction vers 11.2 Ma à la latitude 11°S. La morphologie de la région forearc a été profondément affectée par la migration de la ride de Nazca (Macharé et Ortlieb, 1992; von Huene et al., 1996; Gutscher et al., 1999a; Le Roux et al., 2000; Hampel, 2002; McNulty et Farber, 2002; Rousse et al., 2003; Clift et al., 2003). Au Miocène, les quatre zones de dépôts du bassin d'avant-pays amazonien sont essentiellement contrôlées par la charge du prisme orogénique et la propagation des chevauchements vers l'Est. Les reconstructions tectoniques (Hampel, 2002; Rousse et al., 2003) et les données du volcanisme mio-pliocène (Nur et Ben-Avraham, 1981; McGeary et al., 1985; Soler et Bonhomme, 1990; Gutscher et al., 2000; Rosenbaum et al., 2005) indiquent que

la subduction horizontale de la ride de Nazca ne daterait que du début du Pliocène (4 Ma). Par conséquent, nous proposons que la cause principale du partitionnement du bassin d'avant-pays amazonien soit liée au processus de subduction de la ride de Nazca. En effet, la formation du segment de subduction horizontale a eu pour effet un déséquilibre isostatique du prisme orogénique, induisant une augmentation du taux d'exhumation au droit de la ride de Nazca. Ainsi, le sous-placage de la ride de Nazca sous la lithosphère sud-américaine a provoqué un allègement forcé du prisme orogénique et une réorganisation dynamique du système de bassin d'avant-pays amazonien.

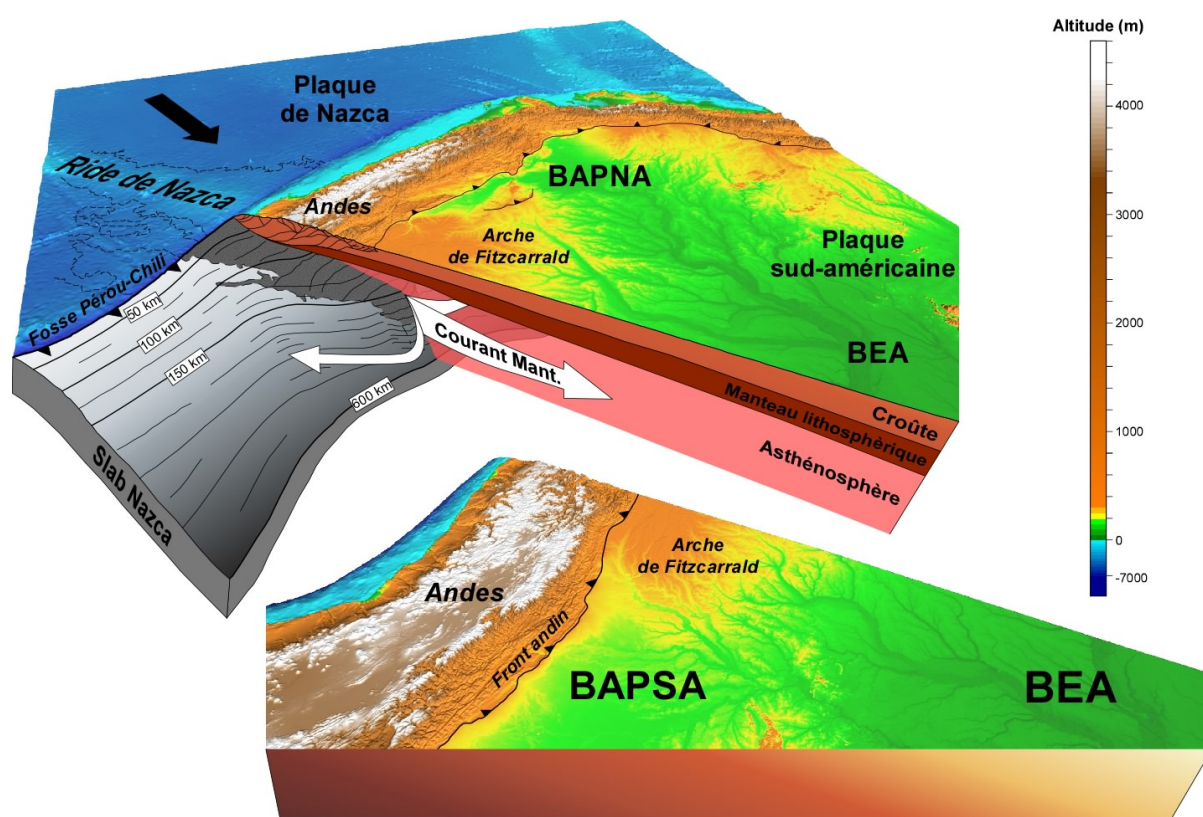


Figure 5. 2 : Vue tridimensionnelle à l'échelle lithosphérique du système en convergence des plaques Nazca et sud-américaine, avec la plaque de Nazca à gauche, la Cordillère des Andes au milieu, et le bassin amazonien à gauche. La dynamique de la lithosphère chevauchante sud-américaine est contrôlée par le pendage de la subduction perturbant le courant asthénosphérique du manteau supérieur. (BAPNA: bassin d'avant-pays nord-amazonien; BAPSA: bassin d'avant-pays sud-amazonien; BEA: bassin est-amazonien).

Le bassin amazonien constitue un exemple remarquable et unique, permettant d'observer les effets de la subduction horizontale sur la topographie dynamique de la lithosphère chevauchante. Ce signal topographique est souvent masqué et difficilement

délectable au sein du prisme orogénique, en raison de la complexité du système structural des orogènes (Husson, 2006). Ainsi, la perturbation du courant asthénosphérique (Figure 5.2) se produit à l'Est du segment de subduction horizontale (bassin d'avant-pays nord, sud et est-amazonien), là où la structure tectonique est la plus simple (déformation à grande longueur d'onde). Cette configuration de l'ensemble du bassin amazonien est acquise au début du Pliocène et donc sous contrôle dynamique des courants asthénosphériques. L'évolution dynamique du bassin amazonien depuis le Miocène supérieur (11.2 Ma) est synthétisée dans les Figures 5.3 et 5.4.

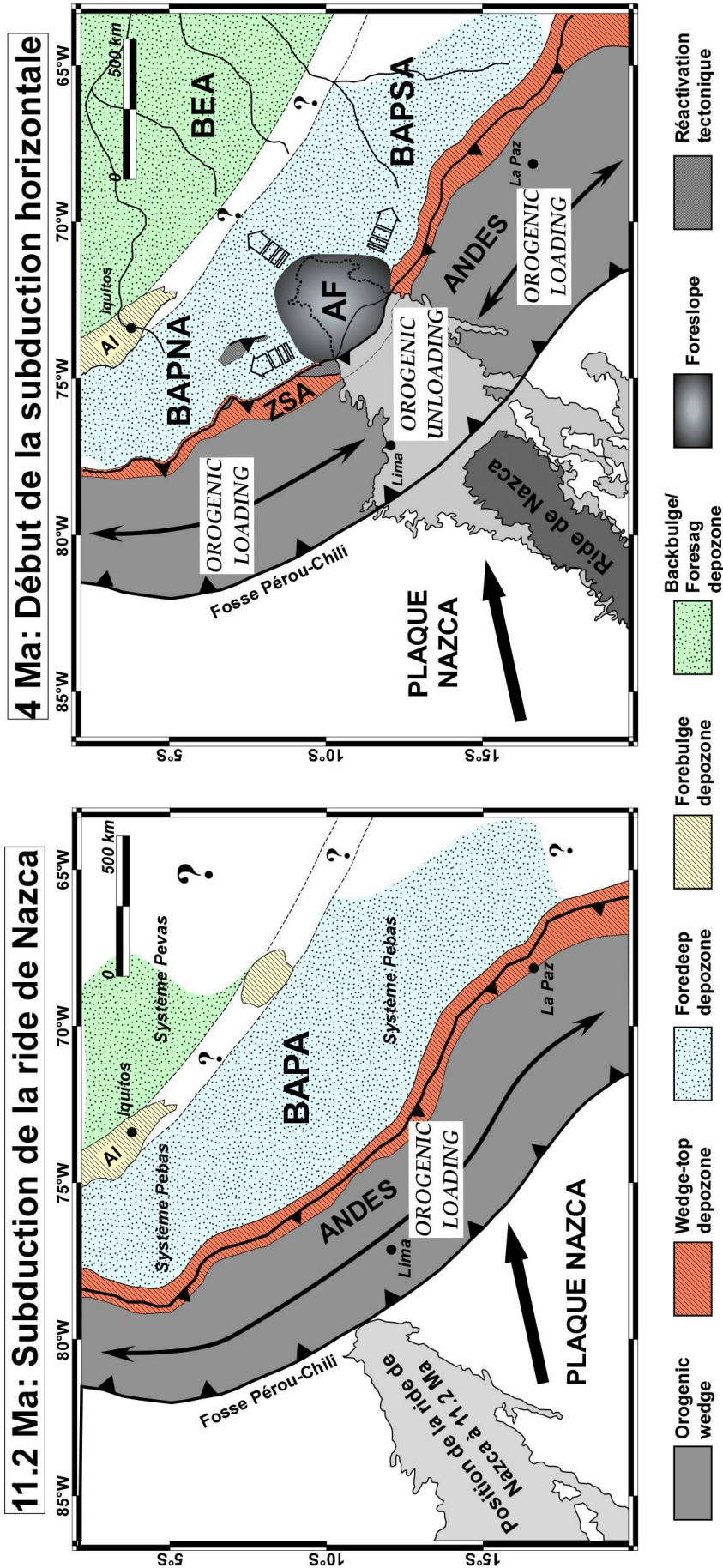


Figure 5.3 : Gauche – Reconstitution paléogéographique à 11.2 Ma, lors de l'entrée en subduction de la ride de Nazca (Hampel, 2002) sous la lithosphère sud-américaine. A cette période, le bassin d'avant-pays amazonien (BAPA) forme un seul et unique bassin d'avant-pays conforme au dispositif décrit par DeCelles et Giles (1996), avec une succession ouest-est *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* et *backbulge* de zones de dépôt. Cette géométrie classique de bassin d'avant-pays est contrôlée par la charge tectonique du prisme orogénique. Les zones *foredeep* et *backbulge* sont subsidentes et dominées par les dépôts tidaux du système Pevas. L'Arche de Fitzcarrald n'existe pas. AI – Arche d'Iquitos. Droite – Reconstitution paléogéographique à ~4 Ma. Lorsque la longueur de ride subductée est suffisante pour compenser la densité de la plaque océanique, le processus de la subduction horizontale est engagé et la ride de Nazca sous-plaque la lithosphère sud-américaine. Ce phénomène est corrélé en surface par un arrêt du volcanisme andésitique de la zone d'avant-arc. Le sous-placage de la ride de Nazca empêche la flexion de la lithosphère sud-américaine et réactive des structures locales du bassin d'Ucayali (Moa Divisor). Le prisme orogénique est allégé (*orogenic unloading*) au niveau de la ride, entraînant une réorganisation isostatique du bassin d'avant-pays: le soulèvement (et l'érosion) de l'Arche de Fitzcarrald (AF) débute (Espurt et al., 2007). Le bassin d'avant-pays amazonien acquiert alors une configuration tridimensionnelle complexe: au Nord et au Sud, deux bassins d'avant-pays classiques – le bassin d'avant-pays nord-amazonien (BAPSA) et le bassin d'avant-pays sud-amazonien (BAPNA) – gouvernés par la charge du prisme orogénique (*orogenic loading*); au centre, un bassin avec une géométrie *foreslope* (Arche de Fitzcarrald) - *foresag* (Bassin est-amazonien – BEA). AI – Arche d'Iquitos.

Figure 5. 4 : Gauche : Configuration actuelle du bassin amazonien. En haut, carte paléogéographique des zones de dépôts. En bas, modèle numérique SRTM Gtopo 30. Depuis 4 Ma, le soulèvement du bassin amazonien s'est accentué au niveau de l'Arche de Fitzcarrald (AF), suite à l'avancée du segment horizontal sous le bassin amazonien. L'Arche de Fitzcarrald culmine à ~615 m, tandis que les *foredeeps* des bassins d'avant-pays nord (BAPNA) et sud-amazonien (BAPSA) présentent une altitude moyenne de ~120 masl et ~150 masl, respectivement. Ce soulèvement a entraîné une déviation du réseau de drainage transcontinental amazonien, avec une individualisation des bassins nord, sud et est-amazoniens – BEA. L'Arche d'Iquitos – AI – (forebulge du BAPNA) a été incorporée dans le soulèvement régional de l'Arche. Les zones *backbulges* des bassins d'avant-pays nord et sud-amazoniens se connectent avec la zone *foresag* du bassin est-amazonien. ZSA – Zone subandine. Droite : Modèle numérique de terrain actuel SRTM Gtopo 30.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

6. CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

1) Les signatures de la subduction de la ride de Nazca s'expriment sur le flanc oriental de la Cordillère des Andes, au sein du bassin d'avant-pays rétroarc amazonien. L'Arche de Fitzcarrald est la réponse topographique régionale de la subduction horizontale de la ride de Nazca, à plus de 750 km de la fosse. Le segment de subduction horizontal de la ride de Nazca perturbe la flexure tectonique de la lithosphère sud-américaine. Il en résulte une configuration atypique nord-sud *foredeep-foreslope-foredeep* du bassin d'avant-pays amazonien. Le soulèvement de ce relief est contraint par l'étude des séries d'âge néogène et s'effectue au Pliocène (~4 Ma), en accord avec la cinématique de la subduction horizontale de la ride de Nazca. La subduction de la ride de Nazca apparaît comme un facteur essentiel entraînant des modifications à grande échelle des processus géomorphologiques, sédimentologiques et hydrologiques, ainsi que des changements drastiques sur le biota du bassin amazonien depuis le Pliocène. En Equateur, la surrection actuelle de l'avant-pays rétroarc pourrait être la conséquence du début de la subduction horizontale de la ride de Carnegie. En Argentine, les effets dynamiques de la subduction horizontale de la ride de Juan Fernandez depuis ~4 Ma se manifestent essentiellement par des réactivations tectoniques parallèles à la chaîne.

2) Les résultats de modélisation analogique ont montré que la subduction horizontale est un processus qui apparaît lorsqu'un système en convergence présente une vitesse imposée entre les plaques pour forcer la subduction d'un plateau océanique. Ce processus est un phénomène long, nécessitant plusieurs millions d'années pour compenser la densité de la lithosphère océanique et la subduction de plusieurs centaines de kilomètres de plateau océanique. La subduction horizontale augmente la surface de contact interplaque et donc la friction. Ce phénomène se traduit par une augmentation du raccourcissement vers l'intérieur de la plaque supérieure que l'on peut corrélérer avec l'avancée progressive du slab horizontal sous le bassin rétroarc. Enfin, la mise en place de la subduction horizontale s'accompagne d'une modification de la topographie liée à la flottabilité du plateau océanique et au raccourcissement au sein de la plaque supérieure. L'analyse de modèles analogiques simulant la subduction d'un segment de ride asismique, avec l'étude conjointe de la

topographie de la lithosphère continentale, actuellement en cours, devraient fournir des données complémentaires permettant d'affiner le modèle cinématique de la déformation. Les résultats préliminaires indiquent d'ores et déjà, que la subduction d'un segment de ride oblique induit des mouvements verticaux dans la région rétroarc et contrôle la géométrie tridimensionnelle du bassin. Ces données montreraient que la subduction horizontale de la ride de Nazca perturberait le courant mantellique sous le bassin d'avant-pays amazonien en induisant de la topographie dynamique.

3) Le front orogénique andin (zone subandine) du bassin d'Ucayali sud correspond à un système de chevauchements mixte, incluant à la fois une tectonique de couverture (la zone subandine) et de socle héritée de structures paléozoïques compressives. La superposition de ces deux prismes tectoniques induit un partitionnement vertical de la déformation. L'évolution structurale nord-sud de la zone subandine est liée à la variation d'épaisseur de la pile sédimentaire paléozoïque. La réactivation des structures paléozoïques dans le socle permet une compensation totale du raccourcissement. Le transfert de raccourcissement entre les deux prismes tectoniques s'effectue le long de la zone de transfert du rio Tambo. Cette zone de transfert contrôlant la géométrie de la zone subandine est héritée de la bordure du bassin sédimentaire paléozoïque. Les données de traces de fission sur apatites montrent que cette zone a connu deux histoires thermiques: 1) une exhumation crétacée régionale liée à l'ouverture de l'Océan Atlantique sud générant une « break-up unconformity »; 2) une exhumation néogène enregistrée dans les zones où la pile sédimentaire tertiaire a été suffisante pour remettre les thermochronomètres à zéro. Cette étude tectonique et thermochronologique permet d'expliquer la localisation des principaux champs pétroliers et le potentiel pétrolier d'autres régions encore inexploitées. On a pu mettre en évidence que les principaux gisements étaient liés aux chevauchements de couverture qui ont contrôlé la sédimentation et le piégeage des séries néogènes dans des bassins piggyback ou des synclinaux transportés. Cependant, cette étude ne permet pas de quantifier les mouvements verticaux de la ride de Nazca, qui auraient pu interférer avec la déformation subandine. Les analyses (U-Th)/He, actuellement en cours, devraient apporter des données complémentaires permettant d'affiner le modèle cinématique de la subduction de la ride de Nazca.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- Aalto, R., Dunne, T., and Guyot, J.L., 2006, Geomorphic Controls on Andean Denudation Rates, *The Journal of Geology*, 114, 85–99, doi: 10.1086/498101.
- Allen, P.A., and Allen, J.R., 2005, Basin analysis. Principles and Applications, *Blackwell publishing*, p. 549.
- Allmendinger R. W., and Gubbels T., 1996, Pure and simple shear plateau uplift, Altiplano-Puna, Argentina and Bolivia, *Tectonophysics*, 259, 1–14.
- Allmendinger, R.W., Ramos V.A., Jordan T.E., Palma M., and Isacks B.L., 1983, Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina, *Tectonics*, 2, 1–16.
- Alvarez-Marron, J., Rodriguez-Fernandez R., Heredia N., Busquets P., Colombo F., et Brown D., 2006, Neogene structures overprinting Palaeozoic thrust system in the Andean Precordillera at 30°S latitude, *Journal of the Geological Society, London*, 163, 949–964.
- Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., Baby, P., Benammi, M., Brusset, de Franceschi, D., Espurt, N., Goillot, C., Pujos, F., Tejada, J. and Urbina, M., 2007, The middle Miocene (Laventá) Fitzcarrald fauna, Amazonian Peru. In: E. Díaz-Martínez e I. Rábano (Eds.), 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, *Cuadernos del Museo Geominero* 8, 19–24.
- Baby, P., Specht M., Oller J., Montemurro G., Colletta B., and Letouzey J., 1994, The Boomerang-Chapare transfer zone (recent oil discovery trend in Bolivia): Structural interpretation and experimental approach. In: Roure, F., Shein, V.S., Skvortsov, I. (Eds.), *Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins: EAPG Congress, Moscow. Technip Edition, Paris*, 203–218.
- Baby, P., Guyot, J.L., Deniaud, Y., Zubieta, D., Christophoul, F., and Rivadeneira, M., 1999, The High Amazonian Basin: tectonic control and mass balance, In *International Symposium MANAUS 99, Hydrological and Geochemical Process in Large-scale Rivers Basins: Manaus (Brazil)*, Extended Abstracts CD.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., and Hérail, G., 1997, Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes, *Geology*, 25, 883–886.
- Baranzangi, M., and Isacks B.L., 1979, Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes, *Geophysical Journal*, 57, 537–555.

- Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C., Wallace, T.C., Silver, P.G., and Drake, L., 1996. Crustal-thickness variations in the Central Andes, *Geology*, 24, 407–410.
- Beicip-Franlab, 1995, Genex software 2.2, Quantitative Modelling of Hydrocarbons Generative and Expulsion for Windows, *Institut Francais du Petrole (IFP)*, France.
- Bellido, B.E., 1969, Sinopsis de la geología del Perú, *Servicio de Geología y Minería Boletín*, 22.
- Bellahsen, N., Faccenna C., Funiciello F., Daniel J.M., and Jolivet L., 2003, Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments, *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 365–381.
- Benavides, V., 1956, Cretaceous systems in northern Perú, *American Museum National Histoty Bulletin*, 108, 252–494.
- Berrocal, J., and Fernandes, C., 2005, Flat subduction beneath the Andean region from seismological evidences, *6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona)*, *Extended Abstracts*, 107–110.
- Berry, P. A. M., Garlick, J. D., and Smith, R. G., 2007, Near-global validation of the SRTM DEM using satellite radar altimetry, *Remote Sensing of Environment*, 106, 17–27.
- Bevis, M., Smalley Jr, R., Herring, T., Godoy, J., and Galban, F., 1999, Crustal Motion North and South of the Arica Deflection: Comparing Recent Geodetic Results from the Central Andes, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1.
- Bevis, M., Kendrick, E., Samlley Jr, R., Brooks, B., Allmendigger, R., and Isacks, B., 2001, On the strength of interplate coupling and the rate of back arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2.
- Bourdon, E., Eissen J.P., Gutscher M.-A., Monzier M., Hall M.L., and Cotten J., 2003, Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America), *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 123–138.
- Boyer, S.E, and Elliott D., 1982, The geometry of thrust systems, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196–1230.
- Boyer, S.E., 1995, Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts, *American Journal of Science*, 295, 1220–1254.
- Brandon, M.T., 1996, Probability density plot for fission-track grain-age samples, *Radiation measurements*, 26, 663–676.

- Brandon, M.T., 2002, Decomposition of mixed grain-age distribution using Binomfit, *On Track*, 24, 13–18.
- Braun, J., 2002, Quantifying the effect of recent relief changes on age–elevation relationships, *Earth and Planetary Science Letters*, 200, 331–343.
- Burtner, R.L., Nigrini, A., and Donelick, R.A., 1994, Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho–Wyoming thrust belt, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 1613–1636.
- Cabrera La Rosa, A., and Petersen G., 1936, Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del Departamento de Puno, Boletín del Cuerpo de ingenieros de minas del Perú, 115, 1–110.
- Cahill, T., and Isacks B.L., 1992, Seismicity and shape of the subducted Nazca plate, *Journal of Geophysical Research*, 97, 17503–17529.
- Campbell, K.E. Jr., 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. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0595:UCCOTS>2.0.CO;2
- Campbell, K.E. Jr., Frailey, C.D. and Romero-Pittman, L., 2006, The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239, 166–219. doi:10.1016/j.palaeo.2006.01.020.
- Canache, M., Pilloud, A., Trustkowski, I., Crux, J., Gamarra, S., 1994, Revision estratigráfica de la sección Cretácica del río Maraca, Serranía de Perijá, Venezuela. In: *Vo. Simposio Bolivariano, Exploración petrolera en las cuencas subandinas, Venezuela*, 1, 240–241.
- Capdevila, R., Mégard F., Parades J. and Vidal P.H., 1977, Le batholite de San Ramon (Cordillère Orientale du Pérou central). Un granite hercynien mis en place à la limite Permien-Trias. Données géologiques et radiométriques, *Geol. Rdschau*, 67, 434–446.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Tintaya, D., Rodríguez, R., and Valdivia, W., 2006, Altos estructurales en el control de la evolución andina: la deflexión de Abancay y el Arco de Manu, *XIII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos, Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 248–251.
- Carlson, W.D., 1990, Mechanisms and kinetics of apatite fission-track annealing, *American Mineralogist*, 75, 1120–1139.

-
- Carlson, W.D., Donelick, R.A., et Ketcham, R.A., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results, *American Mineralogist*, 84, 1213–1223.
- Carpéna, J., et Mailhé, D., 1985, La méthode des traces de fission : son intérêt en géologie, In : Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Applications, Roth, E., et Poty, B., Eds., Masson, 204–249.
- Catuneanu, O., 2004, Retroarc foreland systems-evolution through time, *Journal of African Earth Sciences*, 38, 225–242.
- Catuneanu, O., Sweet, A.R., Miall, A.D., 1999, Concept and styles of reciprocal stratigraphies: Western Canada foreland basin. *Terra Nova*, 11, 1–8.
- Catuneanu, O., Beaumont, C., and Waschbusch, P., 1997, Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and « missing » peripheral bulge, *Geology*, 25, 1087–1090.
- Cerveny P.F., and Steidtmann J.R., 1993, Fission track thermochronology of the Wind River Range, Wyoming; evidence for timing and magnitude of Laramide exhumation, *Tectonics*, 12, 77–92.
- Chemenda, A.I., Burg J.P., and Mattauer M., 2000, Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem based on new modelling, geological and geophysical data, *Earth and Planetary Science Letters*, 174, 397–409.
- Charlesworth, H.A.K., Langenberg C.W., and Ramsden J., 1975, Determining axes, axial planes, and sections of macroscopic folds using computer-based methods, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13, 54–65.
- Christophoul, F., Baby, P., Soula, J.-C., Rosero, M., and Burgos, J., 2002, Les ensembles fluviaux néogènes du bassin subandin d'Equateur et implications dynamiques. The Neogene fluvial systems of the Ecuadorian foreland basin and dynamic inferences, *Comptes Rendus Geosciences*, 334, 1029–1037.
- Chung, J., Arteaga M., Davis S. and Seminario F., 2006, Impacto de la sismica 3D en el desarrollo de los yacimientos de Camisea. Bloque 88 – Cuenca Ucayali – Peru, *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 101, 73–89.
- Chung, W.Y, and Kanamori H.A., 1978, Mechanical model for plate deformation associated with aseismic ridge subduction in New Hebrides Arc, *Tectonophysics*, 50, 20–40.

- Clift, P. D., Pecher, I., Kukowski, N., and Hampel, A., 2003, Tectonic erosion of the Peruvian Forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision, *Tectonics*, 22, 1023, doi:10.1029/2002TC001386.
- Cloos, M., 1993, Lithospheric Buayancy and Collisional Orogenesis-Subduction of Oceanic Plateaus, Continental Margins, Island Arcs, Spreading Ridges, and Seamount, *Geological Society of America Bulletin*, 105, 715–737.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Roperch, P., Arriagada, C., Gomez, L.A., and Lima, C., 2007, Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America, in: Ries, A. C., Butler, R. W. H. and Graham, R. H. (eds) 2007. *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*. Geological Society, London, *Special Publications*, 272, 321–343.
- Colletta, B., Roure F., De Toni B., Loureiro D., Passalacqua H., and Gou Y., 1997, Tectonic inheritance, crustal architecture and contrasting structural style in the Venezuelan Andes, *Tectonics*, 16, 777–794.
- Collot, J.Y., Daniel J., and Burne R.V., 1985, Recent tectonics associated with the subduction/collision of the Entrecasteaux zone in the Central New Hebrides, *Tectonophysics*, 112, 325–356.
- Dahlstrom, C.D.A., 1969, Balanced cross sections, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 743–757.
- Dalmayrac, B., Laubacher G., and Marocco R., 1980, Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes Péruviennes, *Travaux et documents Orstom*, 122, 501 p.
- Dalmayrac, B., and Molnar P., 1981, Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress, *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 473–481.
- Daly, D. C., and Mitchell, J. D., 2000, Lowland vegetation of tropical South America – an overview, In: D. Lentz, ed. *Imperfect Balance: Landscape Transformations in the pre-Columbian Americas*. Columbia University Press, New York, 391–454.
- Davy, P., and Cobbold P.R., 1991, Experiments on shortening of a 4-layer continental Lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1–25.
- DeCelles, P.G., and Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems, *Basin Research*, 8, 105–123, doi: 10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., 1990, Current Plate Motions, *Geophysical Journal international*, 101, 425–478.

- Deniaud, Y., Baby P., Basile C., Ordoñez M., Montenegro G., and Mascle G., 1999, Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du golfe de Guayaquil : bassin d'avant-arc néogène et quaternaire du sud des andes équatoriennes, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 328, 181–187.
- DeVries, T.J., 1988, The geology of late Cenozoic marine terraces (tablazos) in northwestern Peru, *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 121–136.
- Dominguez, S., Lallemand S.E., Malavieille J., and von Huene R., 1998, Upper plate deformation associated with seamount subduction, *Tectonophysics*, 293, 207–224.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., and Ketcham, R.A., 2005, in: Reiners P.W., and Ehlers T.A., eds., Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 49–94.
- Dorbath, C., 1996, Velocity structure of the Andes of central Peru from locally recorded earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 23, 205–208.
- Duddy I. R., Green P.F., Laslett G. M., 1988, Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour, *Chemical geology*, 73, 25–38.
- Dumont, J.F., 1991, Neotectonics of the Subandes-Brazilian craton boundary using geomorphological data: the Marañon and Beni basins, *Tectonophysics*, 259, 137–151. doi:10.1016/0040-1951(95)00200-6
- Dumont, J.F., Deza, E. and F. Garcia, F, 1991, Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowland of Peru, *Journal of South America Earth Sciences*, 4, 373–381.
- Dunbar, C.O., and Newell N.D., 1946, Marine early Permian of the Central Andes and its fusuline faunas, *American Journal of Science*, 244, 377–402, 457–491.
- Elliot, D., 1982, The construction of balanced cross-sections, *Journal of Structural Geology*, 5, 101.
- ELF petroleum peru b.v., 1999, Block 66 Peru, Final report (Unpublished report), 30 p.
- Ehlers T.A., 2005, Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data, in: Reiners P.W., and Ehlers T.A., eds., Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 315–350.

- Embry A.F., and Dixon J., 1990, The breakup unconformity of the Amerasia Basin, Arctic Ocean; evidence from Arctic Canada, *Geological Society of America Bulletin*, 102, 1526–1534.
- Engdahl, E.R., van der Hilst, R.D., and Buland, R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 722–743.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.-O., Salas-Gismondi, R., and Bolanos, R., 2007, How does the Nazca ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?, *Geology*, 35, 515–518.
- Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., and Brusset, S., (soumis), Flat subduction dynamics and deformations of the South American plate. Insights from analogue modelling, *Tectonics*.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., and Hermoza, W., (soumis), The Nazca Ride and uplift of the Fitzcarrald Arch: Implication for regional geology in northern South America, in *Amazonian, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*, Blackwell eds.
- Espurt, N., Brusset, S., Baby, P., Hermoza, W., Bolaños, R., and Uyen, Dennys, (soumis), Paleozoic structural controls on Subandean shortening transfer: Example from the foreland thrust system of the Ene and southern Ucayali basins, Peru, *Tectonics*.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., and Alsdorf, D., 2007, The Shuttle Radar Topography Mission, *Reviews Geophysics*, 45, RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.
- Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, R.B., Redfield, T.F., and Stump, E., 1995, Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission-track thermochronology to determine absolute uplift parameters, *Journal of Geophysical Research*, 100, 20175–20191.
- Franzese, J., Spalletti L., Pérez I.G., and Macdonald D., 2003, Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54°S), *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 81–90.
- Funiciello, F., C. Faccenna, D. Giardini, and K. Regenauer-Lieb, 2003, Dynamics of retreating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments, *Journal of Geophysical*

- Research*, 108, 2207, doi: 10.1029/2001JB000896.
- Funiciello, F., Faccenna C., and Giardini D., 2004, Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: Insights from laboratory experiments, *Geophysical Journal International*, 157, 1393–1406.
- Galbraith, R.F., 1981, On statistical models for fission track counts, *Math. Geol.*, 14, 471–488.
- Galbraith, R.F., and Green, P.F., 1990, Estimating the component ages in a finite mixture, *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17, 197–206.
- Galbraith, R.F., and Laslett, G.M., 1993, Statistical models for mixed fission track ages, *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17, 197–206.
- Gallagher, K., 1995, Evolving temperature histories from apatite fission-track data, *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 421–435.
- Gallagher K., Brown, R., and Johnson C., 1998, Fission track analysis and its applications to geological problems, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 519–572.
- Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., and Fitzgerald, P., 2005, Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1: Vertical profiles, *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 193–208.
- 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.
- Geist, E.L., Fisher M.A., and Scoll D.W., 1993, Large-scale deformation associated with ridge subduction, *Geophysical Journal International*, 115, 344–366.
- Gil, R.W., Baby P., and Ballard, J.F., 2001, Structure et contrôle paléogéographique de la zone subandine péruvienne, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 333, 741–748.
- Gil, R.W., 2002, Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16° S. *Sociedad Geológica del Perú, Publicación especial*, 4, 146 p.
- Gingras, M.K., Räsänen, M.E., Pemberton, S.G., and Romero Pittman, L., 2002, Ichnology and sedimentology reveal depositional characteristics of bay margin parasequences in the Miocene Amazonian Foreland Basin, *Journal of Sedimentary Research*, 72, 871–883.
- Gleadow, A.J.W., 1981, Fission-track dating methods: What are the real alternatives?, *Nuclear Tracks*, 5, 3–14.

- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., et Lovering, J.F., 1983, Fission track analysis; a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential, *Petroleum Exploration Association Australian Journal*, 23, 93–102.
- Green P.F., Duddy I.R., Gleadow, A.J.W., Laslett G.M., Tingate P.R., 1986, Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1- A qualitative description, *Chemical geology (Isotopes Geoscience Sect.)*, 59, 234–253.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.M, et Lovering, J.F., 1989, Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4, Quantitative modeling techniques and extension to geological timescale, *Chemical geology*, 79, 155–182.
- Graterol, V., 1998, Airborne gravity and magnetic survey. Block 52, Ucayali basin, Peru. For Chevron overseas Peru, Interpretation report, *Carson service, Inc./aerogravity division, USA* (unpublished report), 20 p.
- Gripp, A.E., and Gordon, R.G., 2002, Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophysical Journal International*, 150, 321–361, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x.
- Guillier, B., Chatelain J.L., Jaillard E., Yepes H., Poupinet G., and Fels J.F., 2001, Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America), *Geophysical Research Letters*, 28, 3749–3752, 10.1029/2001GL013257.
- Gutiérrez, M., 1982, Zonacion bioestratigrafica del intervalo Cretaceo superior–Terciario inferior, in: Evaluacion del potencial de las Cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios, *Petroperu* (unpublished report), Lima, 15 p.
- Gutscher, M.-A., Malavielle, J., Lallemand, S., and Collot, J.-Y., 1999a, Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 255–270, doi:10.1016/S0012-821X(99)00060-6.
- Gutscher, M.-A., Olivet, J.L., Aslanian, D., Eissen, J.P., and Maury, R., 1999b, The “lost Inca Plateau”: Cause of flat subduction beneath Peru?, *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 335–341, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00153-3.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., and Engdahl, E.R., 2000, Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, 19, 814–833, doi: 10.1029/1999TC001152.
- Gutscher, M.-A., 2002, Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 3–10.

- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Soares, L., Boaventura, G.R., Maillet, N., and Lagane, C., 2007, Caly mineral composition of river sediments in the Amazon Basin, *Catena*, 71, 340–356.
- Hampel, A., 2002, The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation, *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 665–679, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00859-2.
- Hampel, A., Adam J., and Kukowski N., 2004, Response of the tectonically erosive south Peruvian forearc to subduction of the Nazca Ridge: Analysis of three-dimensional analogue experiments, *Tectonics*, 23, TC5003, doi:10.1029/2003TC001585.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., Bizzi, L., 1998, Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous, *Journal of Geophysical Research*, 103, 27091–27105.
- Hendrix, M.S., Dumitru, T.A., and Graham, S.A., 1994, Late Oligocene–early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: an early effect of the India–Asia collision, *Geology*, 22, 487–490.
- Hermoza, W., 2004, Dynamique tectono-sédimentaire et restauration séquentielle du rétro-bassin d'avant-pas des Andes Centrales, *Thèse, Université de Toulouse III-Paul Sabatier*, 265 p.
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., and Bolaños, R., 2005, The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes, *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 21–34, doi: 10.1016/j.jsames.2004.06.005.
- Heuret, A., Funiciello F., Faccenna C., and Lallemand S., 2007, Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones, *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 29–36.
- Hooghiemstra H. and Van der Hammen T., 1998, Neogene and Quaternary development of the neotropical rain forest: the forest refugia hypothesis, and a literature overview, *Earth Science Reviews*, 44, 147–183.
- Hoorn, C., 1993, Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: Results of a palynostratigraphic study, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105, 267–309.

- Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A. and Lorente, M.A., 1995, Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America, *Geology*, 23, 237–240.
- Horton, B.K. and DeCelles, P.G., 1997, The modern foreland basin system adjacent to the central Andes, *Geology*, 25, 895–898.
- House N.J., Carpenter D.G., Cunningham P.S. and Berumen M., 1999, Influence of paleozoic arches on structural style and stratigraphy in the Madre de Dios basin in Southern Peru and Northern Bolivia, *INGEPET '99-Exploration and Exploration of Petroleum and Gas*, 8 p.
- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., Pittman, L.R., and Lertola, K., 2005, Miocene semi-diurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru, *Geology*, 33, 177–180, doi: 10.1130/G21102.1.
- Hsu, J.T., 1992, Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude, *Quaternary International*, 15/16, 87–97.
- Hubert, N., Duponchelle, F., Nuñez, J., Garcia-Da Vila, C., Paugy, D. and Renno, J.F., 2007, Phylogeography of the piranha genera *Serrasalmus* and *Pygocentrus*: implications for the diversification of the Neotropical ichthyofauna, *Molecular Ecology*, doi:10.1111/j.1365-294X.2007.03267.x.
- Hurford, A.J., and Green, P.F., 1983, The zeta age calibration of fission-track dating, *Isotope Geoscience*, 1, 285–317.
- Husson, L., 2006, Dynamic topography above retreating subduction zones, *Geology*, 34, 741–744.
- Iaffaldano, G., Bunge H.-P., and Dixon T.H., 2006, Feedback between mountain belt growth and plate convergence, *Geology*, 34, 893–896.
- Isacks, B., 1988, Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline, *Journal of Geophysical Research*, 93, 3211 – 3231.
- Jacobshagen, V., Müller J., Wemmer K., Ahrendt H., and Manutsoglu E., 2002, Hercynian deformation and metamorphism in the Cordillera Oriental of southern Bolivia, central Andes, *Tectonophysics*, 345, 119 – 130.
- 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, London*, 160, 687.

- Jaillard E., Ordoñez M., Berrones G., Bengtson P., Bonhomme M., Jimenez N., and Zambrano I., 1996, Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of Southwestern Ecuador during Late Cretaceous and early Tertiary times, *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 131-140.
- Jaimes, E. and de Freitas, M., 2006, An albian-cenomanian unconformity in the northern Andes: Evidence and tectonics significance, *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 466-492.
- James, D.E., and Sacks I.S., 1999, Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical Perspective. In: Skinner B.J., ed., *Geology and Ore deposits of the Central Andes*, Soc. Eco. Geol. Spec. Publ., 7, 1-26.
- Jamison W.R., 1987, Geometric analysis of fold development in overthrust terranes, *Journal of Structural Geology*, 9, 207-219.
- Jarrard, R.D., 1986, Causes of compression and extension behind trenches, *Tectonophysics*, 132, 89-102.
- Jopling, A.B., and Walker, R.G., 1968, Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts, *J. Sediment. Petrol.*, 38, 971-984.
- Jordan T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., and Ando, C., 1983, Andean tectonics relatd to geometry of the subducted Nazca plate, *Geological Society of America Bulletin*, 94, 341-361
- Jordan, T.E., and Alonso R., 1987, Cenozoic stratigraphy and basin tectonic of the Andes Mountains. 20°-28°, South latitude, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 49-56.
- Kay S.M., and Mpodozis C., 2002, Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 39-57.
- Kelleher, J., and McCann, W., 1976, Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction, *Journal of Geophysical Research*, 26, 4885-4897.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., et Carlson, W.D., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales, *American Mineralogist*, 84, 1235-1255.

- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., et Donelick, M.B., 2000, AFTSolve: a program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data, *Geologic Mathematic Researchs*. 2; <http://gmr.minsocam.org/Papers/v2/v2n1/v2n1abs.html>:1–32.
- Kley, J., 1999, Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian Orocline, *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 221–235.
- Kley, J., Monaldi, C.R., 1998, Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: how good is the correlation?, *Geology*, 26, 723–726.
- Koch, E., 1962, Die Tektonik im Subandin des Mittel-Ucayali-Gebietes, Ost-Peru, *Geotectonic Research*, 15, 67 p.
- Kronberg, B.I., Fralick, P.W., and Benchimol, R.E., 1998, Late Quaternary sedimentation and palaeohydrology in the Acre foreland basin, SW Amazonia, *Basin Research*, 10, 311–323, doi: 10.1046/j.1365-2117.1998.00067.x.
- Kodama, K., 1984, A simple model calculation of the shear stress and surface profile caused by the perturbation on subducting plate, *Zisin. J. Seism. Soc. Jpn.*, 37, 647–654.
- Kohn, B.P., Shagam, R., Banks, P.O., Burkley, L.A., 1984. Mesozoic – Pleistocene fission-track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. In: The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics. *Geological Society of America, Memoir* 162, 365–384.
- Kummel, B., 1948, Geological reconnaissance of the Contamana region. Peru, *Geological Society of America Bulletin*, 59, 1217–1266.
- Lacombe O., and Mouthereau F., 2002, Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees), *Tectonics*, 21. doi:10.1029/2001TC901018
- Latrubesse, E.M. and Rancy, A., 2000, Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late quaternary: the Moa and Ipixuna river basins, Brazil, *Quaternary International*, 72, 67–72.
- 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, London*, 151, 473–483.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., 1987, Thermal annealing of fission tracks in apatites: 2, A quantitative analysis, *Chemical geology*, 65, 1–13.

- Le Roux, J.P., Tavares Correa, C., and Alayza, F., 2000, Sedimentology of the Rimac-Chillon alluvial fan at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea level changes, glacial cycles and tectonics, *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 499–510, doi: 10.1016/S0895-9811(00)00044-4.
- Lindsay, J. B., 2005, The Terrain Analysis System: A tool for hydro-geomorphic applications, *Hydrological Processes*, 19, 1123–1130.
- Lonsdale, P., and Klitgord K.D., 1978, Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geological Society of American Bulletin*, 89, 981–999.
- Macdonald D., Perez I.G., Franzese J., Spalletti L., Lawver L., Gahagan L., Dalziel I., Thomas C., Trewin N., Hole M., et al., 2003, Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic, *Marine and Petroleum Geology*, 20, 287–308
- Macharé, J., and Ortlieb, L., 1992, Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru, *Tectonophysics*, 205, 97–108, doi: 10.1016/0040-1951(92)90420-B.
- Martinod, J., Funiciello F., Faccenna C., Labanieh S., and Regard V., 2005, Dynamical effects of subducting ridges: Insights from 3-D laboratory models, *Geophysical Journal International*, 163, 1137–1150.
- Marocco, R., 1977, Un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: La déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel, 12 degrés 30'S A 14 degrés 00' S, In : *Trav. Doc. ORSTOM*, 199 p.
- Mathalone, J.M. P., and Montoya R. M., 1995, Petroleum geology of sub-Andean basins of Peru, in Tankard, A., Soruco, R. S., and Welsink, eds., *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, 423–444.
- McClelland, W.C., and Oldow J.S., 2004, Displacement transfer between thick- and thin-skinned décollement systems in The Central North American Cordillera, in: Grocott, J., K.J.W. McCaffrey, G. Taylor and B. Tikoff, 2004, *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*, Geological Society, London, Special Publications, 227, 177–195.
- McGeary, S., Nur, A., and Ben-Avraham, Z., 1985, Spatial gaps in arc volcanism: the effect of collision or subduction of oceanic plateaus, *Tectonophysics*, 119, 195–221, doi: 10.1016/0040-1951(85)90039-3.

- McNulty, B., and Farber D., 2002, Active detachment faulting above the Peruvian flat slab, *Geology*, 30, 567–570.
- McQuarrie, N., and Davis G.H., 2002, Crossing the several sables of strain-accomplishing mechanisms in the hinterland of the central Andean fold-thrust belt, Bolivia, *Journal of Structural Geology*, 24, 1587–1602.
- Mégard, F., 1978, Etude géologique des Andes du Pérou central : Contribution à l'étude géologique des Andes n°1, *Mémoire Orstom*, 86, 310 p.
- Mégard, F., 1979, Estudio Geológico de los Andes del Perú Central, *Inst. Geol. Min. y Met. Bol.*, 8, Serie D. Estudios Especiales, Lima, 1–227.
- Mégard, F., 1984, The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru, *Journal of the Geological Society of London*, 141, 893–900.
- Miall, A.D., 1996, The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. *Springer, Berlin*, 582 pp.
- Midland Valley Exploration Ltd ,2007, 2DMOVE 5.0, Flexural slip Unfolding.
- Mitra, S., 1990, Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps, *American Association of Petroleum Geologists*, 74, 921–945.
- Mitrovica, J.X., Beaumont, C., and Jarvis, G.T., 1989, Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction, *Tectonics*, 8, 1078–1094.
- Molnar, P., and Gray D., 1979, Subduction of continental lithosphere: some constraints and uncertainties, *Geology*, 7, 58–62.
- Mon, R., Monaldi C.R. and Salfity J.A., 2005, Curved structures and interference fold patterns associated with lateral ramps in the Eastern Cordillera, Central Andes of Argentina, *Tectonophysics*, 399, 173–179.
- Montario, M. J., 2001, Exhumation of the Cordillera Blanca, Northern Peru, based on apatite fission track analysis, Department of Geology, Union College, Schenectady, New York, *Thesis*, 233 p.
- 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 degrees S, Bolivia, *Petroleum Geoscience*, 2, 17–28.
- Moretti, I., and Ngokwey, K., 1985, Aseismic ridge subduction and vertical motion of overriding plate, *Géodynamique des Caraïbes. Symposium Paris*, 5-8 Février, 245–253.

- Moretti, I., 1982, Subduction des rides aséismique, thèse de l'Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 119 p.
- Mouthereau, F., Lacombe O., Deffontaines B., Angelier J., Chu H. T. and Lee C. T., 1999, Quaternary transfer faulting and belt front deformation at Pakuashan (western Taiwan), *Tectonics*, 18, 215–230.
- Mueller, K., and Talling P., 1997, Geomorphic evidence for tear faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California, *Journal of Structural Geology*, 19, 397–411.
- Müller, H., and Aliaga E., 1981, Estudio bioestratigrafico del Cretaceo de la Cuenca Mara  n, *Petroperu*, 57 (unpublished report), Lima, 26 p.
- Müller, J. P., Kley J., and Jacobshagen V., 2002, Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21  S), *Tectonics*, 21, 1037, doi:10.1029/2001TC001340.
- Newell, N.D., Chronic J., and Robert T., 1953, Upper Paleozoic of Peru, *Geological Society America Bulletin*, 58, 256.
- Norabuena, E.D., Dixon T.H., Stein S., and Harrison C.G.A., 1999, Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate Motions, *Geophysical Research Letters*, 26, 3405–3408.
- Nur, A., and Ben-Avraham, Z., 1981, Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, in: L.D. Kulm, J. Dymond, E.J. Dasch, D.M. Hussong (Eds.), Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence, *Geological Society of America Memoir*, 154, 729–740.
- Omar, G.I., Lutz, T.M., and Giegengack, R., 1994, Apatite fission track evidence for Laramide and post-Laramide uplift and anomalous thermal regime at the Beartooth overthrust, Montana–Wyoming, *Geological Society of America Bulletin*, 106, 74–85.
- O'Sullivan, P.B., Gibson D.L., Kohn B.P., Pillans B., and Pain C.F., 2000, Long-Term Landscape Evolution of the Northparkes Region of the Lachlan Fold Belt, Australia: Constraints from Fission Track and Paleomagnetic Data, *The Journal of Geology*, 108, 1–16
- Pardo-Casas, F., and Molnar P., 1987, P., Relative motion of the Nazca (Farall  n) and South America plate since late Cretaceous times, *Tectonics*, 6, 233–248.
- Pardo, M., Comte D., and Monfret T., 2002, Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 11–22.

- Parnaud, F., Gou, Y., Pascual, J.-C., Capello, M.A., Truskowski, I., Passalacqua, H., 1995, Stratigraphic synthesis of western Venezuela. In: Tankard, A.J., Suarez, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists*, 62, 681–698.
- Pedoja, K., Dumont J.F., Lamothe M., Ortlieb L., Collot J.-Y., Ghaleb B., Auclair M., Alvarez V., and Labrousse B., 2006, Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador, *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 1–21.
- Peters K.E., et Cassa, M.R., 1994, Applied source rock geochemistry, in L.B. Magoon and W.G. Dow, eds., *The petroleum system from source to trap*, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 40, 93–120.
- Pilger, R.H., 1981, Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes, *Geological Society of America Bulletin*, 92, 448–456.
- Pindell, J., Tabbutt, K.D., 1995, Mesozoic–Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. In: Tankard, A.J., Suarez, R., Welsink, H.J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62, 101–128.
- Pysklywec, R.N., and Mitrovica, J.X., 2000, Mantle flow mechanisms of epeirogeny and their possible role in the evolution of the Western Canada Sedimentary Basin, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 1535–1548, doi: 10.1139/cjes-37-11-1535.
- Quidelleur, X., Grove, M., Lovera, O.M., Harrison, T.M., and Yin, A., 1997, Thermal evolution and slip history of the Renbu Zedong thrust, southeastern Tibet, *Journal of Geophysical Research*, 102, 2659–2679.
- Rahn, M.K., and Grasemann, B., 1999, Numerical and Monte Trax modeling on fission track data from the Glarus Alps: Thermal and tectonic evolution of a thrust plane during metamorphism and exhumation, *Earth and Planetary Science Letters*, 169, 245–259.
- Ramos, V.A., Cristallini E.O., and Pérez D.J., 2002, The Pampean flat-slab of the Central Andes, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 59–78.
- Räsänen, M.E., Salo, J.S., and Kalliola, R.J., 1987, Fluvial Perturbance in the Western Amazon Basin: Regulation by Long-Term Sub-Andean Tectonics, *Science*, 238, 1398–1401.

- Räsänen, M., Neller, R., Salo, J., and Jungner, H., 1992, Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Peru, *Geological Magazine*, 129, 293–306.
- Räsänen, 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, 386–390, doi: 10.1126/science.269.5222.386.
- Ravaglia, A., Turrini C. and Seno S., 2004, Mechanical stratigraphy as a factor controlling the development of a sandbox transfer zone: a three-dimensional analysis, *Journal of Structural Geology*, 26, 2269–2283.
- Regard, V., Espurt, N., Lagnous, R., Darrozes, J., Baby, P., (en préparation), Geomorphology of the Fitzcarrald Arch and its relationships with the Nazca plate subduction, Peru, *Geomorphology*.
- Rebata, L.A., Räsänen, M.E., Gingras, M.K., Vieira, V., Jr., Barberi, M., and Irion, G., 2006, Sedimentology and ichnology of tide-influenced Late Miocene successions in western Amazonia: The gradational transition between the Pebas and Nauta formations, *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 96–119, doi:10.1016/j.jsames.2005.07.011.
- Reynolds, J.H., Jordan T.E., Johnson N.M., Damanti J.F., and Tabbutt K.D., 1990, Neogene deformation of the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: Magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja province, Argentina, *Geology*, 102, 1607–1622.
- Roddaz, M., 2004, Transition des stades alimentés à suralimentés dans les systèmes de rétro-bassin d'avant-pays: Exemple du bassin amazonien, *Thèse, Université de Toulouse III-Paul Sabatier*, 332 p.
- Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W., and Darrozes, J., 2005a, Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru), *Tectonophysics*, 399, 87–108, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.017.
- 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.
- Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., and Hérail, G., 2006, Miocene tidal-influenced sedimentation to continental Pliocene sedimentation in the forebulge-backbulge

- depozones of the Beni-Mamore foreland Basin (northern Bolivia), *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 351–368.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., Garcia, M., and Laj, C., 2006, Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes, *Tectonics*, 25.
- Rousse, S., Gilder, S., Farber, D., McNulty, B., Patriat, P., Torres, V., and Sempere, T., 2003, Paleomagnetic tracking of mountain building in the Peruvian Andes since 10 Ma, *Tectonics*, 22, 1048, doi:10.1029/2003TC001508.
- Rosas, S., Fontboté L., and Tankard A., 2007, Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru, *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 1–24.
- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., and Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru, *Earth and Planetary Science Letters*, 239, 18–32, doi: 10.1016/j.epsl.2005.08.003.
- Sacks, I.S., and Okada H., 1974, A comparison of the anelasticity structure beneath western South America and Japan, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 9, 211–219.
- Saillard, M., Audin, L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Macharé, J., Ortielb, L., Hall, S., Farber, D., and Bondoux, F., 2006, Uplift of the bolivian orocline coastal areas based on geomorphologic evolution of marine terraces and abrasion surfaces: preliminary results, *XIII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos, Sociedad Geológica del Perú*, Lima, 308–311.
- Shagam, R., Kohn, B.P., Banks, P.O., Dasch, L.E., Vrgas, R., Rodriguez, G.I., Pimentel, N. 1984. Tectonic implications of Cretaceous-Pliocene fission-track ages from rocks of the circum-Maracaibo region of western Venezuela and eastern Colombia, *Geological Society of America, Memoir 162*, 385–412.
- Shaw, J.H., Bilotti, F., and Brennan, P.A., 1999, Patterns of imbricate thrusting, *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1140–1154.
- Shi X., Wang J., et Luo X., 2000, Discussion on the abilities of thermal indicators in reconstructing thermal history of sedimentary basin, Chinese, *Journal of Geophysics*, 43, 3.

- Sallarès, V., Charvis P., Flueh E. R., Bialas J., and the SALIERI Scientific Party, 2005, Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot, *Geophysical Journal International*, 161, 763–788, doi: 10.1111/j.1365-246 X.2005.02592.x.
- Scholz, C.H., and Campos J., 1994, On the mechanism of seismic decoupling and back-arc spreading at subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, 100, 22, 103–22, 115.
- Schumm, S. A., 1956, Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey, *Geological Society of America Bulletin*, 67, 597–646.
- Selby, M. J., 1985, Earth's Changing Surface: an Introduction to Geomorphology, Oxford University Press, Oxford, *Thesis*, 607 p.
- Seminario, F., and Guizado J., 1976, Síntesis biestratigráfica de la región de la Selva del Perú, *Actas del segundo Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas*, 2, 881–898.
- Silver, P.G., Russo R.M., and Lithgow-Bertelloni C., 1998, Coupling of South American and African Plate motion and plate deformation, *Sciences*, 279, 60–63.
- Smith, H.F.W., and Sandwell, D.T., 1997, Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, 277, 1956–1961, doi: 10.1126/science.277.5334.1956.
- Soler, P., and Bonhomme, M.G., 1990, Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present, *Geological Society of America Special Paper*, 241, 173–192.
- Soler, P., and Bonhomme M.G., 1987, Données radiochronologiques K-Ar sur les granitoïdes de la Cordillère orientale des Andes du Pérou central. Implications tectoniques, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 304, 841–845.
- Somoza, R., 1998, Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 m.y.: Implications for mountain building in the central Andean region, *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211–215.
- Shepherd, R.D., House, N.J., Webster, R.E., 2002, Assessment of potentially large, shallow stratigraphic traps, Manu Arch, Madre de Dios basin, Perú, *INGEPET '2002 EXPR-3-RS-35*, Lima, 13 pp.
- Spikings, R.A., Winkler W., Seward D., and Handler R., 2001, Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 186, 57–73.

- Spotila, J.A., Applications of low-temperature thermochronology to quantification of recent exhumation in mountain belts, in: Reiners P.W., and Ehlers T.A., eds., Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations, and applications, *reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 449–466.
- Stechler M.S., et Watts A. B., 1978, Subsidence of the atlantic type continental margin off New-York, *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 1–13.
- Strahler, A. N., 1952, Dynamic basis of geomorphology, *Geological Society of America Bulletin*, 63, 923–938.
- Suppe J., 1983, Geometry and kinematics of fault bend folding, *American Journal of Science* 283, 684–721.
- Suppe, J., and Medwedeff D.A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding, *Eclogae geologicae Helveticae*, 83/3, 409–454.
- Sweeney, J.J., and Burnham, A.K., 1990, Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 1559–1570.
- Szekely, T.S., and Grose L.T., 1972, Stratigraphy of the carbonate, black shale and phosphate of the Pucara Group (Upper Triassic-Lower Jurassic), Central Andes, Peru, *Geological Society of America Bulletin*, 83, 407–428.
- Tagami T., et Shimada C., 1996, Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton, *Journal of Geophysical Research*, 101, 8245–8255.
- Tassara, A., Götze H.-J., Schmidt S., and Hackney R., 2006, Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin, *Journal of Geophysical Research*, 111, 09404, 10.1029/2005JB003976.
- Tippett, J.M., Kamp, P.J.J., 1995, Geomorphic evolution of the Southern Alps, New Zealand, *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, 177–192.
- van Heiningen, P.S., Carlotto V., Zuloaga A.D., Romero L., and Andriessen P.A.M., 2005, Oligocene to Pleistocene exhumation patterns across the Apurímac River drainage basin, southern Peru, *6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts*, 763–766.
- van Hunen, J., van den Berg A.P., and Vlaar N.J., 2002a, On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction, *Tectonophysics*, 352, 317–333.

-
- van Hunen, J., van den Berg A.P., and Vlaar N.J., 2002b, The impact of the South American plate motion and the Nazca Ridge subduction on the flat subduction below South Peru, *Geophysical Research Letters*, 29, 10.1029/2001GL014004.
- van Hunen, J., van den Berg A.P., and Vlaar N.J., 2004, Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: A numerical parameter study, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 146, 179–194.
- Vassallo, R., 2006, Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie: Approche morphotectonique et géochronologique, *thèse de l'Université de Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc*, 281 p.
- Vergès, J., Marzo, M., and Muñoz, J.A., 2002, Growth strata in foreland setting, *Sedimentary Geology*, 146, 1–9.
- Villamil, T., Pindel, J.L., 1998, Mesozoic paleogeographic evolution of northern South America: foundations for sequence stratigraphic studies in passive margin strata deposited during non-glacial times. In: *Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustasy, Northern South America, SEPM Special Publication 58*, 283–318.
- Villamil, T., Arango, C., Hay, W.W., 1999, Plate tectonic paleoceanographic hypothesis for Cretaceous source rocks and cherts of northern South America. In: Barrera, E., Johnson, C.C. (Eds.), *Evolution of the Cretaceous ocean-climate system, Geological Society of America, Special Paper*, 332.
- Vlaar, N.J., 1983, Thermal anomalies and magmatism due to lithospheric doubling and shifting, *Earth and Planetary Science Letters*, 65, 322.
- Vogt, P.R., Lowrie, A., Bracey, D., and Hey, R., 1976, Subduction of aseismic oceanic ridges: effects on shape, seismicity and other characteristics of consuming plate boundaries, *Geological Society of America Special Paper*, 172, 1–59.
- von Huene, R., and Suess, E., 1988, Leg 112 shipboard scientific party, Ocean Drilling Program Leg 112, Peru continental margin: Part 1, tectonic history, *Geology*, 16, 934–938, doi: 10.1130/0091-7613(1988)016<0934:ODPLPC>2.3.CO;2.
- von Huene, R., Pecher, I.A., and Gutscher, M.-A., 1996, Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge, *Tectonics*, 15, 19–33.

- von Huene, R., Corvalan J., Flueh E.R., Hinz K., Korstgard J., Ranero C.R., Weinrebe W., and the Condor Scientists, 1997, Tectonic control of the Juan Fernandez Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile, *Tectonics*, 16, 474–488.
- Wagner G. A., et Storzer D., 1972, Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks, *Transaction of America Nuclear Society*, 15, 127–128.
- Wang, E., 1997, Displacement and timing along the northern strand of the Lati Tagh fault zone, Northern Tibet, *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 55–64.
- Weijermars, R., and Schmeling H., 1986, Scaling of newtonian and non newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity), *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 43, 316–330.
- Wesselingh, F.P. and Salo, J.A., 2006, A Miocene perspective on the evolution of the Amazonian biota, *Scripta Geologica*, 133, 339–458.
- Wilkerson, M.S., Apotria T. and Farid T., 2002, Interpretating the geologic map expression of contractional fault-related fold terminations: lateral/oblique ramps versus displacement gradient, *Journal of Structural Geology*, 24, 593–607.
- Willet, S.D., 1997, Inverse modeling of annealing of fission tracks in apatite 1; A constrained random search method, *American Journal of Science*, 297, 939–969.
- Willet, S.D., Issler, D., Beaumont, C., Donelick, R.A., et Grist, A., 1997, Inverse modeling of annealing fission tracks in apatite 2; Application to the thermal history of the Western Canada Sedimentary Basin, *American Journal of Science*, 297, 970–1011.
- Williams, M.D., 1949, Depositos terciarios continentales del Valle del Alto Amazonas, *Boletín de la Sociedad Geologica del Peru*, Vol Jubilar parte 2.
- Wilson, J.J., and Reyes L., 1964, Geología del Cuadrángulo de Pataz, *Bol. Com. Carta Geol. Nac.*, 9–91.
- Wipf, M.A., 2006, Evolution of the Western Cordillera and Coastal Margin of Peru: Evidence from low-temperature Thermochronology and Geomorphology, Swiss Federal Institute of Technology Zürich, *Thesis*, 152 p.
- Woods, M.T., and Okal, E.A., 1994, The structure of the Nazca Ridge and Sala y Gomez seamount chain from dispersion of Rayleigh waves, *Geophysical Journal International*, 117, 205–222.

-
- Woodward, N.B., Boyer S.E., and Suppe J., 1985, An outline of balanced cross-sections, University of Tennessee, *Departement of Geological Sciences Studies in Geology* 11, 2nd edition, 170 p.
- Yañez, G.A., Ranero C.R., von Huene R., and Díaz J., 2001, Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin, *Journal of Geophysical Research*, 116, 6325–6345.
- Zeitler P.K., Herczig A.L., McDougall I., et Honda, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 51, 2865-2878.
- Zheng, D., Zhang, P.Z., Wan, J., Yuan, D., Li, C., Yin, G., Zhang, G., Wang, Z., Min, W., and Chen, J., 2006, Rapid exhumation at ~ 8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin, *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 198–208.
- Zubieta-Rossetti, D., Huyghe P., Mascle G., Mugnier J.-L., and Baby P., 1993, Influence de l'héritage anté-dévonien au front de la chaîne andine (Partie centrale de la Bolivie), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 316, 951–957.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

- Figure 1. 1: (A) Carte de la marge occidentale de la plaque sud-américaine. Les données bathymétriques proviennent de Geosat et ERS-1 spacecraft (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de NASA SRTM Gtopo 30. (B) Contexte géodynamique. La plaque de Nazca présente plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques qui sont actuellement en subduction sous la plaque sud-américaine. Les longueurs estimées de ces anomalies sont indiquées. Les triangles rouges montrent le volcanisme andésitique. Les vitesses des plaques sont données en mm/an, d'après Gripp et Gordon (2002). Les subductions des rides de Nazca et de Juan Fernandez sont corrélées avec deux segments « flat slab » (FS), au Pérou et au Chili, respectivement, et au soulèvement de la zone rétroarc (Espurt et al., 2007; Ramos et al., 2002). FCSA : Front de chevauchement de la zone subandine. 16
- Figure 1. 2 : Géométrie du plan de Wadati-Benioff sous la lithosphère continentale sud-américaine au Pérou (A-A') et au Chili (B-B'), à partir des données de sismicité de l'US Geological Survey-National Earthquake Information Center. Les profondeurs des épicentres sont différenciées: 0-99 km en noir, 100-199 km en gris foncé et 200-700 km en gris clair. Ces deux zones sont marquées par deux segments de subduction horizontale, liés aux subductions des rides de Nazca et de Juan Fernandez. Ces deux segments sont corrélés en surface par une augmentation de la sismicité crustale (Gutscher et al., 2000) et par des mouvements verticaux (Espurt et al., 2007; Ramos et al., 2002) dans les zones d'arrière-arcs. Les vecteurs de la plaque Nazca sont de Gripp et Gordon (2002). 17
- Figure 1. 3 : Modèle numérique de terrain des Andes centrales et du bassin amazonien. Le bassin amazonien est actuellement un bassin d'avant-pays atypique. Dans sa partie occidentale, il est compartimenté en deux sous-bassins subsidents, séparés par l'Arche de Fitzcarrald : le bassin d'avant-pays nord-amazonien (BAPNA) et le bassin d'avant-pays sud-amazonien (BAPSA). Ce remarquable soulèvement au sein du bassin amazonien se développe au front de la partie subductée de la ride de Nazca. Les données bathymétriques proviennent de Geosat et ERS-1 spacecraft (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de NASA SRTM Gtopo 30. La vitesse de la plaque de Nazca est donnée en mm/an (Gripp et Gordon, 2002). La projection de la ride de Nazca sous le continent sud-américain (pointillés noirs) est extraite de Hampel (2002). FCSA : Front de chevauchement de la zone subandine. 19

CHAPITRE 2: GEOLOGIE ET STRUCTURE DE L'ARCHE DE FITZCARRALD

- Figure 2. 1 : (next page) Geodynamic setting of the Peruvian Andes and its associated Amazonian foreland basin. The base map is produced using bathymetric data from the Geosat and ERS-1 spacecraft (Smith and Sandwell, 1997) and elevation data from NASA (National Aeronautics and Space Administration) SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) Gtopo 30. Note that the western part of the Amazon basin consists of two main subsiding basins – the northern Amazonian foreland basin (NAFB) and the southern Amazonian foreland basin (SAFB) – separated by the Fitzcarrald Arch. To the East, the Fitzcarrald Arch is bounded by the eastern Amazon basin (EAB). This Arch superimposed on the present day reconstruction of the subducted part of the Nazca Ridge (Hampel, 2002, modified). The ridge reconstruction at 11.2 Ma is shown (Hampel, 2002). The easternmost edge of the Nazca Ridge represented by dotted line is not involved in the flat slab segment. The black dashed line (E-F) locates the deep seismicity section of Figure 2. 5. Depth contours to Wadati-Benioff zone are from Gutscher et al. (1999b) and plate convergence vector is from Gripp and Gordon (2002). 28
- Figure 2. 2 : A: Digital elevation model of the Fitzcarrald Arch (DEM SRTM 90m from NASA data). The arch is characterized by a radial drainage network (white arrows) which defines the northern Amazonian foreland basin (NAFB), the southern Amazonian foreland basin (SAFB)

- and the eastern Amazon basin (EAB). White lines show the location of the seismic lines used to build the composite seismic section (C-D) of Figure 2. 3. Cross-points MW and PW locate the Mashansha and Panguana wells, respectively. Bedding boundaries are indicated by black lines with bars toward the scarp. Stars indicate study zones of Neogene outcrops: black stars from Hovikoski et al. (2005), white stars from our study. B: Topographic profiles (dashed white line A-B) perpendicular to the axis of the Arch showing the asymmetric shape of the Arch. The asymmetric shape of the Arch is demonstrated by bedding dip where parallel to the topography (red line). The scarps are numbered from 1 to 7..... 30
- Figure 2. 3 : A: Composite seismic reflection profile (courtesy of Perupetro S.A.) crossing the Fitzcarrald Arch (C-D; see location in Figure 2. 2A). B: The Fitzcarrald Arch is underlined by a constant thickness of Cretaceous and Cenozoic deposits. A dashed black reflector shows the base of Neogene strata. The locations of the projected Mashanshan and Panguana wells are shown. The seismic regional profile shows Paleozoic sedimentary basins and pre-Cretaceous structures (Manu Arch). These structures present a wavelength of ~100 km. Seismic profile demonstrates that these older structures have been eroded and sealed by Cretaceous strata, and subsequently uplifted and involved in the largest structure of the Fitzcarrald Arch. NAFB – northern Amazonian foreland basin; SAFB – southern Amazonian foreland basin; TWT – two-way time.31
- Figure 2. 4 : (next page) Three-dimensional lithospheric-scale diagram of the Nazca slab and the South American Plate. The perspective view looks toward the northwest (with the Andes in the middle, the Amazon basin to the right, and the Nazca plate to the left). The Nazca slab geometry is built from hypocenter relocation database of Engdahl et al. (1998). Bathymetric data of the Nazca Plate from the Geosat and ERS-1 spacecraft (Smith and Sandwell, 1997), and elevation data of South America from NASA SRTM Gtopo 30. The Nazca Ridge reconstruction from Hampel (2002) has been draped onto the Nazca slab. The Nazca flat slab segment (Gutscher et al., 1999b) reaches the Amazonian foreland basin and overcompensates the thrust loading flexure of the South American lithosphere. It induces an eastward shift of the dynamic loading mantle processes coupled to the subducting slab, generating pronounced subsidence in basins all around the Arch, in the northern Amazonian foreland basin (NAFB), southern Amazonian foreland basin (SAFB), and eastern Amazon basin (EAB). 31
- Figure 2. 5 : Deep seismicity trench-parallel section (Gutscher et al., 1999b, modified) (990 km long and 360 km wide; see Figure 2. 1 for location), showing the geometry of the Nazca slab beneath the South American lithosphere (B). We note that the Fitzcarrald Arch bulge (A) correlates well the interpreted position of the buoyant subducted Nazca Ridge (B). Circle diameter refers to earthquake magnitudes. 33
- Figure 2. 6 : Geodynamic context of the Amazon basin (dashed black line) with the Andean backbone and the subducting Nazca plate on the left. The base map is produced using bathymetric data from the Geosat and ERS-1 spacecraft (Smith and Sandwell, 1997) and elevation data from NASA SRTM Gtopo 30. The Fitzcarrald Arch constitutes a major relief which divides the western Amazonian basin into two parts: the northern Amazonian foreland basin (NAFB) and the southern Amazonian foreland basin (SAFB). To the east, the Arch is bounded by the eastern Amazon basin (EAB). Plate convergence vector is from Gripp and Gordon (2002). The reconstruction of the Nazca ridge beneath the South American plate is from Hampel (2002)...... 42
- Figure 2. 7 : A. Maps of the 7th drainage sub-basins of the Fitzcarrald Arch area. The background of the maps is represented by digital elevation model from SRTM 90 m data. White lines represent the sub-basins of order 7. Axis drainage divide is a black star. The main structural features are shown. B. Rose diagram of the modern drainage orientations of the sub-basins of order 7. C. Topographic profiles (dashed black lines A-A' and B-B') of the arch showing the NW-SE trending asymmetric shape of the Arch and the uplift at more than 700 km from the Subandean thrust front. The asymmetric shape of the Arch is demonstrated by Neogene bedding dip where parallel to the topography. D: Interpreted C-C' trending regional seismic reflection profile of the Fitzcarrald Arch (see location in A and details in the text).....45

Figure 2. 8 : Geologic map of the Fitzcarrald Arch. Numbers 1-14 refer to locations of outcrops discussed in the text (1:Mapuya River; Antoine et al., 2007; 2: Sepa River; 3: Urubamba River; 4: Purus River; Räsänen et al., 1995; 5: Cozzuol, 2007; 6: Patos Inca; Cozzuol, 2007; 7: Alto Purus River; Campbell et al., 2001); 8: Manu River, 9: Madre de Dios River, and 10: Inambari River; Hovikosky et al., 2005; 11: Chicosillo River; 12: Las Piedras River; Campbell et al., 2001; 13: Lower Madre de Dios River; Roddaz, 2004; Hermoza, 2004; 14: Ucayali River; Dumont et al., 1991). Location of well are shown (MW: Mashansha well; PTW: Puerto Primo well).....	48
Figure 2. 9 : A: Mapuya section of the Late Middle Neogene deposits with unconformable Pliocene and Pleistocene deposits contemporaneous of the growth of the Fitzcarrald Arch observed along the Chicosillo River (see details in text). B: Details of the tidal deposits showing the mud-sand couplets cyclicity and mud clasts. C: Pliocene conglomerate deposits along the Chicosillo River. D: Pleistocene aggradational terraces on Neogene strata along the Chicosillo River.....	49
Figure 2. 10 : Thermal history of the Fitzcarrald Arch from well and vitrinite reflectance data. (A) Diagraphy records of the Mashansha and Puerto Primo wells with stratigraphic correlations from gamma ray (GR) and sonic (DT) data (see location in Figure 2). Field absolute age data (black stars) are projected of the well data: (1) Campbell et al., 2001; (2) Hermoza, 2004; (3) Antoine et al., 2007. (B) Vitrinite reflectance calibrations and Cenozoic geohistory (subsidence curve, sedimentation and subsidence rates) of the Mashansha well. Vitrinite reflectance data come from Late Miocene (~13 Ma) wood debris collected along the Mapuya River and from cutting of the Carboniferous shales. See details in the text.....	55
Figure 2. 11 : Nazca Ridge subduction history and relations with the Amazonian basin evolution. When the subduction of the Nazca Ridge begins, the Amazonian foreland basin (AFB) is subsiding and submitted to tide-influenced Pebas system until ~8 Ma. When the flat subduction occurs (4 Ma), the eastern edge of the Nazca Ridge reaches the Amazonian foreland basin. The Amazonian foreland basin is divided into two subsiding basins by the growth of the Fitzcarrald Arch (FA): the northern Amazonian foreland basin (NAFB) and the southern Amazonian foreland basin (SAFB). The Fitzcarrald Arch is eroded by the Pliocene fluvial system. Present-day architecture of the Amazonian basin and the denudation of the Fitzcarrald Arch by the modern drainage system. IFB: Iquitos forebulge; BMFB: Beni-Mamore forebulge. Dashed arrows indicate drainage orientations. Reconstruction of Nazca Ridge path is from Hampel (2002). Depth contours to Wadati-Benioff zone are from Gutscher et al. (1999b).	58
Figure 2. 12 : Geodynamic setting of the Peruvian Andes and its associated Amazonian foreland basin (taken from Espurt et al., 2007). The western part of the Amazon basin consists of two main subsiding basins —the northern Amazonian foreland basin (NAFB) and the southern Amazonian foreland basin (SAFB) — separated by the Fitzcarrald Arch. This arch is superimposed on the present-day reconstruction of the subducted part of the Nazca Ridge (Hampel, 2002). The ridge reconstruction at 11.2 Ma is shown (Hampel, 2002). The easternmost edge of the Nazca Ridge represented by dotted lines is not involved in the flat slab segment illustrated by isodepth contours of Wadati-Benioff zone (Gutscher et al., 1999), and plate convergence vector is from NUVEL1A plate kinematics model (DeMets et al., 1990). The black empty rectangle indicates the study area covered by the following figures.....	67
Figure 2. 13 : SRTM DEM 90 m of the Fitzcarrald Arch, with main rivers. The Fitzcarrald Arch develops East of the Subandean thrust front and South of the Moa Divisor range.	68
Figure 2. 14 : Fitzcarrald Arch basins' hypsometric integrals. (A) 7 th order basins, with tectonics and names of main parts discussed in the text; (B) 5 th order basins.....	72
Figure 2. 15 : Fitzcarrald Arch 7 th -order basins' elongations. Eastern disconnected basins are highlighted by bold contours (see text for related discussion). Note the scale is inverted to represent the most mature basins in light grey and less mature ones in dark grey as for Figure 2.14.	74
Figure 2. 16 : Fitzcarrald Arch 7 th order basins' azimuths.	75

Figure 2. 17 : Fitzcarrald Arch 5th order basins' locally averaged azimuths (white arrows). The big star represents the approximate location for Fitzcarrald Arch divergent drainage center. Small stars represent local centers for diverging drainages that disturb the Fitzcarrald drainage shape. Dashed red lines show paleo-drainages..... 76

CHAPITRE 3: MODELISATION ANALOGIQUE DE LA SUBDUCTION HORIZONTALE

Figure 3. 1 : Left column: map of the eastern Pacific Ocean and South America. Bathymetric data from the Geosat and ERS-1 spacecraft [Smith and Sandwell, 1997] and elevation data from NASA SRTM Gtopo 30. Earthquake epicenters are plotted: 0-99 km in black; 100-199 km in dark grey and 200-700 km in light grey. Earthquake data from US Geological Survey-National Earthquake Information Center. Plate velocities in mm a⁻¹ from Gripp and Gordon [2002]. Central column: Geodynamic setting. The Nazca Plate bears many topographic and buoyant anomalies (aseismic ridges or oceanic plateaus marked in grey) which are actively subducted beneath the South American plate. The estimated flat subducted parts of these anomalies under the South American Plate are shown in white areas. Red triangles mark active andesitic volcanism. Right column: Profiles of the Nazca slab below South America from earthquake epicenters plotted. (A) The subduction of the Carnegie Ridge is not marked by any flat slab segment. Two flat slab segments are identified: (B) the Peru flat slab segment and (D) the central Chile flat slab segment being related to the subduction of the Inca plateau-Nazca Ridge, and the Juan Fernandez Ridge, respectively. (C) Below Bolivia, the subduction is "normal" with a dip of 27°. Red arrows show the locus of maximum shortening within the South American plate above the flat slab segments [Gutscher et al., 2000; Pardo et al., 2002]..... 92

Figure 3. 2 : Experimental set-up. Silicone plates of thickness h with different densities ρ reproduce the average buoyancy of a 50 Ma-old dense oceanic plate ($\rho_d; \eta_d$), a light oceanic plate (ridge/plateau) ($\rho_l; \eta_l$) or an upper overriding plate ($\rho_u; \eta_u$). Glucose syrup models the upper mantle. In the configuration drawn here, the overriding plate is pushed at constant speed by a piston above the oceanic subducting plate. 98

Figure 3. 3 : Workflow for constructing topographic cross-sections of an analogue experiment. (a) Acquisition of the data with spatial coordinates XYZ by laser stereoscopic technique. (b) Surface generates from digitized points and identification of the overriding plate, oceanic plate and the oceanic plateau. (c) Section plane perpendicular to the trench allowing to see the geometrical and topographical evolution of the experiment..... 98

Figure 3. 4 : Top views of the different experimental configurations. (a) Subduction of a fixed oceanic plate and oceanic plateau. (b) Subduction of a fixed oceanic plate and oceanic plateau below a free overriding plate. (c) Subduction of a fixed oceanic plateau below an overriding plate pushed at constant speed above the subduction zone. LO: Light Oceanic plate/Oceanic Plateau; DO: Dense Oceanic plate; U: Upper overriding plate. See Table 2.2 for the values of W, Ld, Ll and Lu. 101

Figure 3. 5 : Experiment 3. (a) Lateral views of the experiment. The dashed line marks the tip of the oceanic plateau. (1) $t = 01'32$: The slab interacts with the bottom of the box. (2) and (3) $t = 06'16$ and $12'04$: Steady-state subduction pursues at constant speed and the slab dip maintains a constant value of 53° till the beginning of plateau subduction. (4) $t = 18'30$: The oceanic plateau entered in subduction, decreasing the V_{sub} and increasing the dip of the slab. (5) $t = 32'50$: The buoyancy of the oceanic plateau stops the subduction process. (b) Amount of subduction and (c) dip of the slab, vs. time. Results of experiment 2 realized without any overriding plate are shown for comparison (black dashed lines with white triangles). 104

Figure 3. 6 : Experiment 5. (a) Lateral views of the experiment. The dashed line marks the tip of the oceanic plateau. (1) $t = 2'52$: Initiation of subduction. (2) $t = 14'19$: Steady-state dense oceanic subduction with a constant dip of 49°. (3) $t = 16'00$: Subduction of the plateau without any perturbation in the subduction process. (4) $t = 17'50$ and $19'26$: The plateau buoyancy perturbs

the subduction process: the dip of the upper part of the slab decreases but the dip of the lower part of the slab increases. (5) $t = 21'02$ to $27'07$: The oceanic plateau horizontalizes and underplates the overriding plate. Note that the flat slab segment is shorter than the length of the subducted oceanic plateau. (b) Amount of subduction, (c) dip of the slab and, (d) overriding plate strain, vs. time.	107
Figure 3. 7 : Kinematics behaviour of the slab in experiments 5 and 8. Flat subduction episode in red.	108
Figure 3. 8 : Overriding plate strain-rate fields parallel to the convergence direction in experiment 5 during the subduction of the dense ocean ($0'00$ to $14'09$), the beginning of plateau subduction ($14'09$ to $21'03$), and flat slab subduction ($21'03$ to $27'58$).	108
Figure 3. 9 : (a) Topographic profiles of experiment 5 along the centerline of the overriding plate at different times. (b) Maximum elevation of the active margin chain vs. time.....	109
Figure 3. 10 : Experiment 8. (a) Lateral views of the experiment. The dashed line marks the tip of the oceanic plateau. (1) $t = 2'27$: Initiation of subduction. (2) $t = 11'30$: Steady-state subduction of the dense oceanic subduction with a constant dip of 39° . (3) $t = 12'35$ to $14'43$: Plateau subduction without any perturbation in the subduction process. (4) $t = 15'35$ to $19'11$: Slab flattening and formation of a horizontal slab segment. (b) Amount of subduction, (c) dip of the slab and, (d) overriding plate strain, vs. time.....	111
Figure 3. 11 : Dip of the slab (α) vs. $\Delta\rho/V_{sub}$ in experiments 1 to 8, where $\Delta\rho$ is the negative buoyancy of the subducting plate and V_{sub} the velocity of subduction. The linear relationship between $\Delta\rho/V_{sub}$ and $\tan(\alpha)$ shows that the vertical component of the slab velocity does not depends of the upper plate motion in this experimental set.	114
Figure 3. 12: Length of the flat slab segment vs. length of subducted plateau in experiments 5 and 8. Numerical results without upper plate motion [<i>van Hunen et al., 2002a</i>] and with upper plate motion [<i>van Hunen et al., 2002b</i>] are shown for comparison.....	115

CHAPITRE 4 : DEFORMATION SUBANDINE ET SUBDUCTION DE LA RIDE DE NAZCA

Figure 4. 1 : Modèle numérique de terrain (données NASA SRTM Gtopo 30) des Andes centrales péruviennes avec à l'Ouest, la plaque océanique de Nazca et la ride de Nazca, au centre la Cordillère des Andes, et à l'Est, le bassin amazonien. Les grandes unités morphotectoniques sont représentées. La vitesse de la plaque de Nazca est donnée en mm/an (Gripp et Gordon, 2002). BAPNA: Bassin d'avant-pays nord-amazonien; BAPSA: Bassin d'avant-pays sud-amazonien.	129
Figure 4. 2 : Modèle numérique de terrain de l'extrémité sud du bassin d'Ucayali. Situé sur le flanc nord de l'Arche de Fitzcarrald, le bassin d'Ucayali est déformé par des blocs structuraux (traits noirs épais) qui interfèrent avec le front andin (traits blancs épais), correspondant au front subandin du Pachitea au Nord et au front subandin Ene-Camisea au Sud. Le cadre noir représente le segment du prisme orogénique étudié dans cette thèse. Modèle numérique de terrain construit à partir des données NASA SRTM 90 m.	131
Figure 4. 3 : Image satellitaire landsat de la partie sud du bassin d'Ucayali où l'on peut observer la morphologie complexe de cette zone. On distingue d'une part, les données de terrain acquises durant les campagnes d'exploration géologique dans les bassins du Ene, de Camisea et d'Ucayali (cercles concentriques rouges et blancs) et d'autre part, la localisation des données de sub-surface (puits en vert et lignes sismiques en rouge) utilisées grâce à la convention IRD – Perupetro – Pluspetrol.....	133
Figure 4. 4 : Protocole d'élaboration de la base de données à vocation structurale (voir détails dans le texte). Modifiée d'après Hermoza, 2005.	133
Figure 4. 5 : En haut: Fenêtre 4DVista représentant les données (contours géologiques, failles, ponctuelles) de manière tridimensionnelle. En bas: Fenêtre 2Dmove représentant l'interprétation structurale d'une portion d'une coupe équilibrée.	135

Figure 4. 6 : Le principe du « flexural slip ». A: coupe d'une structure plissée; B: paramètres nécessaires pour la restauration; C: coupe restaurée. Modifiée d'après Midland Valley Exploration Ltd.	136
Figure 4. 7 : Evolution d'un système contrôlé par un prisme chevauchant en zone proximale d'un bassin d'avant-pays, à partir des données TFA (modifiée d'après Hermoza, 2004). On peut observer les trajectoires suivies par deux échantillons (A1 et A2) avant échantillonnage en surface. On voit que l'échantillon A1 provenant du substratum, a été soumis à une température suffisante ($>T^{\circ}f$; température de fermeture) pour enregistrer sa remontée à travers les isothermes et l'exhumation de la structure. L'âge TFA obtenu est un âge d'exhumation qui permet de reconstituer la vitesse de raccourcissement. Au contraire, l'échantillon A2 provenant des séries sédimentaires n'a pas atteint la $T^{\circ}f$ et aura un âge TFA détritique. L'exhumation de la structure associée n'est pas contrainte.....	137
Figure 4. 8 : A: broyeur à mâchoires manuel. B: Tamisage d'un échantillon à 200, puis à 63 μm	138
Figure 4. 9 : Séparation des apatites par liqueur dense au bromoforme. A: Vue d'ensemble du dispositif sous la hotte à aspiration horizontale avec un entonnoir contenant le bromoforme et la fraction de l'échantillon 63-200. B: Après avoir mélangé l'ensemble, on laisse décanter les minéraux. C: La fraction légère (quartz, feldspaths,...) flotte dans le bromoforme, tandis que les minéraux lourds (apatites, zircons,...) tombent au fond de l'entonnoir avant d'être récupérés lors de la vidange.	139
Figure 4. 10 : Méthode du détecteur externe (Galagher et al., 1998). Photos de Vassalo (2006). Voir détails dans le texte.	140
Figure 4. 11 : Comptage des traces par la méthode du détecteur externe (d'après Carpena et Mailhé, 1985).....	141
Figure 4. 12 : La relation âge-altitude (ou température) « break in slope ». A: le triptique de stabilité thermique actuel et ancien, exhumé en faveur d'un soulèvement tectonique plus ou moins rapide. B: Détails du paléo-« break in slope ». Voir explications dans le texte (modifiée d'après Fitzgerald et al., 1995).	143
Figure 4. 13 : Histoires thermiques schématisées avec la distribution des longueurs des traces. Le chemin (a) montre un recuit dans la ZRP, suivi d'un refroidissement. Pour obtenir l'âge d'exhumation, il est nécessaire de faire une modélisation du chemin temps-Température (t-T) sous AFTSolve. Les chemins (b) et (c) montrent des refroidissements plus ou moins rapides depuis une température supérieure à la température de fermeture de l'apatite à 120°C. L'âge TFA est un âge d'exhumation. Modifiée d'après Gleadow et al., 1983.	144
Figure 4. 14 : Colonne stratigraphique généralisée pour la zone subandine du bassin d'Ucayali sud. Trois principales surfaces d'érosion sont notées: D1 – base de la Formation Tarma (Carbonifère supérieur); D2 – base de la Formation Nia supérieur (Crétacé); D3 – base des formations syn-tectoniques pliocènes (Formation Timpia). Les décollements majeurs sont indiqués: $\phi 1$ – base des séries paléozoïques; $\phi 2$ – Formation Ambo; $\phi 3$ – base des séries tertiaires. Nomenclatures des formations mésozoïques d'après Chung et al. (2006). Modifiée de Hermoza (2004).	149
Figure 4. 15 : Geodynamic setting of the central Andes. The Ucayali basin is located on the eastern side of the Andes in the northern Amazonian foreland basin (NAFB) [Roddaz et al., 2005] and North of the Fitzcarrald Arch [Espurt et al., 2007]. The base map is produced using bathymetric data from the Geosat and ERS-1 spacecraft [Smith and Sandwell, 1997] and elevation data from NASA SRTM Gtopo 30. Plate convergence vector is from Gripp and Gordon [2002]. Black square indicates the study area shown in Figure 4.16.	153
Figure 4. 16 : Geologic map of the southern Ucayali basin. The main structural units described in the text are shown. The location of the two balanced cross-sections are shown (A-A': Ene-Shira-Ucayali, and B-B': Ene-Otishi-Ucayali).....	155
Figure 4. 17 : Synthetic stratigraphic columns from the Ene basin to the Ucayali basin. Thicknesses of the sedimentary formations are shown.	158

- Figure 4. 18 : (a) Geologic map of the Ene basin and surface cross-sections across (b) the northern and (c) southern Ene basin. Location of seismic line 1 is shown. 161
- Figure 4. 19 : Deformation styles in the northern Ene basin along the Satipo River. (a) Overturned and folded Cretaceous strata of the Sondobeni anticline (11.29466°S, 74.45031°W). (b) Overturned and sheared Cretaceous and Paleocene strata of the Boca de Satipo anticline (11.21133°S, 74.38789°W). Folds in the Paleocene strata of (c) the Tzirari syncline (11.25214°S, 74.42554°W) and (d) Tarobeni syncline (11.17676°S, 74.34996°W). These outcrop-scale folds indicate shallower second-order décollements which accommodated the shortening of deeper structures. Stereographic projections of the fold axis are shown. 162
- Figure 4. 20 : Structural interpretation of seismic line 1 across the northern Ene basin (courtesy of Perupetro S.A.). For location, see Figure 4.18. Note the décollement dip increases under the Puerto Ocopa anticline. Faults are indicated by thick black lines. TWT: two-way time. 163
- Figure 4. 21 : (a) Geologic map of the Otishi Cordillera and the northern edge of the Camisea basin. Surface cross-sections across (b) the northern edge and (c) central part of the Otishi Cordillera. Note the biggest scale of the section A-A' for more details. Location of seismic line 2 is shown. 164
- Figure 4. 22 : Photo of the northern Otishi thrust front along the Tambo River (11.13256°S, 74.19080°W), looking South. See location in Figure 4.21. 165
- Figure 4. 23 : Interpretation of seismic line 2 across the northern edge of the Camisea basin (courtesy of Perupetro S.A.). For location, see Figure 4.21. The Camisea thrust system overlies deep seated detachment involving basement related to the Paleozoic thrust system. The reflectors have been calibrated using the southern Mipaya well (see location in Figure 16). Faults are indicated by thick black lines. TWT: two-way time. 166
- Figure 4. 24 : (a) Geologic map and (b) surface cross-section across the southern Shira. Location of seismic lines 3 and 4 are shown. MW: Mashansha well. SW: Sepa well. 169
- Figure 4. 25 : (a) Interpretation of seismic line 3 across the Sepa and Paititi High structures (courtesy of Perupetro S.A.). For location, see Figure 4.24. The reflectors have been calibrated using the Sepa and Mashansha wells (see location in Figure 4. 24). Faults are indicated by thick black lines. (b) Zoom on the Paititi High. Note the growth-stratal pattern in the early Carboniferous series on the eastern side of the Paititi High structure which recorded the activation of the thrust system. TWT: two-way time. 170
- Figure 4. 26 : Interpretation of seismic line 4 across the eastern edge of the Shira (courtesy of Perupetro S.A.). For location, see Figure 4.24. The reflectors have been calibrated using the Sepa and Mashansha wells. Faults are indicated by thick black lines. Note the Paleozoic depocenter zone of the Paleozoic deposits in front of the Shira. TWT: two-way time. 171
- Figure 4. 27: Regional cross-sections in present day states and restored states. Restored sections were obtained by flattening top of upper Cretaceous deposits. See construction method in the text. (a) Northern cross-section A-A' is formed by a N52°E western segment across the Eastern Cordillera, then the Ene basin along seismic line 1. N68°E central segment crosses the Shira and the Atalaya back thrust system. N55°E eastern segment crosses the foreland along seismic line 4. (b) Southern cross-section B-B' is located at about 60 km southward of the previous section and formed by two segments. N75°E eastern segment crosses the Eastern Cordillera, the Ene basin, then a N50°E western segment crosses the Otishi Cordillera and reaches the Ucayali basin along seismic line 3. 174
- Figure 4. 28 : Details of the Subandean zone structure. The balanced and restored cross-sections show evidence of thickness variations into the sedimentary pile between the (a) northern and (b) southern Ene basin. 175
- Figure 4. 29 : Three-dimensional diagram of the Ene and southern Ucayali basins with the two balanced cross-sections showing the two stack thrust systems. The perspective view looking toward the northern trending azimuth (with the upper structural wedge to the West and the

lower structural wedge to the East). The geologic map has been draped on the SRTM 90m digital elevation model from NASA.....	179
Figure 4. 30 : (a) Structural map of the southern Ucayali basin illustrating the spatial vertical partitioning of the shortening. Locations of the two cross-sections A-A' and B-B' are shown. The southward shortening gradient recorded in the thin-skinned of the Subandean zone is compensated by a northward shortening gradient accommodated by the lower wedge thick-skinned thrust system. The drilled wells of the Ucayali basin are also shown (MA: Mashansha well; SE: Sepa well; MI: Mipaya well; PA: Pagoreni well; SM: San Martin well; AM: Armihuari well; CA: Cashiriari well). Restored geometries of the northern (b) and southern (c) sedimentary wedge are shown. See the text for further discussions.....	180
Figure 4. 31 : Carte structurale de l'extrémité sud du bassin d'Ucayali avec les différentes unités structurales et localisation des échantillons de TFA (étoiles et noms en rouge) et de Ro (carrés et noms en jaune). Le fond correspond à un MNT construit à partir des données NASA SRTM 90m (FCCO: Front de Chevauchement de la Cordillère Orientale; FCZSA: Front de chevauchement de la zone Subandine). A-A': Coupe Ene-Shira; B-B': Coupe Ene-Otishi; C-C': Coupe Camisea.....	188
Figure 4. 32 : Colonne stratigraphique généralisée pour la zone subandine du bassin d'Ucayali sud avec les principales surfaces de décollement (ϕ) et discontinuités (D). Modifiée de Hermoza (2004). Nomenclatures des formations mésozoïques d'après Chung et al. (2006).....	190
Figure 4. 33 : Projection des échantillons thermochronologiques (étoiles rouges) et âges TFA les plus jeunes (carrés gris) sur trois coupes structurales du bassin d'Ucayali (A-A': Coupe bassin du Ene-Shira; B-B': Coupe bassin du Ene-Cordillère Otishi; C-C': Coupe bassin de Camisea). Voir localisation des coupes structurales sur la Figure 4. 31.....	191
Figure 4. 34 : Décomposition des âges TFA pour les échantillons dont la distribution des âges ne passe pas le test du $P(X^2)$. A: Diagramme de densité des grains (courbe rouge) avec les pics de populations (courbes noires). L'histogramme en arrière-plan est calé sur la densité des grains. B: Radial plot.....	194
Figure 4. 35 : Séries cambro-ordoviciennes métamorphiques de la Cordillère Orientale, le long de la route centrale reliant Lima à Satipo et d'où provient l'échantillon AT47.....	196
Figure 4. 36 : Vue générale des séries gréseuses jurassiques de l'affleurement AT36 (Formation Sarayaquillo/Calcaires moyens), le long du Rio Tambo.....	197
Figure 4. 37 : Modélisation AFTSolve de l'échantillon AT36. A: Chemin t-T. B: Distribution des longueurs des traces.....	198
Figure 4. 38 : Détails de l'affleurement ENE6B le long du Rio Cuti. La base des séries crétacées (Formation Nia moyen) correspond à des lentilles de grès verts, riches en glauconie.....	199
Figure 4. 39: Détails des grès verts de la Fm Tarma du Carbonifère supérieur (OTG).	200
Figure 4. 40 : Site d'échantillonnage URU17 dans les séries fluvio-estuariennes de la Formation Ambo, le long du Rio Urubamba au Pongo de Mainique.....	201
Figure 4. 41 : Modélisation AFTSolve de l'échantillon URU17. A: Chemin t-T. B: Distribution des longueurs des traces.....	202
Figure 4. 42 : Affleurement des grès verts du Carbonifère supérieur de la Formation Tarma, le long du Rio Tambo d'où provient l'échantillon AT34.	203
Figure 4. 43 : Modélisation AFTSolve de l'échantillon AT34. A: Chemin t-T. B: Distribution des longueurs des traces.....	204
Figure 4. 44 : Carotte SM1004-2 provenant du forage San Martin 1004, fournie par la compagnie Pluspetrol (échelle = 5 cm). Elle provient de la Formation éolienne Nia inférieur qui constitue le principal réservoir exploité pour le gaz dans le bassin de Camisea.....	205
Figure 4. 45: Modélisation Genex de la température (courbes rouges) dans le puits Mashansha. A-D: Histoire thermique de l'échantillon MASH6 depuis son enfouissement au début du Mésozoïque jusqu'à son exhumation au Tertiaire. E: Modélisation des données de Ro. Les limites de la ZRP (60°C et 120°C) sont représentées.....	206

Figure 4. 46 : Modélisation AFTSolve directe de l'échantillon MASH6. A: Chemin t-T. B: Distribution des longueurs des traces.....	207
Figure 4. 47 : Carte d'exhumation crétacée (zone en bleu), à partir des données de TFA (diamants) obtenues dans les différentes unités morphotectoniques du bassin d'Ucayali. Les lignes en pointillés noirs correspondent aux trois coupes équilibrées de la Figure 4.31.....	209
Figure 4. 48 : Carte d'exhumation tertiaire (zones en jaune), à partir des données de TFA (diamants) obtenues dans les différentes unités morphotectoniques du bassin d'Ucayali. La zone hachurée en jaune correspond à l'aire du bassin partiellement remise à zéro lors de l'enfouissement tertiaire. Les lignes en pointillés noirs correspondent aux trois coupes équilibrées de la Figure 4.31.....	210
Figure 4. 49 : Coupes restaurées par rapport à la discontinuité crétacée (voir localisation Figure 4.45 et 4.46). Ces reconstitutions paléogéographiques ne montrent pas une structuration significative des formations qui pré-datent cette érosion. Le substratum paléozoïque a déjà été érodé lors d'une érosion majeure au Carbonifère supérieur. C'est dans la partie ouest et sud-ouest du bassin, là où les formations tertiaires sont les plus épaisses, que l'exhumation néogène a été enregistrée. Les étoiles correspondent aux données de TFA.....	213
Figure 4. 50 : Carte structurale de la profondeur (en mètres) du toit de la Formation Nia (d'après Chung et al., 2006). Pour obtenir l'épaisseur de la pile sédimentaire tertiaire, il faut retrancher une valeur de 370 m, correspondant à l'épaisseur des formations Chonta et Vivian isopaques dans le bassin d'Ucayali. Les lignes a, b et c en pointillés, correspondent aux trois coupes équilibrées restaurées dans la Figure 4.49.....	214
Figure 4. 51 : (a) Contexte géologique du bassin de Camisea avec les principales structures et la localisation du Pongo de Mainique (rectangle noir). (b) Coupe géologique N-S modifiée de Gil, 2002. RCM: Rétro-chevauchement de Mainique.	216
Figure 4. 52 : Vue tridimensionnelle du Pongo de Mainique sur image Landsat drapée sur un MNT SRTM 90 m, avec localisation des échantillons de TFA (étoiles rouges) et de Ro (carrés jaunes). Voir localisation sur Figure 4.49. Le tracé de la coupe géologique du Pongo de Mainique est signalé par la ligne brisée blanche. C'est sur cette coupe qu'ont été projetées les données (Figure 4. 54).....	217
Figure 4. 53 : Vue panoramique des formations syn-tectoniques mio-pliocènes en discordances progressives, au niveau du flanc sud du synclinal de Shihuayro (12.18200°S, 72.84561°W). Voir localisation de la photo sur la Figure 4.54.	217
Figure 4. 54 : Détails du flanc sud du synclinal de Shihuayro et du Pongo de Mainique avec (A) la position des échantillons de TFA (étoiles rouges) et (B) des Ro (carrés jaunes). Les données de terrain ont permis de déterminer la base des formations syn-tectoniques de la Formation Timpa dans le synclinal externe. Ces dépôts sont structurés en discordances progressives « growth strata » vers le Nord. La localisation de la Figure 4.53 des formations syn-tectoniques est mentionnée.	219
Figure 4. 55 : Colonne stratigraphique du Pongo de Mainique (modifiée d'après Gil, 2002). Les échantillons collectés pour les analyses thermochronologiques sont placés (TFA: âges traces de fission sur apatites les plus jeunes; Ro: valeur de réflectance de vitrinite). Nomenclatures des formations mésozoïques d'après Chung et al. (2006).	222
Figure 4. 56 : Décomposition des âges TFA pour les échantillons ne passant pas le test du $P(X^2)$. A: Diagramme de densité des grains (courbes rouges), avec les pics de populations (courbes noires). L'histogramme en arrière-plan est calé sur la densité des grains. B: Radial plot.....	223
Figure 4. 57 : Détails de l'affleurement URU37 de la Formation Ipururo, le long du Rio Urubamba (Pongo de Mainique). Il correspond à un grès fin, riche en charbon et restes de mammifères, caractéristiques de la Formation Ipururo.	224
Figure 4. 58 : Vue panoramique des sites d'échantillonnage URU28, URU29 et URU30 dans les formations Nia inférieur, Calcaires moyens et Nia moyen, le long du Rio Urubamba.	226

- Figure 4. 59 : Détails des grès verts de la Formation Tarma du Carbonifère supérieur (URU18). On peut distinguer la teinte verte des grès, liée à la forte proportion de glauconie dans la roche. ... 227
- Figure 4. 60 : Site d'échantillonnage URU17 dans les séries fluvio-estuariennes de la Formation Ambo, le long du Rio Urubamba. 228
- Figure 4. 61 : Affleurement du Carbonifère inférieur et récolte de l'échantillon URU12, le long du Rio Urubamba. 229
- Figure 4. 62 : A: Relation entre âges TFA et stratigraphiques, en fonction de la paléo-profondeur de la section du Pongo de Mainique (les carrés rouges correspondent aux âges TFA les plus jeunes obtenus à partir du logiciel Binomfit (Brandon, 1996) et les diamants noirs correspondent aux âges stratigraphiques respectifs). B: Détails de l'exhumation tertiaire (« break in slope »). Cinq valeurs de R_o sont indiquées par des carrés jaunes. Le calcul de la pente moyenne de la courbe en pointillés bleus, entre les échantillons URU12 et URU18, donne la vitesse d'exhumation à travers l'isotherme 120°C. La ligne en pointillés noirs correspond au paléo-isotherme 120°C et souligne la base de la ZRP miocène exhumée. L'absence de données entre les échantillons URU28 et URU18 est en rapport avec la Formation Copacabana essentiellement carbonatée.... 230
- Figure 4. 63 : Modélisation thermique de la section du Pongo de Mainique. A: Enfouissement pré-crétacé. B: Exhumation crétacée. C: Enfouissement néogène avant l'érosion à la base des formations syn-tectoniques. D: Modélisation des données de R_o en tenant compte d'une érosion moyenne de 1000 m à la base des formations syn-tectoniques sur le flanc sud du synclinal de Shihuayro. On peut voir que l'épisode thermique de l'érosion crétacée est presque totalement effacé, en considérant une érosion crétacée régionale de ~2500 m, comme calculée dans le puits du Mashansha. 231
- Figure 4. 64 : Restauration séquentielle du rétrochevauchement de Mainique, à partir des données thermochronologiques sur apatites. (a) A l'état initial, seuls les échantillons les plus profonds atteignent la ZIT et sont remis à zéro lors de l'enfouissement néogène. (b) Le déplacement des écaillles de la zone triangulaire (non représentées ici pour simplifier le modèle), est accommodé dans le rétrochevauchement de Mainique. (c) Après un déplacement minimal de 3 km, les échantillons les plus profonds traversent l'isotherme 120°C, pratiquement en même temps vers 6 Ma. (d) Après un raccourcissement minimal de 6 km, tous les échantillons quittent la ZRP. (d) Etat actuel après un raccourcissement total de 74 km. Noter que les échantillons ne sont pas sur une même verticale dans la coupe restaurée, suite à la restauration « flexural slip ». On suppose que la ZRP n'est pas déformée au cours du temps. 234
- Figure 4. 65 : Coupe équilibrée du bassin de Camisea et sa restauration. La restauration de la coupe montre un raccourcissement minimal de 74 km, soit 42% (modifiée de Gil, 2002). La vitesse moyenne de raccourcissement calculée pour la zone subandine de Camisea est de l'ordre de 12 km/Ma (raccourcissement depuis 6 Ma). Voir explications dans le texte. 235
- Figure 4. 66 : Carte structurale de la profondeur (en mètres) de la pile sédimentaire crétacée supérieur et tertiaire (d'après Chung et al., 2006) et maturité des roches-mères dans la région nord du bassin, basée sur la modélisation des puits Sepa, Mashansha et dans la région sud-sud-ouest (bassins du Ene et de Camisea), à partir de puits fictifs. La ligne en pointillés noirs correspond à la coupe équilibrée. Les forages pétroliers sont indiqués par des cercles étoilés (cercles blancs: puits secs et non exploités de Sepa et Mashansha; cercles noirs: puits exploités de Mipaya, Pagoreni, San Martin et Cashiriari). Les structures chevauchantes sont indiquées en noir sur fond blanc. Les flèches brisées noires montrent la migration des hydrocarbures depuis les dépôts-centres néogènes au sud du bassin de Camisea. 237

CHAPITRE 5: DISCUSSION

- Figure 5. 1 : Evolution nord-sud de la flexion de la lithosphère sud-américaine le long de trois coupes dans le bassin d'avant-pays rétroarc amazonien (MNT SRTM GTopo 30). Pendage de la plaque océanique (slab), d'après Berrocal et Fernandes, 2005). (BAPNA: bassin d'avant-pays nord-

- amazonien; BAPSA: bassin d'avant-pays sud-amazonien; BEA: bassin est-amazonien ; FCSA : front de chevauchement de la zone subandine). Schémas adaptés de Catuneanu et al. (1999). La ligne en pointillés noirs sur la carte représente les limites du bassin amazonien..... 245
- Figure 5. 2 : Vue tridimensionnelle à l'échelle lithosphérique du système en convergence des plaques Nazca et sud-américaine, avec la plaque de Nazca à gauche, la Cordillère des Andes au milieu, et le bassin amazonien à gauche. La dynamique de la lithosphère chevauchante sud-américaine est contrôlée par le pendage de la subduction perturbant le courant asthénosphérique du manteau supérieur. (BAPNA: bassin d'avant-pays nord-amazonien; BAPSA: bassin d'avant-pays sud-amazonien; BEA: bassin est-amazonien)...... 248
- Figure 5. 3 : Gauche – Reconstitution paléogéographique à 11.2 Ma, lors de l'entrée en subduction de la ride de Nazca (Hampel, 2002) sous la lithosphère sud-américaine. A cette période, le bassin d'avant-pays amazonien (BAPA) forme un seul et unique bassin d'avant-pays conforme au dispositif décrit par DeCelles et Giles (1996), avec une succession ouest-est *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* et *backbulge* de zones de dépôt. Cette géométrie classique de bassin d'avant-pays est contrôlée par la charge tectonique du prisme orogénique. Les zones *foredeep* et *backbulge* sont subsidentes et dominées par les dépôts tidaux du système Pevas. L'Arche de Fitzcarrald n'existe pas. AI – Arche d'Iquitos. Droite – Reconstitution paléogéographique à ~4 Ma. Lorsque la longueur de ride subductée est suffisante pour compenser la densité de la plaque océanique, le processus de la subduction horizontale est engagé et la ride de Nazca sous-plaque la lithosphère sud-américaine. Ce phénomène est corrélé en surface par un arrêt du volcanisme andésitique de la zone d'avant-arc. Le sous-placage de la ride de Nazca empêche la flexion de la lithosphère sud-américaine et réactive des structures locales du bassin d'Ucayali (Moa Divisor). Le prisme orogénique est allégé (*orogenic unloading*) au niveau de la ride, entraînant une réorganisation isostatique du bassin d'avant-pays: le soulèvement (et l'érosion) de l'Arche de Fitzcarrald (AF) débutent (Espurt et al., 2007). Le bassin d'avant-pays amazonien acquiert alors une configuration tridimensionnelle complexe: au Nord et au Sud, deux bassins d'avant-pays classiques – le bassin d'avant-pays nord-amazonien (BAPNA) et le bassin d'avant-pays sud-amazonien (BAPSA) – gouvernés par la charge du prisme orogénique (*orogenic loading*); au centre, un bassin avec une géométrie *foreslope* (Arche de Fitzcarrald) - *foresag* (Bassin est-amazonien – BEA). AI – Arche d'Iquitos.....250
- Figure 5. 4 : Gauche : Configuration actuelle du bassin amazonien. En haut, carte paléogéographique des zones de dépôts. En bas, modèle numérique SRTM Gtopo 30. Depuis 4 Ma, le soulèvement du bassin amazonien s'est accentué au niveau de l'Arche de Fitzcarrald (AF), suite à l'avancée du segment horizontal sous le bassin amazonien. L'Arche de Fitzcarrald culmine à ~615 m, tandis que les *foredeeps* des bassins d'avant-pays nord (BAPNA) et sud-amazonien (BAPSA) présentent une altitude moyenne de ~120 masl et ~150 masl, respectivement. Ce soulèvement a entraîné une déviation du réseau de drainage transcontinental amazonien, avec une individualisation des bassins nord, sud et est-amazoniens – BEA. L'Arche d'Iquitos – AI – (*forebulge* du BAPNA) a été incorporée dans le soulèvement régional de l'Arche. Les zones *backbulges* des bassins d'avant-pays nord et sud-amazoniens se connectent avec la zone *foresag* du bassin est-amazonien. ZSA – Zone subandine. Droite : Modèle numérique de terrain actuel SRTM Gtopo 30.....251

ANNEXE

ANNEXE

**GUILLAUME ET AL., TECTONIC RESPONSE TO SLAB
FLIP-FLAP IN THE SOUTHERN CENTRAL ANDES (33°-
41°S): INSIGHTS FROM LABORATORY MODELS**

(Article soumis à Geological Society of America Bulletin)

TECTONIC RESPONSE TO SLAB FLIP-FLAP IN THE SOUTHERN CENTRAL ANDES (33°-41°S): INSIGHTS FROM LABORATORY MODELS

Benjamin GUILLAUME (bguillau@lmtg.obs-mip.fr)

Joseph MARTINOD (martinod@lmtg.obs-mip.fr)

Nicolas ESPURT (espurt@lmtg.obs-mip.fr)

LMTG, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 Av. E. Belin, 31400, Toulouse,
France

Francesca FUNICIELLO (ffunicie@uniroma3.it)

Claudio FACCENNA (faccenna@uniroma3.it)

Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi " Roma Tre ", largo San Leonardo
Murialdo, 1 - 00146, Roma, Italy

ABSTRACT

We present small-scale laboratory models of oceanic subduction. Models suggest that plate interaction with the upper mantle-lower mantle boundary results in periods of slab flattening during which the dip of the slab diminishes, followed by periods of slab steepening. We call “slab flip-flap” these variations of the dip of the slab. The overriding plate tectonic regime is influenced by the dynamics of subduction, slab flattening favouring trench perpendicular shortening, while slab steepening favours extension. The Cenozoic tectonic history of the southern Central Andes is marked by a succession of compressive and extensive periods. Extensive periods are correlated with westward migrations of the volcanic arc, suggesting that the dynamics of the Nazca plate subduction resulting from slab interaction with the 660 km discontinuity may control part of the southern Central Andes tectonic evolution.

KEYWORDS

Andes, subduction, analog models, slab, tectonics.

1. INTRODUCTION

Andes is the highest present-day active margin orogen. Crustal thickening resulting from continental shortening appears to be the main mechanism responsible for their uplift, although some contribution from magmatic addition, underplating, or delamination of the lithospheric mantle should also be considered (e.g. Baby et al., 1997; Garzzone et al., 2006).

The relationship between the process of subduction and Andean crustal shortening has been the subject of numerous papers in the last decades. Many authors focussed on boundary conditions resulting from plates motion, showing that Andes growth is favoured by large convergence velocities between the subducting plate and South America (e.g. Soler and Bonhomme, 1990; Jaillard and Soler, 1996), and/or by the absolute westward motion of the continent (e.g. Frutos, 1981; Silver et al., 1998; Sobolev and Babeyko, 2005). This paper focuses on the southern Central Andes between 33°S and 41°S, south of the present-day Chile-Argentina horizontal subduction segment. We show that the overriding plate tectonic regime is not correlated with plates velocity and propose an alternative explanation for the occurrence of compressive tectonic pulses in that part of the Andes.

The andean orogen was dominated by high convergence velocities between the subducting and overriding plates since the upper Cretaceous (Jaillard and Soler, 1996). Peaks of convergence velocity initiated 100 Ma ago following the opening of the equatorial segment of the South Atlantic ocean, 55 Ma ago in the Eocene, and 26 Ma ago (Upper Oligocene) following the rupture of the Farallon oceanic plate (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Sdrolias and Müller, 2006). The trench parallel convergence velocity varied between 10 and 15 cm/yr

during peaks of rapid convergence, and decreased to <7 cm/yr in the Paleocene and Oligocene.

During the last 100 Ma, south America drifted westward in the hot spot reference frame to accommodate the Atlantic Ocean opening. Silver et al. (1998) argue that the westward absolute motion of South America further increased from 2 to nearly 3 cm/yr 30 Ma ago, when the northeasternward motion of Africa decreased. This velocity increase, however, is not observed by Sdrolias and Müller (2006) when considering plate velocities in a reference frame based on Atlantic-Indian oceans hot spots. In fact, the average Cenozoic absolute trenchward motion of the south America continental plate has been close to 2 (+/- 1) cm/yr (e.g. Sdrolias and Müller, 2006), which is small compared to the convergence velocity with the subducting plate.

The late Cretaceous to Pliocene history of the southern Central Andes registered periods of extension alternating with contractional episodes (Fig. 1) (e.g. Stern, 1989; Muñoz et al., 2000; Jordan et al., 2001; Folguera et al., 2002; Charrier et al., 2005).

During the late Cretaceous, the main Cordillera shortened, resulting in tectonic inversion of the pre-existing normal faults (e.g. Cobbold and Rossello, 2003; Ramos and Folguera, 2005). The deformation evolved to transpression during the Paleogene at the Neuquen latitude (Cobbold et al., 1999; Cobbold and Rossello, 2003). The late Eocene-Oligocene to early Miocene period corresponds to a generalized extension of the Pacific continental margin. This extension has been documented between 33 and 36°S by Charrier et al. (2002), between 36°S and 39°S by Jordan et al. (2001), Ramos and Folguera (2005) and Burns et al. (2006), and to the latitudes of 41°S by Muñoz et al. (2000). The resulting Abanico-Coya Machali extensional basin and its lateral equivalents reach southward $\sim 44^\circ\text{S}$ and extend at least as far north as 30°S (Charrier et al., 2005). The middle-late Miocene period corresponds to a second episode of shortening in this area, resulting in the inversion of the Abanico basin between 33 and 36°S

(Giambiagi et al., 2003; Charrier et al., 2005), and in contractional structures in the Neuquen area (Folguera et al. 2003, 2004; Cobbold and Rossello, 2003; Ramos and Folguera, 2005). Charrier et al. (2005) observe that the initiation of shortening has been diachronous from north to south. The older deformation event is at least 21 Ma-old immediately east of Santiago (33.5°S), while it is 16 Ma-old in the Las Leñas valley, 100 km to the south. In the Neuquen Andes between 36 and 39 °S, shortening only initiated 12 Ma ago (Folguera et al., 2006), evidencing the less compressive environment of the southern area.

The Neuquen Andes registered a new extensional event that started in the Pliocene, 5 Ma ago (Folguera et al., 2006). Between 36 and 38°S, extension has been limited to the period between 5 and 3 Ma, while further south, some extension has maintained during the last 2 Ma. To the north, in contrast, the compressive regime of deformation that started at 33-35°S in the lower Miocene is still active. The locus of maximum shortening progressively migrated eastward, to the Aconcagua and Malargüe fold and thrust belts, then to frontal Cordillera between 9 and 4 Ma, and finally to the foreland following 4 Ma (Giambiagi et al., 2003).

Plate velocity is clearly an important parameter controlling the stress regime prevailing in South America. Late Cretaceous tectonic changes affecting the entire active margin of this continent have been correlated with the South Atlantic Ocean opening and the initiation of the South America westward drift (e.g. Frutos, 1981). Some authors (Silver et al., 1998) proposed that the acceleration of the absolute westward motion of south America 30 Ma ago, rapidly followed by the rupture of the Farallon plate resulting in the increase of the normal component of convergence between the subducting plate and South America (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998) is responsible for the Miocene episode of shortening registered in the entire Cordillera. Geological data cited above show, however, that despite a pulse of shortening occurred in the Miocene in the southern Central Andes, it occurred diachronously. Moreover, it occurred everywhere several Ma after the increase of both the

south American westward drift and the convergence velocity accommodated at trench. This delay, for the Neuquen Andes, is between 10 and 20 Ma! In fact, the correlation between plates velocity and the overriding plate tectonic regime in South central Andes is poor (Fig. 1). The Oligocene-Lower Miocene episode of extension, for instance, is coeval with an increase of the convergence velocity. It also corresponds to a period of high westward absolute velocity of the south American plate (Silver et al., 1998; Sdrolias and Müller, 2006).

Lamb and Davis (2003) propose that climatic changes could explain the increase of shortening in Central Andes as a result of the aridification of the Pacific side of the chain which, in turn, results in sediment starvation at trench. Melnick and Echtler (2006) also argue that the Pliocene extension in the southern Central Andes may have been triggered by rapid glacial age trench fill. However, Pliocene extension is not observed between 33 and 36°S, although trench sediment thicknesses (~2 km) are similar there and in the Neuquen latitude. In fact, climate does not give any clear explanation for the initiation of the Miocene shortening episode in the southern Central Andes since aridification resulting in sediment starvation at trench is not likely at these latitudes.

Here we present an alternative possible explanation based on laboratory models simulating the subduction of an oceanic lithosphere below an overriding plate. Models show that slab interaction with the upper-lower mantle discontinuity may result in slab folding, in variations of the dip of the slab below the overriding plate, and ultimately in variations of the overriding plate tectonic regime, despite boundary conditions maintain constant through time. Variations of the slab dip are called hereafter the “slab flip-flap” process. We propose that slab dynamics may explain part of the complex tectonic history of the southern Central Andes, and its poor correlation with the global plate motion.

2. EXPERIMENTAL SETTING

Our laboratory models simulate the subduction framework as a linearly viscous two-layered system in analogy with what has been previously realized by Funiciello et al. (2004) and Heuret et al. (2007) (Fig. 2). The upper mantle has been modelled using Newtonian low-viscosity glucose syrup, and the oceanic subducting plate using a negatively buoyant silicone putty (Table 1). We model the experimental overriding plate using a “continental-like” silicone putty, less viscous and less dense than the one used to simulate the oceanic subducting plate. Materials have been selected to respect the standard scaling procedure for stress scaled down for length, buoyancy, viscosity, in a natural gravity field as described by Weijermars and Schmeling (1986) and Davy and Cobbold (1991). See Funiciello et al. (2003) and Martinod et al. (2005) for more details.

Silicone plates are initially deposited above the glucose syrup in the centre of a Plexiglas tank ($80 \times 80 \times 20$ cm³). The bottom of the Plexiglas tank represents the 660 km upper-lower mantle discontinuity. We model this discontinuity as an impermeable barrier, considering that the direct penetration of the slab through the transition zone is inhibited as far as the time-scale of the analysed process is limited (about a few tens of million years), and considering that slabs are anchored in the lower mantle as soon as they reach the 660 km-deep discontinuity (see Funiciello et al. (2003) for discussion). To minimize lateral boundary effects, plates width (W) is much smaller than that of the Plexiglas tank (Fig. 2). Overriding and subducting plates are decoupled by a thin layer of glucose syrup which prevents plates sticking effects. Hence, we assume that the subduction fault is weak having the same viscosity than the upper mantle.

In the initial configuration, the leading edge of the silicone plate is forced downward inside glucose syrup to a depth of about 3 cm (corresponding to about 200 km in nature) in order to start the subduction process. The subducting plate velocity is controlled by a rigid

piston advancing towards the trench at constant speed. We varied the subducting plate velocity to explore a wide range of possible trench motion. Considering the imposed scale ratio for length, gravity, viscosity and density (Table 1), an experimental velocity of 0.32 mm.s^{-1} corresponds to 10 cm.yr^{-1} in nature. The overriding plate is fixed, because the absolute motion of South America in the hot spot reference frame remained generally small compared to the subducting plate velocity during the last 100 Ma (Fig. 1). Models are monitored using lateral and top views photos. Overriding plate deformation perpendicular to the trench has been measured in the centre of the plate.

3. EXPERIMENTAL RESULTS

In the following, we describe the evolution of a reference experiment showing the appearance of slab flip-flap. We checked in 7 other experiments the reproducibility of this phenomenon and of the results described below.

All the performed models show the typical sequence of three phases already described in Funiciello et al. (2003) and Bellahsen et al. (2005): (1) sinking of the slab through the upper mantle, (2) transient slab-660 km discontinuity interaction, and (3) long-term subduction with the slab that deposits on the 660 km discontinuity.

Funiciello et al. (2003) and Bellahsen et al. (2005) models correspond to “free” subductions in which the motion of the subducting plate is free, and without overriding plate constraining trench motion. In the model described below, in contrast, the motion of both the subducting and overriding plate is imposed by lateral boundary conditions. Such models are referred hereafter as “forced subduction” models. We observe that the evolution of the slab geometry in these models depends on the ratio between the trench velocity (V_t) and the subduction velocity (V_{sub}) (Fig. 3), and that forced long-term processes of subduction are not steady-state, except when $V_t = +/- V_{sub}$.

Figure 4A shows an example of forced subduction model. The condition $V_t/V_{sub} = 0$ has been obtained pushing a 52 cm-long oceanic plate at 0.17 mm.s^{-1} (corresponding to 5.3 cm.yr^{-1} in nature) below a fixed overriding plate. After 380 seconds of experiment, the tip of the slab interacts with the bottom of the Plexiglas tank and the lower part of the slab turns upside down. The long-term process of subduction begins after 700 seconds, following the transient slab interaction with the bottom of the Plexiglas box. The dip of the upper part of the slab progressively decreases from 65° to 40° while the slab advances below the overriding plate (Fig. 4B). After 1600seconds, the slab begins to steepen and its dip increases to 62° . During this episode, the slab progressively bends and finally touches the part of slab lying at the upper mantle-lower mantle boundary at ~ 2400 seconds. Following this, the slab flattens again below the overriding plate. The experiment finishes when the entire oceanic plate has been subducted.

In this model, the process of subduction never reaches any steady-state regime, but it oscillates between “advancing” and “retreating” episodes (Fig 4B). The upper plate being fixed in this model, trench motion is only possible if the overriding plate deforms. Plate deformation is moderate here, and trench motion is slow compared to the velocity of subduction. During subduction initiation, the trench retreats toward the ocean and the overriding plate stretches (Fig. 4C). After 380 seconds, the plate starts shortening and shortening pursues till the end of the experiment. The shortening rate, however, is not constant and shows three different stages (Fig. 4C). A clear correlation can be pointed up between the deep dynamics of the slab and the overriding plate strain rate: the episode of slab steepening is marked by a decrease of the shortening velocity, while periods of slab flattening correspond to larger overriding plate shortening velocities. Overriding plate deformation is homogeneous laterally, except some boundary effects close to the free lateral boundaries of the plate. In the direction perpendicular to the trench, overriding plate deformation is also

homogeneous except in the first two centimetres close to the trench. This area would correspond in nature to the fore-arc region. There, shortening is smaller as a result of the friction exerted by the underlying subducting plate.

4. DISCUSSION

Bellahsen et al. (2005) studied the behavior of models in which the subducting plate motion is free, and without overriding plate constraining trench motion. They observe that long-term subduction following slab interaction with the 660 km-deep discontinuity is steady-state. Depending on thickness, width, viscosity, and buoyancy of the subducting plate, the steady-state phase is characterized by an “advancing” (mode 3) or “retreating” (mode 1) trench style. The velocity of subduction $V_{sub} = V_{sp} + V_t$, where V_{sp} and V_t are respectively the oceanic plate velocity and trench velocity in the hot spot reference frame, V_t being taken positive for trench retreat (Fig. 3). As a general rule, the advancing trench style is characterized by a steeper slab and fast trenchward plate motion whereas the retreating trench style is characterized by a shallow dip slab and slow plate velocity. In retreating trench models, following slab anchoring, the steady-state subduction velocity is close to trench retreat velocity ($V_t = V_{sub}$) and the subducting plate velocity with respect to the lower mantle is close to zero (Martinod et al., 2005). In advancing trench models, in contrast, the slab anchors upside down on the 660 km discontinuity (Bellahsen et al., 2005), the trench advance velocity is close to the velocity of subduction ($V_t = -V_{sub}$) and the subducting plate absolute velocity is twice the subduction velocity. In fact, the subduction being steady-state, the geometry of the slab does not change, nor its length. Thus, half of the absolute subducting plate motion is accommodated by trench advance, the remaining half corresponding to the slab segment depositing on the upper-lower mantle discontinuity.

In the experiment modelling forced subduction below a stable overriding plate

presented above, trench motion is only possible if the overriding plate deforms. However, overriding plate deformation is always slow if compared to the velocity of subduction, and the ratio V_t/V_{sub} is close to zero (Fig. 3). Here, we observe that the long-term process of subduction is never steady-state. Periods during which the dip of the upper part of the slab diminishes, coeval with a slab advance at depth, alternate with periods of slab steepening. The dip of the upper part of the slab oscillates despite the kinematic boundary conditions applied on both plates and the density of the subducting plate remains unchanged. The overriding plate tectonic regime is influenced by the slab dynamics at depth. Overriding plate shortening is smaller during slab steepening periods because the corresponding steady-state free subduction is a trench retreating mode of subduction, whereas the steady-state free subduction corresponding to a flattening slab at depth is marked by an advance of the trench toward the overriding plate. The oscillation of the slab dip in the model described above is a direct consequence of the slab-lower mantle interaction.

Ribe (2003) studies using analytical and laboratory models the periodic folding of viscous sheets falling upon a rigid surface. His models differ from the experimental set-up adopted here on several points: in our models, the viscous sheet is falling in a fluid whose viscosity is small, but not negligible. The subducting plate is initially horizontal and it bends at trench to penetrate the upper mantle, whereas it is poured vertically at constant speed in the set-up adopted by Ribe (2003). Despite these differences, the two sets of models correspond to viscous sheets poured at constant speed (in our models, this speed is the convergence velocity) and whose deformation results on the one hand from buoyancy forces, and on the other hand from sheet interaction with a basal rigid surface. Ribe (2003) shows that two different folding modes may develop depending on the density of the falling sheet.

“Free folding” occurs when forces arising from density are large enough to balance the bending resistance. Free folding develops when the parameter Π is higher than ~ 3.92 (Ribe,

2003).

$$\Pi = \left(\frac{\Delta \rho g L^4}{\mu U_0 H^2} \right)^{1/4},$$

where $\Delta \rho g$ is the sheet buoyancy, L the distance between the trench and the rigid interface, μ the viscosity of the sheet, U_0 the velocity of subduction and H the sheet's thickness. In free folding models, the upper part of the sheet corresponds to an extensional tail above a lower bending-dominated region.

“Forced folding” occurs when forces arising from sheet density are small compared to forces necessary to fold the plate. Forced folding develops when the parameter Π is smaller than ~ 3.92 .

In the model presented above, the parameter Π is ~ 1.4 (Table 1). We reproduce here forced folding models, i.e. models in which sheet folding resulting from the slab-lower mantle interaction propagates to the surface. In this experimental set, the strength of the subducting plate is large compared to forces arising from buoyancy contrasts, explaining why slab folding close to the 660 km discontinuity constrains the trench motion which, in turn, results in changes of the tectonic regime within the overriding plate.

Here, we observe slab folding because (1) we use an impermeable lower mantle, (2) the leading edge of the slab is anchored after reaching the 660 km discontinuity, and (3) both the slab and overriding plate deformation is slow compared to the velocity of subduction. This last point is a consequence of the large viscosity contrast ($\sim 6 \cdot 10^3$) between lithospheric plates and the upper mantle adopted in the experimental set-up. The two preferred long-term modes of free subduction in experiments verifying these conditions correspond to steady-state advancing or retreating trench subduction modes. When the upper plate constrains the trench motion, in contrast, the long-term subduction is generally not steady-state. In fact, for geometrical reasons, rigid anchored slabs must stack at the upper mantle-lower mantle boundary except if the trench retreat velocity is equal to $\pm$ the subduction velocity (Fig. 3),

explaining why the process of subduction cannot be steady-state. Models suggest that the overriding plate deformation regime is influenced by slab reorganization close to the 660 km-deep discontinuity, and that tectonic pulses may occur despite plates velocity and buoyancy remain unchanged.

In the southern Central Andes, the trench has been retreating during the last 100 Ma. Trench retreat velocity, however, remained largely smaller than the subduction velocity. In the Cenozoic, the subduction velocity varied between 23 mm/yr (57.5 Ma) and 130 mm/yr (17.5 Ma) at the latitude of 36°S (Sdrolias and Müller, 2006) (Fig. 1). Meanwhile, the absolute westward motion of South America varied between 13 mm/yr (57.5 Ma) and 29 mm/yr (27.5 Ma), and the trench retreat velocity (V_t) was generally lower than the South America absolute motion because the westward motion of the plate was partly compensated by Andean shortening. The ratio V_t/V_{sub} in this part of the Andes varied between 0,16 and 0,56 (Fig. 3).

The parameter Π calculated for the Nazca subduction zone below the southern Central Andes, using a subduction velocity of 7 cm/yr, a buoyancy of -27 kg/m^3 for a 88 km thick oceanic plate with a viscosity of 10^{24} Pa.s , is ~ 1.3 (Table 1), showing that the Nazca slab is strong enough to transmit stresses to the overriding plate as a result of its interaction with the lower mantle. Available tomographic images in the southern Central Andes (Fig. 5A) do not give a clear view of the slab behavior at the upper-lower mantle boundary. The fate of the subduction at the 660 km discontinuity is still an open question. Therefore, if we assume that the Nazca slab is anchored in the lower mantle, a slab flip-flap process should occur in the area.

The southern Central Andes, during the last 60 Ma, experienced different extensional and compressional deformation regimes described above. Many authors note a correlation between the overriding plate tectonic regime and volcanic arc migrations (e.g. Muñoz and

Stern, 1988; Stern, 1989; Muñoz et al., 2000; Folguera et al., 2002; Kay, 2002; Ramos and Folguera, 2005; Folguera et al., 2006). In the Neuquen latitude (36°-38°S), Ramos and Folguera (2005) observe that the longitude of the volcanic arc correlates with the tectonic evolution: the upper Cretaceous-lower Cenozoic compressive period corresponds to a migration toward the East, 350 km away from the trench, of the volcanic arc (Fig. 5B). In contrast, the late Eocene-Oligocene to early Miocene extensive period is marked by large volumes of igneous activity and a magmatic arc migrating toward the trench (Fig. 5B). The middle-late Miocene compressive period is marked again by a migration toward the East, as far as 500 km away from the trench, of arc-related volcanic activity (Kay, 2002) (Fig. 5B). A new episode of magmatic front trenchward retreat is recorded between the early Pliocene and the late Pliocene-Quaternary (Muñoz and Stern, 1988; Stern, 1989).

Because of the lack of significant subduction erosion at these latitudes, Stern (1991) and Kay et al. (2005) propose that arc migration toward the foreland results from diminution of the dip of the slab. In contrast, slab steepening may result in the displacement of the volcanic arc toward the West. Some authors (e.g. Muñoz et al., 2000) invoke asthenospheric upwelling resulting from slab window to explain the large Oligo-Miocene magmatic activity. Trenchward arc migration, in fact, may result in large asthenospheric influxes driven by the widening of the asthenospheric wedge, and may also explain the large magmatic volumes (Ramos and Folguera, 2005). Following Ramos and Folguera (2005) or Kay et al. (2005), we propose that migrations of the magmatic arc reflect changes of the dip of the slab (Fig. 5C). The good correlation between the tectonic activity in the southern central Andes and migrations of the volcanic arc suggests that the tectonic regime is largely influenced by the slab dynamics, which, in turn, may reflect the slab flip-flap phenomenon resulting from slab interaction with the 660 km discontinuity.

CONCLUSIONS

Laboratory models suggest that the long-term subduction of an anchored oceanic plate beneath an overriding plate is generally not steady-state, because lateral boundary conditions constrain the motion of the trench and force slab stacking on the 660 km-deep discontinuity. Slab dynamics resulting from the interaction with the upper-lower mantle boundary, are marked by periods of flattening during which the dip of the slab diminishes, followed by slab steepening episodes. Models suggest that slab flattening favours overriding plate shortening, while slab steepening favours extension. Tectonics pulses may thus affect the overriding plate despite the boundary conditions applied on the subduction zone do not change. In the southern Central Andes, we propose that the continental tectonics have been partly controlled by the slab flip-flap phenomenon. The late Cretaceous to middle Eocene and the late Miocene times correspond to periods of slab flattening, while extension in the late Eocene-Oligocene to early Miocene and early Pliocene times result from slab steepening.

REFERENCES CITED

- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., and Hérail, G., 1997, Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the central Andes: *Geology*, v. 25, p. 883-886.
- Bechis, F., and Cristallini, E.O., 2005, Tectonic evolution of northern Ñirihuau basin, northwestern Patagonia, Argentina, *in* Extended Abstracts, 6th International Symposium on Andean Geodynamics: ISAG 2005, Barcelona, p. 103-106.
- Bellahsen, N., Faccenna, C., and Funiciello, F., 2005, Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: Insights into the “plate tectonics” behavior of the Earth: *Journal of Geophysical Research*, v. 110, B01401.
- Bijwaard, H., and Spakman, W., 1998, Closing the gap between regional and global travel time tomography: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 30,055-30,078.

- Burns, W.M., Jordan, T.E., Copeland, P., and Kelley, S.A., 2006, The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°-38°S), *in* Kay, S.M., et al., eds., Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.): Geological Society of America Special Paper, v. 407, p. 163-184.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., and Zurita, E., 2002, Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 117-139.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., and Wyss, A.R., 2005, The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift: *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, v. 236, p. 43-77.
- Cobbold, P.R., Diraison, M., and Rossello, E.A., 1999, Bitumen veins and Eocene transpressions, Neuquén Basin, Argentina: *Tectonophysics*, v. 314, p. 423-442.
- Cobbold, P.R., and Rossello, E.A., 2003, Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 429-443.
- Davy, P., and Cobbold, P.R., 1991, Experiments on shortening of a 4-layer continental Lithosphere: *Tectonophysics*, v. 188, p. 1-25.
- Folguera, A., Ramos, V.A., and Melnick, D., 2002, Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años: *Revista Geológica de Chile*, v. 29, p. 227-240.
- Folguera, A., Ramos, V.A., and Melnick, D., 2003, Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco, Cordillera Neuquina (37°30'): *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 58, p. 3-19.

- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L., and Naranjo, J., 2004, Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°–38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antifñir–Copahue fault zone: *Tectonics*, v. 23, TC5008.
- Folguera, A., Zapata, T., and Ramos V.A., 2006, Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes, *in* Kay, S.M., et al., eds., *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.)*: Geological Society of America Special Paper, v. 407, p. 267-285.
- Frutos, J., 1981, Andean tectonic as a consequence of sea–floor spreading: *Tectonophysics*, v. 93, p. 2095-2155.
- Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., and Regenauer-Lieb, K., 2003, Dynamics of retreating slabs (part 2): Insights from three-dimensional laboratory experiments: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, 2207.
- Funiciello, F., Faccenna, C., and Giardini, D., 2004, Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: Insights from laboratory experiments: *Geophysical Journal International*, v. 157, p. 1393-1406.
- Garzione, 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*, v. 241, p. 543-556.
- Giambiagi, L., Ramos, V.A., Godoy, E., Álvarez, P., and Orts, S., 2003, Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34°S: *Tectonics*, v. 22, 1041.
- Gutscher, M.A., 2002, Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 3-10.

- Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., and Lallemand, S., 2007, Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 256, p. 473-483.
- Jaillard, E., and Soler, P., 1996, Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18 degrees S) and its relations to geodynamics: *Tectonophysics*, v. 259, p. 41-53.
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., and Mpodozis, C., 2001, Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes: *Tectonics*, v. 20, p. 308-324.
- Kay, S.M., 2002, Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes, *in* Actas, Congreso Geológico Argentino, No. 15, CD ROM, Archivos Electrónicos, Artículo, no. 237: El Calafate, 2 p.
- Kay, S.M., Godoy, E., and Kurtz A., 2005, Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 67-88.
- Lamb, S., and Davis, P., 2003, Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes: *Nature*, v. 425, p. 792-797.
- Martinod, J., Funiciello, F., Faccenna, C., Labanich, S., and Regard, V., 2005, Dynamical effects of subducting ridges: Insights from 3-D laboratory models: *Geophysical Journal International*, v. 163, p. 1137-1150.
- Melnick, D., and Echtler, H., 2006, Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill: *Geology*, v. 34, p. 709-712.
- Muñoz, J., and Stern, C., 1988, The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the

- segment between 38°S and 39°S: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 147-161.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., and Stern, C., 2000, The relationship of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate: *Revista Geológica de Chile*, v. 27, p. 177-203.
- Pardo-Casas, F., and Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time: *Tectonics*, v. 6, p. 233-248.
- Ramos, V.A., and Folguera, A., 2005, Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation, *in* Veiga, G.D., et al., eds., *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*: Geological Society, London, Special Publications, v. 252, p. 15-35.
- Ramos, V.A., and Kay, S.M., 2006, Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude), *in* Kay, S.M., et al., eds., *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*: Geological Society of America Special Paper, v. 407, p. 1-17.
- Ramos, V.A., Zapata, T., Cristallini, E., and Introcaso, A., 2004, The Andean thrust system- Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening, *in* McClay, K.R., ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*: AAPG Memoir, v. 82, p. 30-50.
- Ribe, N.M., 2003, Periodic folding of viscous sheets: *Physical Review E*, v. 68, 036305.
- Sdrolias, M. and Müller, R.D., 2006, Controls on back-arc basin formation: *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*, v. 7, Q04016.
- Silver, P.G., Russo, R.M., and Lithgow-Bertelloni, C., 1998, Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation: *Science*, v. 279, p. 60-63.

- Sobolev, S.V., and Babeyko, A.Y., 2005, What drives orogeny in the Andes?: *Geology*, v. 33, p. 617-620.
- Soler, P., and Bonhomme, M.G., 1990, Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present, *in* Kay, S.M., et al., eds., *Plutonism from Antarctica to Alaska: Geological Society of America Special Paper*, v. 241, p. 173-192.
- Somoza, R., 1998, Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 Ma. Implications for mountain building in the central Andean region: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11, p. 211-215.
- Stern, C., 1989, Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front: *Revista Geológica de Chile*, v. 16, p. 145-162.
- Stern, C., 1991, Role of subduction erosion in the generation of Andean Magmas: *Geology*, v. 19, p. 78-81.
- Weijermars, R., and Schmeling, H., 1986, Scaling of Newtonian and non Newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity): *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 43, p. 316-330.

FIGURES CAPTIONS

Table 1

Scaling of parameters in nature and in laboratory for the reference model.

Figure 1

(A) Subduction velocity (black squares) and trench retreat velocity (light grey squares) vs. time at 36°S for the past 60 Ma (modified from Sdrolias and Müller, 2006). The trench retreat velocity has been calculated by subtracting the average shortening values given by Ramos et al. (2004) to the South America absolute motion values (Sdrolias and Müller, 2006). On the schematic pattern of subduction zone, V_{sp} is for subducting plate absolute velocity, V_t is for trench velocity, V_{sub} is for subduction velocity, V_{up} is for overriding plate absolute velocity, V_d is for overriding plate deformation velocity and V_c is for convergence velocity. $V_{sub} = V_t + V_{sp}$, and $V_t = V_{up} - V_d$. Black arrows refer to positive velocities.

(B) Tectonic regimes in the southern Central Andes for the past 60Ma after the following authors: between 33°S and 36°S, [1] Charrier et al. (2002), [2] Kay et al. (2005); between 36°S and 39°S, [3] Ramos and Folguera (2005), [4] Jordan et al. (2001), [5] Folguera et al. (2006), [6] Ramos and Kay (2006); and between 39°S and 41°S, [7] Muñoz et al. (2000), [8] Bechis and Cristallini (2005).

Figure 2

3-D view of the experimental set-up. Silicone layers modelling the subducting oceanic lithosphere and the overriding continental lithosphere initially float above the dense syrup modelling the upper mantle. The bottom of the Plexiglas tank simulates the high-gradient viscosity increase at the lower mantle-upper mantle boundary. The oceanic subducting plate is pushed at a constant speed by a piston.

Figure 3

Different modes of subduction as a function of the ratio between the trench velocity (V_t) and the subduction velocity (V_{sub}).

Figure 4

(A) Lateral views of the reference model. (a) after 60 seconds, the slab enters the upper mantle; between (b) 616 seconds and (c) 1461 seconds, the slab flattens (d) at 1946 seconds and (e) at 2389 seconds, the slab steepens and its dip increases; (f) at 3300 seconds, the slab flattens again and a new fold appears, resulting in the decrease of the slab dip.

(B) Dip of the slab vs. time in the reference model (slab flip-flap mode of subduction, white squares), in a retreating trench (mode 1) model (light grey squares) and in an advancing trench (mode 3) model (dark grey squares). Dips are measured on the first three centimetres of the lateral views, corresponding to about 200 km in nature. Bold squares refer to the pictures of Fig. 4A. Black arrows indicate periods of slab steepening and slab flattening in the reference model.

(C) Shortening of the overriding plate vs. time for the reference model. When the slab flattens, the shortening velocity is larger than during the slab steepening, despite the convergence velocity is maintained constant.

Figure 5

(A) Tomographic cross-section at 34°S (modified from Gutscher, 2002) based on the global tomographic model of Bijwaard et al. (1998)

(B) Evolution of the magmatic front position in the southern Central Andes for the past 60 Ma. (from Ramos and Folguera (2005) and Kay et al. (2005)). The location of the Abanico

extensional basin (Charrier et al., 2005) and of the Loncopué trough (Ramos and Folguera, 2005) is also plotted.

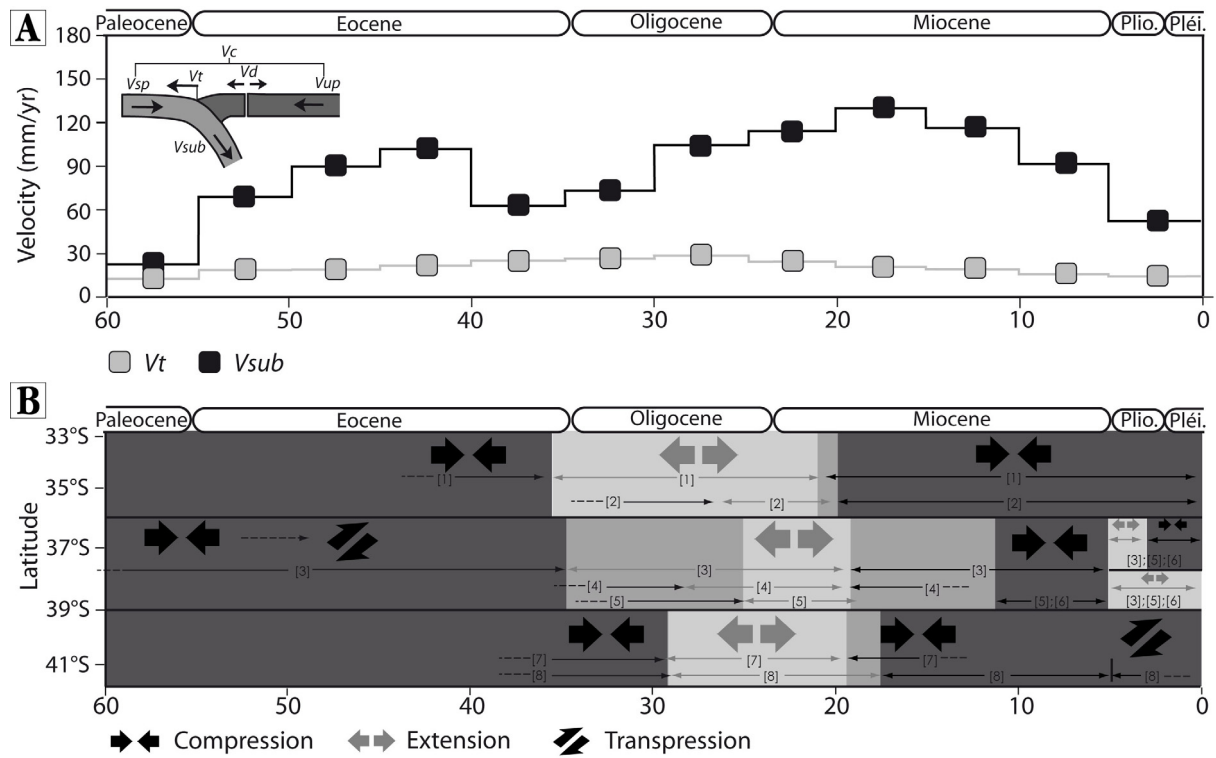
(C) Interpretation of the slab dip geometry at depth. Tectonic features in the overriding plate at 39°S are from Ramos and Folguera (2005).

TABLE

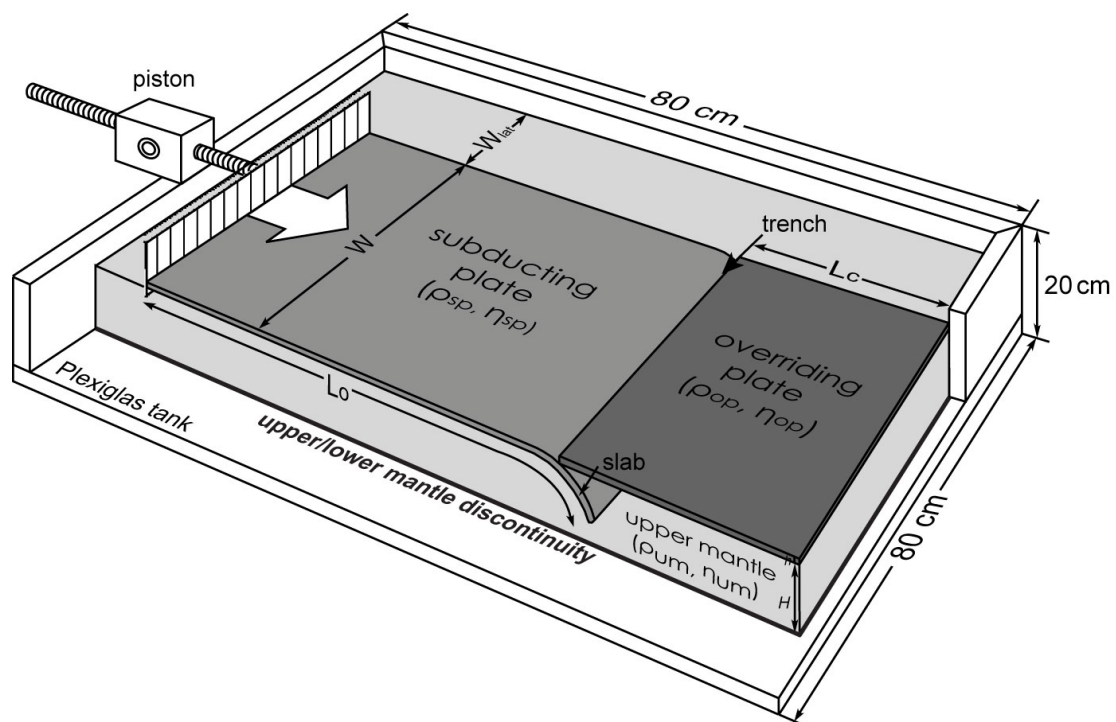
Table 1

	Parameters		Nature	Reference model
g	Gravitational acceleration	m.s^{-2}	9.81	9.81
	Thicknesses			
h_{sp}	Subducting oceanic plate	m	90000	0.013
h_{op}	Overriding continental plate		90000	0.013
H	Upper mantle		670000	0,097
	<i>Scale factor for length</i>		$L_{\text{model}}/L_{\text{nature}} = 1.45 \times 10^{-7}$	
	Buoyancy			
$\rho_{um}-\rho_{sp}$	Subducting oceanic plate	kg.m^{-3}	-27 (30 My-old plate)	-76
$\rho_{um}-\rho_{op}$	Overriding continental plate		76	100
	<i>Buoyancy scale factor</i>		$\Delta\rho_{\text{model}}/\Delta\rho_{\text{nature}} = 2.81$	
	Viscosity			
η_{sp}	Subducting oceanic plate	Pa.s	$\sim 10^{24}$	6×10^5
η_{op}	Overriding continental plate		$\sim 5 \times 10^{23}$	3.5×10^5
η_{um}	Upper mantle		$\sim 10^{20}$	82
η_{lm}	Lower mantle		$\sim 10^{22}$	∞
	<i>Scale factor for viscosity</i>		$\eta_{\text{model}}/\eta_{\text{nature}} \approx 6 \times 10^{-19}$	
	Characteristic time			
t	$\frac{(t_{\text{nature}}/t_{\text{model}}) = ((\Delta\rho g L)_{\text{model}}/(\Delta\rho g L)_{\text{nature}}) \cdot (\eta_{\text{nature}}/\eta_{\text{model}}))$	s	3.16×10^{13} (1 My)	47
	<i>Time scale factor</i>		$t_{\text{model}}/t_{\text{nature}} = 1.5 \times 10^{-12}$	
	Characteristic velocity			
U	$(U_{\text{model}}/U_{\text{nature}}) = (t_{\text{nature}} \cdot L_{\text{model}})/(t_{\text{model}} \cdot L_{\text{nature}})$	m.s^{-1}	3.2×10^{-9} (10 cm.yr ⁻¹)	3.2×10^{-4} (0.32 mm.s ⁻¹)
Π	$\Pi = ((\Delta\rho \cdot g \cdot L^4)/(\mu \cdot U_0 \cdot H^2))^{1/4}$		1,3	1,4

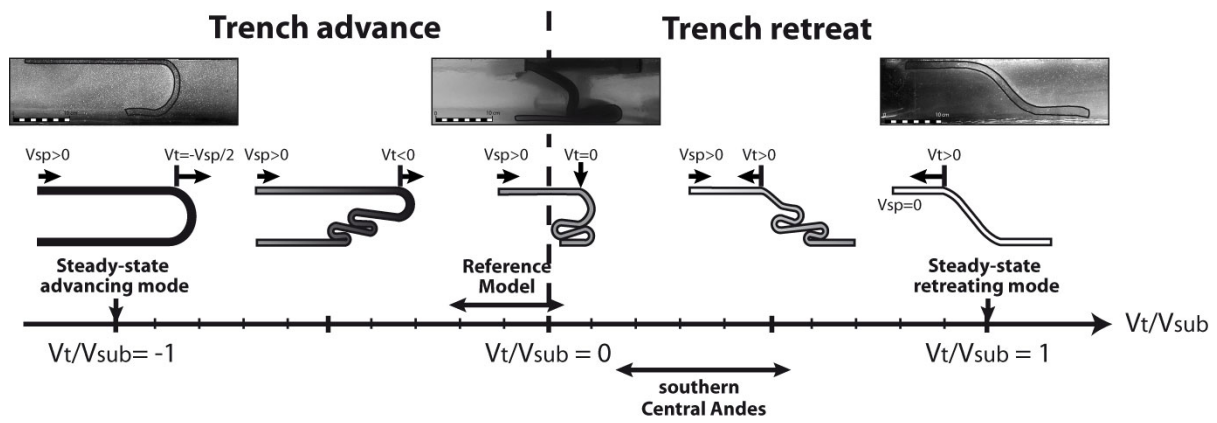
FIGURES



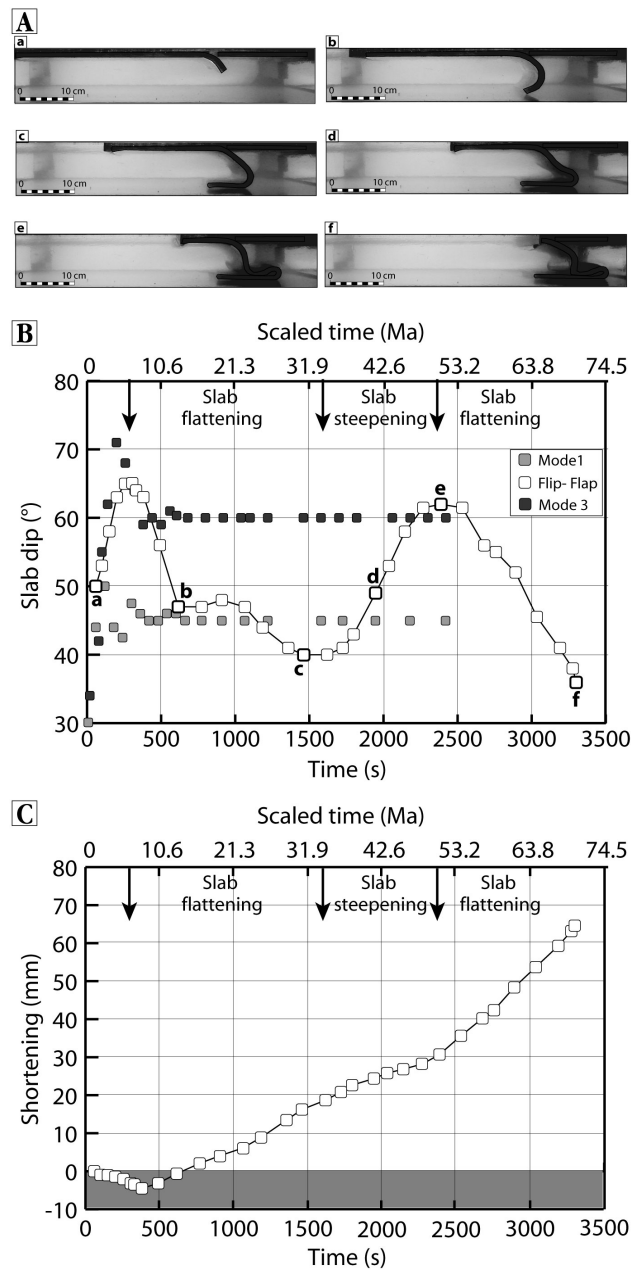
B. Guillaume, Figure1.jpg



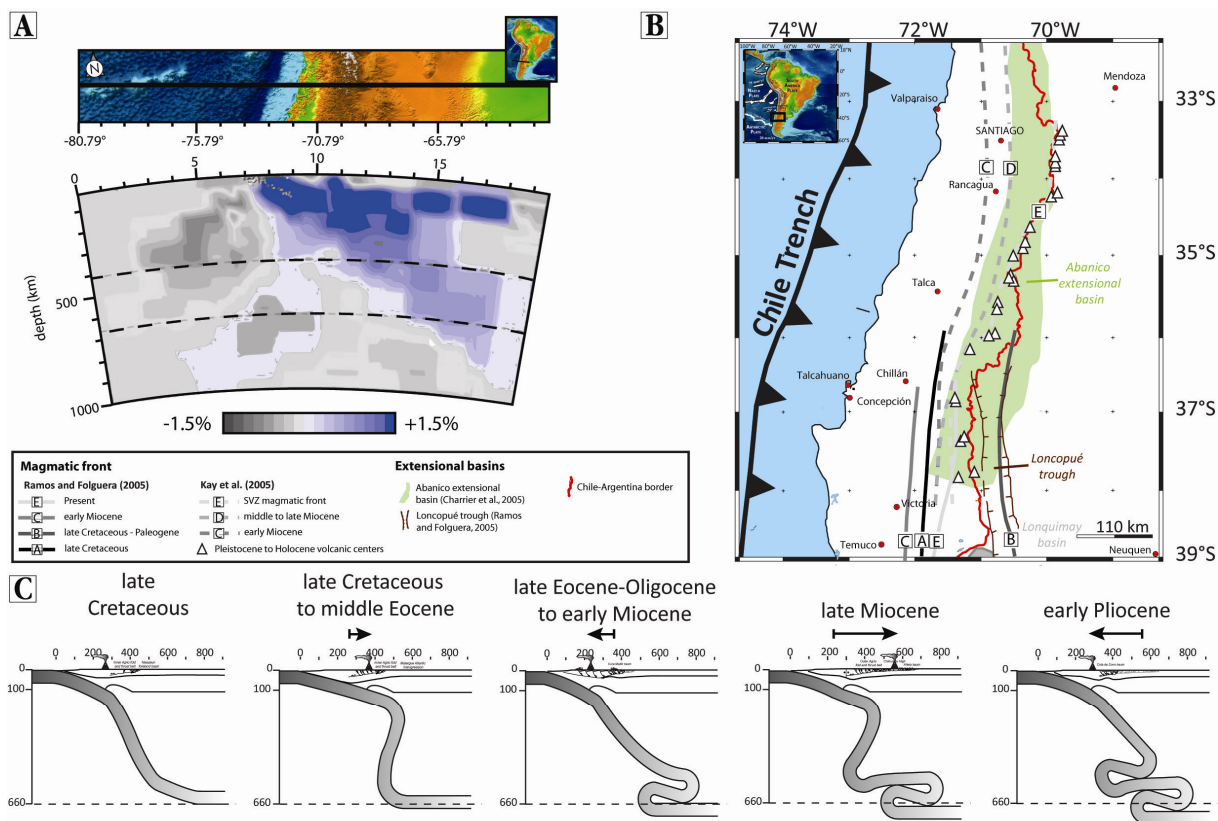
B. Guillaume, Figure2.jpg



B. Guillaume, Figure3.jpg



B. Guillaume, Figure4.jpg



B. Guillaume, Figure5.jpg

TITRE: Influence of the ridge subduction on the overriding plate dynamics: example of the Nazca ridge and the Amazonian basin

ABSTRACT

The Nazca ridge subduction is recorded in the eastern side of the Peruvian Andes. Its topographic response is the Fitzcarrald Arch, which induces the foredeep-foreslope-foredeep N-S partitioning of the Amazonian foreland system. Using lithospheric analogue models we evidence that horizontal subduction: i) requires the subduction of hundreds of kilometers of buoyant oceanic plateau; ii) increases the interplate friction and iii) induces uplift in the retro-lithosphere as a consequence of shortening and ridge underplating. In the Fitzcarrald Arch, the structural framework consists of two superimposed thrust-wedges. The lower wedge consists in the reactivation of a carboniferous thrust-wedge. The upper wedge is deformed by thin-skinned thrust tectonics. The structural evolution is controlled by the thickness of the paleozoic sedimentary pile involved in the thrust system. It is marked by a transfer-zone located at the northern border of a paleozoic basin. Apatite fission track analysis (AFT) allows us to determine an exhumation stage around 110 Ma linked to the opening of the South Atlantic Ocean. Since ~6Ma, AFT recorded the thrust propagation in the Camisea South of the transfer zone, where apatite thermochronometers have been reset. However, the underplating of the Nazca ridge had no influence on the short wavelength deformation of the Subandes.

AUTEUR: Nicolas ESPURT

TITRE: Influence de la subduction d'une ride asismique sur la dynamique de la plaque continentale chevauchante: exemple de la ride de Nazca et du bassin amazonien

DIRECTEURS DE THESE: Patrice Baby et Stéphane Brusset

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE: Toulouse, le 18 décembre 2007

RESUME

Les signatures de la subduction de la ride de Nazca s'expriment sur le flanc est des Andes péruviennes: l'Arche de Fitzcarrald en est la réponse topographique dans le bassin d'avant-pays amazonien. La subduction horizontale de la ride de Nazca perturbe la flexion de la lithosphère sud-américaine depuis ~4 Ma. Ce soulèvement est responsable de la configuration N-S actuelle, *foredeep-foreslope-foredeep*, du bassin amazonien. L'élaboration de modèles analogiques lithosphériques adaptés au contexte régional de l'étude a permis de comprendre les effets de la subduction d'un plateau océanique sur la plaque continentale chevauchante: i) le processus de la subduction horizontale requiert la subduction de plusieurs centaines de kilomètres de plateau; ii) la subduction horizontale augmente la friction interplaque et iii) s'accompagne de mouvements verticaux dans la plaque chevauchante, liés à son raccourcissement et à la flottabilité du plateau. L'architecture structurale du prisme orogénique andin au toit de l'Arche de Fitzcarrald correspond à deux prismes tectoniques superposés: un inférieur hérité de chevauchements carbonifères et un autre supérieur, la zone subandine, structuré par une tectonique de chevauchements de couverture. L'évolution structurale du système est liée aux variations d'épaisseur de la pile sédimentaire paléozoïque. Ce contrôle paléogéographique est marqué par le développement d'une zone de transfert héritée de la bordure nord du bassin paléozoïque. Les données de traces de fission sur apatites suggèrent une exhumation de cette région à ~110 Ma, liée à l'ouverture de l'Atlantique sud. La propagation des chevauchements au sud de la zone de transfert, est enregistrée à partir de ~6 Ma par les thermochronomètres remis à zéro par enfouissement lors du stade flexural du bassin de Camisea. Cependant, le sous-placage de la ride de Nazca ne semble pas avoir d'influence sur la déformation subandine à courte longueur d'onde.

MOTS-CLEFS: Ride de Nazca, Bassin amazonien, subduction horizontale, thermochronologie basse température, Coupes équilibrées, Modélisations analogiques, Subandin, Pérou.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE

Sciences de la Terre

INTITULE ET ADRESSE DU LABORATOIRE

Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG)

14 av. Edouard Belin

31 400 Toulouse France