HAL
open science

Signatures géomorphologiques de l'activitée tectonique plio-quaternaire dans le sud des Andes centrales, Argentine

Grégoire Messager

To cite this version:

Grégoire Messager. Signatures géomorphologiques de l'activitée tectonique plio-quaternaire dans le sud des Andes centrales, Argentine. Tectonique. Université de Pau et des Pays de l'Adour, 2010. Français. NNT : . tel-00580790

HAL Id: tel-00580790

https://theses.hal.science/tel-00580790

Submitted on 29 Mar 2011

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.

Numéro d'attribution à la bibliothèque

|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|

UNIVERSITE DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES EXACTES ET DE LEURS APPLICATIONS

THESE

Présentée pour l'obtention du grade de

DOCTEUR

Spécialité Sciences de la Terre

par

Grégoire MESSAGER

SIGNATURES GEOMORPHOLOGIQUES DE L'ACTIVITE TECTONIQUE PLIO-QUATERNAIRE DANS LE SUD DES ANDES CENTRALES, ARGENTINE

Soutenue le *10 décembre 2010* devant la commission d'examen composée de :

Pr. Peter Cobbold	Directeur de Recherche CNRS, Université de Rennes I	Rapporteur
Dr. Christophe Larroque	Maître de Conférences, Université de Nice - Sophia Antipolis	Rapporteur
Pr. Michel Sébrier	Directeur de Recherche CNRS, Université Pierre et Marie Curie Paris VI	Examinateur
Pr. Olivier Bellier	Professeur, Université Paul-Cézanne - Aix-Marseille III	Examinateur
Dr. Damien Dhont	Maître de Conférences, Université de Pau et Pays de l'Adour	Examinateur
Pr. Jean-Paul Xavier	Professeur Associé, Université de Pau et Pays de l'Adour	Examinateur
Pr. Yves Hervouët	Professeur, Université de Pau et Pays de l'Adour	Directeur de thèse
Dr. Bertrand Nivière	Maître de Conférences, Université de Pau et Pays de l'Adour	Directeur de thèse

Laboratoire de Modélisation et Imagerie en Géosciences - Pau

MIGP - CNRS, UMR 5212

Remerciements

Au terme de ces trois années de thèse, je tiens à remercier l'ensemble des personnes qui ont participer de prêt ou de loin (et peut-être même malgré eux) à l'aboutissement de ce projet.

En premier lieu, je tiens à remercier Peter Cobbold et Christophe Larroque qui ont accepté de rapporter ce travail. Je remercie également les autres de membres du jury, Michel Sébrier, Olivier Bellier, Damien Dhont et Jean-Paul Xavier pour avoir accepté de se déplacer en terre béarnaise afin d'exprimer leurs opinions et de faire part de leurs suggestions.

Ce travail est donc l'aboutissement de mes études effectuées en partie à l'Université de Pau et des Pays de l'Adour. Il est donc tout naturel de remercier mes directeurs de thèses et anciens enseignants, Yves Hervouët et Bertrand Nivière qui m'ont depuis longtemps donné le goût de cette science. Une pièce maitresse de ce travail est indéniablement Jean-Paul Xavier qui a soutenue et permis le financement de ce projet et qui m'a pris sous son aile lors de stages au sein de Total plusieurs mois en 2006 et 2007. Je remercie ces trois personnes non seulement pour m'avoir accorder leur confiance et mais aussi pour leur humanisme.

Viennent ensuite les personnes avec lesquelles j'ai collaboré avant et pendant cette thèse. Je pense en particulier aux toulousains chez qui j'ai fait mes Master 1 et 2 et avec qui j'ai à de nombreuses reprises discuter de mes observations et conclusions et de m'avoir apporter de nouveaux arguments et techniques que je ne possédaient pas moi même. Je pense notamment à Joseph Martinod, Sébastien Carretier dont je remercie aussi sa petite famille de nous avoir supporter quelques jours à Santiago, et Vincent Regard. Je pense aussi à Riad Hassani qui a eu la bonté et la patience de m'initier à la modélisation numérique ainsi que de m'accueillir quelques jours à Nice. Je remercie aussi Tristan Rossi, Jose-Luis Fachal, Sebastian Galeazzi, Hugo Freije de Total Austral pour les discussions et les facilités qu'ils nous ont procuré sur le terrain.

Il convient également de remercier la sympathie des membres du labo, en particulier Cédric, Damien et Bertrand F. avec lesquels j'ai eu l'occasion d'avoir des discussions scientifiques mais également de visiter certains coins inconnus d'Argentine, notamment la *ruta 65* vers Añelo... Je pense aussi à Daniel, Bernard (à qui je dois ma première leçon de géologie en Deug : "*Quand tu ne comprends pas, tu mets une faille*" !), Marie-Pierre, Béatrice, Guy, Clarisse, Pascale, Dominique, sans oublier les personnes indispensables au bon fonctionnement d'un laboratoire : Joëlle et Bruno pour les démarches administratives, et Stéphanne sans qui mon ordinateur n'aurait pas tenue 3 ans.

Il serait inconvenable de ne pas remercier les thésards du labo et autres : Majed (fidèle collègue de bureau et moustachu de surcroit qui a eu la patience de me supporter tout ce temps), Pedro (toujours de bon conseils), Bernard (pour les fins de soirées), Ronan, Julien, Toqeer, Mado, Manu, Céline, Agnès, Julie, Adil, Eric, Sylvain quelques postdocs et ingénieurs : Pierre, Carlos, Pierro et tous ceux que j'ai oublié de mentionner.

Il est aussi indispensable de remercier les autochtones argentins qui ont eu l'occasion et la bonté de me faire apprécier ce magnifique pays : muchas gracias Luis, Yamila, Yamine, Sergio, Sergio et les anonymes qui nous ont offert le maté lors de moments inoubliables.

Enfin, je pense à mes amis de longue date qui ont suivis et soutenus mon parcours, notamment JB, Olivier, Julien, Jo, Val, Sandrine, Silvia, FX, Thomas... Bien sûr, je remercie mes parents, mon frère et le reste de ma famille pour m'avoir apporté leur soutien sans faille et leurs encouragements précieux tout au long de mes études.

Avant-propos

Cette thèse s'intègre dans le projet "Géomorphologie" au sein du laboratoire de Modélisation et Imagerie en Géosciences – Pau (MIGP) et financé par TOTAL sur une durée de trois ans (2008-2010). Le coordinateur de ce projet a été Jean-Paul Xavier. Cette thèse fait suite aux travaux effectués lors de mon stage de Master 2 Recherche (Université de Toulouse III) réalisé à Total (2007). Suite à cette thèse, un postdoc a été financé sur ce même projet toujours dans les Andes de Neuquén (Damien Huyghe, 2011-2012). Ce projet s'inscrit dans le cadre de nombreuses années de collaboration entre Total et le MIGP avec notamment le financement de la thèse de Guillaume Backé (2004-2006) dont les résultats ont montré le partitionnement de la déformation en zone de convergence, avec une partie dédiée aux Andes de Neuquén. Ces travaux ont permis d'acquérir de nombreuses données de terrains et de mieux comprendre la structure des Andes centrales méridionales. Mon travail a pour objectif d'apporter des preuves d'activité tectonique plio-quaternaire et d'approfondir la réflexion sur le régime tectonique plio-quaternaire dans cette région. Ce travail a nécessité environ 5 mois de terrain en Argentine et de nombreuses collaborations notamment au LMTG (Toulouse) avec Joseph Martinod (Tectonique), Sébastien Carretier (Géomorphologie) et Vincent Regard (Datations ^{10}Be-^{26}Al), ainsi qu'à Géosciences Azur (Nice) avec Riad Hassani (Modélisation numérique).

Signatures géomorphologiques de l'activité tectonique plio-quaternaire dans le sud des Andes centrales, Argentine

Résumé Les mécanismes qui mènent à la morphologie actuelle des Andes de Neuquén, dans le sud des Andes centrales (Argentine), sont mal compris. Dans ce travail, nous avons étudié les marqueurs morphotectoniques de la déformation au front de l'orogène qui montrent que le régime tectonique régional est compressif au Plio-Quaternaire. La partie méridionale des Andes de Neuquén constitue un prisme orogénique critique alors que la partie septentrionale implique plutôt la réactivation de blocs crustaux isolés dans l'avant-pays. Par ailleurs, le soulèvement dans l'avant-pays d'une large province crustale loin du front orogénique habituellement considéré à ces latitudes, traduit l'élargissement de l'orogène. Certaines structures extensives contemporaines de la compression s'expliquent par des glissements gravitaires similaires à ceux observés sur les marges passives. Les soulèvements crustaux et les couches sédimentaires ductiles contrôlent au premier ordre le processus. Des modèles numériques et une solution analytique montrent que l'incision fluviatile et la sédimentation favorisent ou inhibent l'initiation du processus.

Mots clés Tectonique, Géomorphologie, Plio-Quaternaire, Andes centrales, Argentine

---

Geomorphic evidence for Plio-Quaternary tectonic activities in the southern central Andes, Argentina

Abstract The mechanisms and the timing of the building of the Neuquén Andes in the southern central Andes of Argentina, are poorly documented during the Plio-Quaternary. In this work, we studied morphotectonics evidence to characterize the orogenic front propagation showing a compressional state of stress during the Plio-Quaternary. The southern Neuquén Andes correspond mechanically to an orogenic tectonic wedge while its northern part implies initially isolated crustal blocks in the foreland. In addition, a broad uplifting area in the current foreland shows that the lateral growth of the Neuquén Andes is registered far from the commonly recognized orogenic front. Moreover, we interpret contemporaneous extensional structures as large scale gravity glidings which are usually observed along passive margins. Crustal uplifts and ductile layers in the sedimentary cover would be the primarily control parameters of the gliding. Numerical models and an analytical solution show that the incision and sedimentation could modify the mechanical parameters and thus favour or inhibit the process.

Keywords Tectonic, Géomorphology, Plio-Quaternary, Southern Central Andes, Argentina

Table des matières

I Introduction et problématique **1**

1 Structuration des orogènes 1

1.1 Modèles de structuration des ceintures plissées et de leur avant-pays . . . 3

1.2 Origine de l'extension intra-orogénique 12

2 Problématique : le régime tectonique plio-quaternaire dans les sud des Andes centrales 18

3 Organisation du manuscrit 22

II Etat de l'art : méthodologie et cadre géologique **25**

1 Méthodologie 25

1.1 Les marqueurs géomorphologiques de la déformation plio-quaternaire . . . 25

1.1.1 Les marqueurs morphotectoniques 26

1.1.2 Analyse morphotectonique 32

1.2 Quantification de la déformation : datations aux ^{10}Be et ^{26}Al 36

1.2.1 Principe de la datation 36

1.2.2 Echantillonnage de surface 39

1.2.3 Intérêt du couple ^{10}Be/^{26}Al 40

2 Histoire géologique des Andes centrales méridionales 42

2.1 Cadre morphostructural de la cordillère des Andes 42

2.2 Cadre morphostructural des Andes centrales méridionales 44

2.3 Cadre géodynamique des Andes centrales méridionales 46

2.4 Evolution tectonique des Andes de Neuquén 48

2.4.1 Accrétion du Gondwana (Précambrien-Permien) 49

2.4.2 Extensions mésozoïques (Permien supérieur-Crétacé inférieur) . . 52

2.4.3 Le cycle Río Grande (Crétacé supérieur-Oligocène) 53
2.4.4 Régime tectonique néogène et quaternaire 56

III Activités tectoniques plio-quaternaires compressives dans les Andes centrales méridionales 61

Introduction 61
1 Déformations plio-quaternaires dans les Andes de Neuquén méridionales 63
Article : *Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the Southern Neuquén Basin, Argentina* 63
2 Déformations plio-quaternaires dans les Andes de Neuquén septentrionales 82
2.1 Cadre géologique régional 84
2.1.1 Cadre morphostructural 84
2.1.2 Structuration des Andes de Neuquén septentrionales 88
2.1.3 Déformation et exhumation de la Cordillère Principale orientale 91
2.2 Dépôts quaternaires de Sosneado 95
2.2.1 Méthodologies et données 95
2.2.2 Organisation des dépôts alluviaux 95
2.2.3 Datation de Q_{4T} et Q_{5C} par les isotopes ^{10}Be et ^{26}Al 99
2.2.4 Chronologie et origine des formations alluviales de Sosneado . . 105
2.3 Activités tectoniques quaternaires dans la région de Sosneado 110
2.3.1 Déformations quaternaires au nord du Río Atuel 113
2.3.2 Déformations quaternaires au sud du Río Atuel 119
2.3.3 Plissement des terrasses du Río Atuel à l'aplomb du chevauchement de Sosneado 124
2.3.4 Cinématique de la déformation 126
2.4 Conclusions 130
3 Déformations plio-quaternaires dans l'avant-pays des Andes de Neuquén 132
3.1 *Ongoing lateral growth of the southern central Andes ?* (Article) 133
3.1.1 Introduction 134
3.1.2 Morphological and structural setting 135
3.1.3 Morphological imprint of the La Pampa High 137
3.1.4 Post-Miocene uplift of the La Pampa High 139
3.1.5 Discussion : origin of the Uplift 140

3.1.6 Conclusion 143
3.2 Remarques complémentaires sur l'origine de la déformation de La Pampa 144
3.2.1 Déformations d'origine lithosphérique 144
3.2.2 Déformation d'origine crustale 147
3.3 Conclusions 151
4 Discussions et conclusions : activités tectoniques plio-quaternaires et structuration des Andes de Neuquén et de leur avant-pays 152
4.1 Déformations compressives plio-quaternaires 152
4.2 Régime tectonique plio-quaternaire 154
4.3 Mécanismes de l'élargissement 159

IV Glissements gravitaires de grande ampleur en domaine continental compressif169
Introduction 169
1 Les déstabilisations gravitaires de grande ampleur en domaine marin 172
2 *Is large-scale gravity gliding found in continental domains ? The example of the Andean fold-and-thrust belt (Argentina)* (Article) 175
2.1 Introduction 177
2.2 Geological and morphological settings 178
2.2.1 The Neuquén Basin 178
2.2.2 The Chihuidos anticlines 180
2.3 Quaternary tectonics above the Chihuido North anticline 183
2.3.1 Extension at the apex of the Chihuido North anticline 183
2.3.2 Compression at the toe of the Chihuido North anticline 187
2.4 Discussion 189
2.4.1 Gravity gliding above the Chihuido North anticline 189
2.4.2 Gravity gliding in continental domains 192
2.5 Conclusions 195
3 Le rôle de l'érosion et de la sédimentation sur les glissements gravitaires en domaine continental – Apport de la modélisation numérique 196
3.1 Modélisation numérique 2D avec ADELI 196
3.1.1 Méthode des éléments finis 197
3.1.2 Les lois de comportement dans ADELI 198

3.2 *Numerical modelling of continental gravity gliding : the role of the incision and sedimentation* (Article) 201
3.2.1 Introduction 203
3.2.2 Geological case study : the Chihuido anticline in the Andean foothills 205
3.2.3 Modelling method and parameters 206
3.2.4 Model results 212
3.2.5 Discussion 222
3.2.6 Conclusions 232

V Conclusions générales et perspectives **233**

Chapitre I

Introduction et problématique

La configuration morphostructurale d'une chaîne de montagnes résulte de différents processus constructifs ou destructifs. Dans les zones de convergences, l'édification du relief est associée à une tectonique compressive qui implique la formation de ceintures plissées. Elles élargissent l'orogène vers l'extérieur et leur structuration s'assimile à des prismes tectoniques ou des blocs distincts incorporés progressivement à l'orogène. A l'inverse, la tectonique extensive crée des zones subsidentes qui détruisent un relief plus ancien. Dans les orogènes, l'extension peut être d'origine tectonique, isostatique, ou associée à des rebonds postglaciaires ou à des déstabilisations gravitaires de versants.

L'objectif de cette thèse est de caractériser l'activité tectonique plio-quaternaire dans le sud des Andes centrales mettant en évidence des déformations compressives et extensives. Les premières sont reliées à l'état des contraintes régional et des différents modèles d'élargissement de la chaîne, tandis que les déformations extensives plus superficielles indépendantes du régime tectonique régionale. Ce travail se base principalement sur l'analyse des marqueurs géomorphologiques.

Avant d'exposer la problématique de cette thèse, nous détaillons dans cette partie (1) les différents modèles d'élargissement des orogènes et (2) les différentes origines de l'extension intra-orogéniques expliquant la structuration des orogènes.

1 Structuration des orogènes

Les chaînes de montagnes se forment sous l'effet de contraintes horizontales compressives (σ_h) dont l'origine principale est la tectonique des plaques. Il en résulte principalement les chaînes

de subduction et de collision. Ces forces épaississent la croûte et un relief positif se forme (Figure I.1 ; Molnar & Lyon-Caen, 1988). L'orogène est donc contrôlé par les forces aux limites des plaques, qui dépendent de la vitesse absolue des plaques (Jordan et al., 1983; Lallemand et al., 2005; Schellart, 2008b), de leur couplage (Lamb & Davis, 2003), de la subduction de rides asismiques et de plateaux ou dorsales océaniques (e.g. Ramos et al., 2002; Espurt et al., 2008; Guillaume et al., 2009b), et les forces de volume lithosphériques qui dépendent de la rhéologie des plaques (e.g. Kehle, 1970; Burov & Diament, 1996) et du gradient géothermique. Le raccourcissement tectonique épaissit la croûte continentale par l'activité de systèmes de plis et d'écailles chevauchantes. La formation du relief génère un excédent de masse qui nécessite un équilibrage isostatique par la formation d'une racine crustale qui "flotte" sur le manteau et qui est soumis

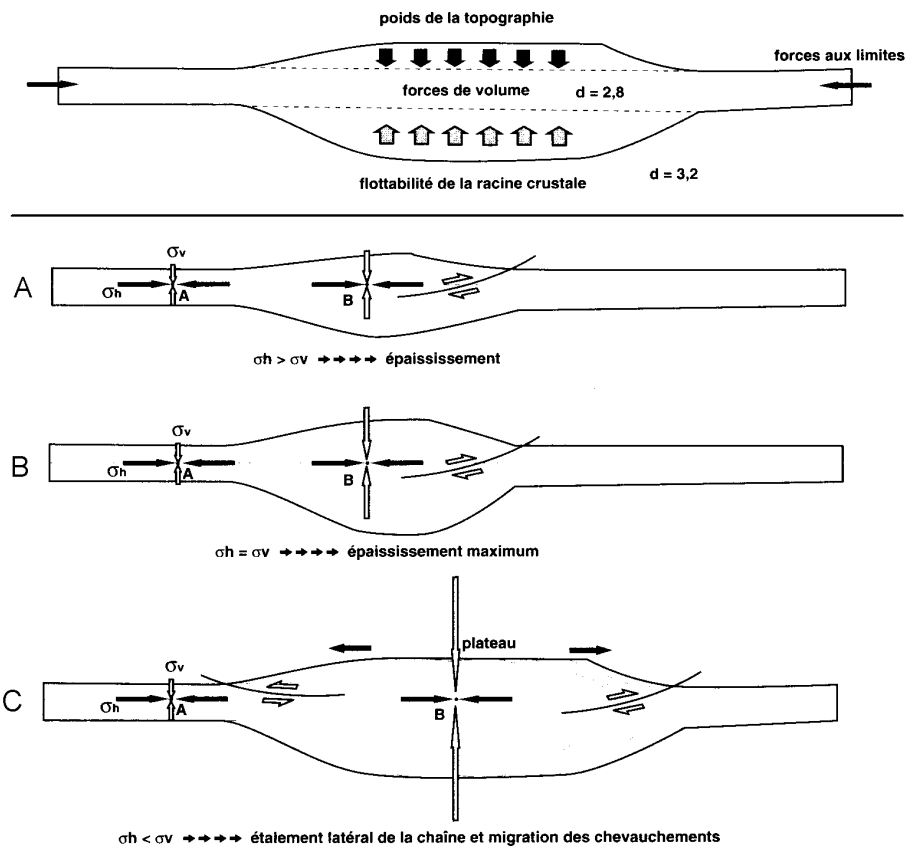

Figure I.1 – Evolution d'une chaîne de montagnes sous l'effet des contraintes horizontales σ_h et des contraintes verticales σ_v (Jolivet et al., 1998). Le volume de la chaîne augmente par épaississement crustal tant que la contrainte horizontale dépasse la contrainte verticale. Dans le cas inverse, le volume de la chaîne augmente par étalement latéral (Molnar & Lyon-Caen, 1988).

a une contrainte verticale (σ_v) plus forte que vers l'extérieur de l'orogène (Figure I.1B-C ; e.g. Molnar & Lyon-Caen, 1988). Lorsque la contrainte verticale (σ_v) est plus forte que la contrainte horizontale compressive (σ_h), l'épaississement de la lithosphère est impossible et le volume de la chaîne augmente par la propagation vers l'extérieur de chevauchements au sein de ceintures plissées (Figure I.1D ; e.g. McClay & Price, 1981). Ce modèle expliquerait au premier ordre la morphologie de l'Himalaya et des Andes dont la largeur peut dépasser 800 km et dont la croûte atteindrait une épaisseur maximale de 70 km ne pouvant être dépasser. Ces deux orogènes possèdent des plateaux faiblement sismogènes (Tibet, Altiplano) dont l'altitude moyenne d'environ 5 000 m est maintenue constante sur des surfaces supérieures à 300 km de large. Cela pourrait suggérer que l'équilibre des forces y est atteint et que le raccourcissement ne puisse être accommodé que par étalement latéral de la chaîne. Enfin, si la convergence entre les plaques s'arrête et σ_h diminue brutalement, la chaîne s'écroulerait et la lithosphère s'étirerait pour revenir à son épaisseur initiale. Cet écroulement gravitaire post-orogénique se traduirait en surface par des structures extensives (Molnar & Tapponnier, 1978; England, 1982; Molnar & Lyon-Caen, 1988).

1.1 Modèles de structuration des ceintures plissées et de leur avant-pays

Le travail présenté ici traite des ceintures plissées qui participent à l'étalement latéral des orogènes vers leur avant-pays qui est ainsi progressivement incorporé à l'orogène. Les ceintures plissées se forment par accrétion frontale, en avant desquelles se développent des bassins flexuraux d'avant-pays (e.g. DeCelles & DeCelles, 2001). Elles se définissent par un front orogénique qui est la limite topographique entre les reliefs de la chaine et l'avant-pays, et un front de déformation qui sépare un domaine déformé où prévaut un état de contrainte compressif, d'un domaine non déformé (Lacombe & Mouthereau, 1999). Il n'existe pas de modèle unique caractérisant l'incorporation de l'avant-pays dans les ceintures plissées.

Modèle du prisme critique de Coulomb

Les ceintures plissées soumisent à un raccourcissement entretenu, sont assimilables mécaniquement à des prismes critiques de Coulomb associés à la poussée arrière d'un *bulldozer* (Figure I.2 ; Chapple, 1978; Davis et al., 1983; Dahlen, 1984, 1990). Dans ce modèle, l'état des contraintes est défini à la rupture en tout point de l'espace, état décrit par la loi de Mohr-Coulomb. Le prisme se développe selon un réseau de failles conjuguées au dessus d'un niveau de décollement basal dont la pente β généralement dirigée vers l'intérieur de l'orogène, s'équilibre

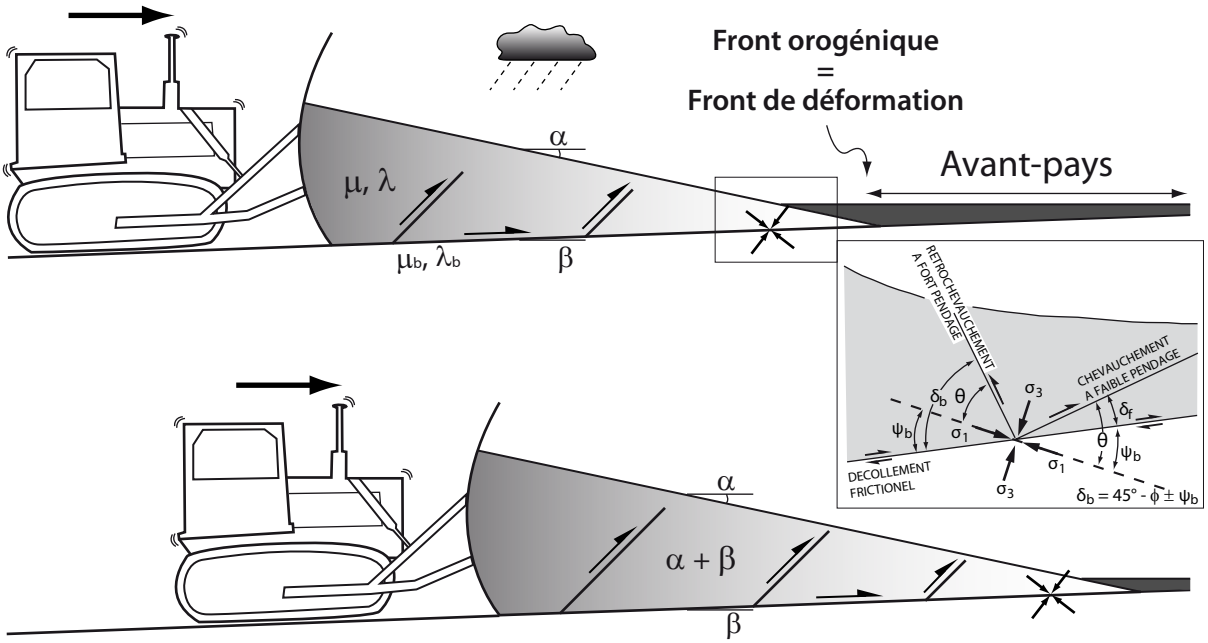

Figure I.2 – Modèle d'incorporation de l'avant-pays dans l'orogène : prisme critique de Mohr-Coulomb au front d'un bulldozer (modifiée, d'après Dahlen, 1990). Le bulldozer racle une épaisseur de sédiment (sable ou neige) qui recouvre une surface inclinée d'angle β. Glissant sur un niveau de décollement, un réseau de failles conjuguées forme un prisme triangulaire caractérisé par une pente de surface α. Si l'épaisseur des sédiments et α demeurent constants, un état d'équilibre dynamique est atteint et l'ouverture $\alpha + \beta$ reste constante. Le prisme croît alors de façon auto-similaire.

avec la pente topographique α. Lorsque la pente moyenne est trop faible, et sous l'effet de la poussée arrière, le prisme s'épaissit par déformation interne, par adjonction de nouvelles écailles tectoniques et par réactivations de failles transportées au sein du prisme. Le prisme se déforme jusqu'à atteindre un état stationnaire dynamique caractérisé par une ouverture $\alpha + \beta$ constante, appelée biseau critique. Lorsque le raccourcissement interne est tel que le biseau est critique, le matériel glisse sur le décollement basal, un nouveau chevauchement frontal apparait et le prisme progresse à géométrie constante sur l'avant-pays (Figure I.2). Dans ce cas, les fronts orogénique et de déformation sont confondus (Lacombe & Mouthereau, 1999).

L'évolution du prisme et la valeur de α dépendent des paramètres rhéologiques internes du prisme et à son contact avec le niveau de décollement. Considérant des matériaux coulombiens qui constituent la croûte terrestre, le prisme déformé est influencé par les coefficients de friction et pressions de fluides du prisme (μ et λ) et du niveau de décollement (μ_b et λ_b). Selon Dahlen (1984), si μ augmente, le biseau critique $\alpha + \beta$ diminue et favorise l'élargissement du prisme ; si

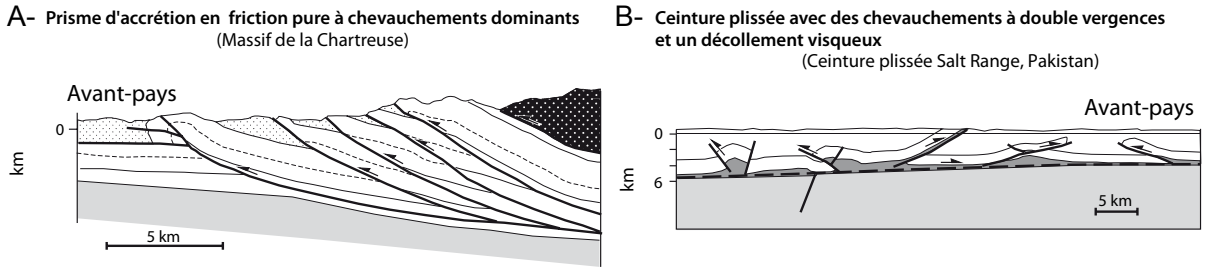

Figure I.3 – Exemples de structuration d'une chaîne de montagnes résultant de la collision entre les continents (modifiée, d'après Bonini, 2007) : A- prisme d'accrétion (exemple du Massif de la Chartreuse dans les Alpes occidentales, France) ; B- ceinture plissée (exemple du Salt Range, province du Punjab, Pakistan).

μ_b augmente, le biseau critique augmente et favorise l'épaississement du prisme. Ces paramètres déterminent aussi le style de déformation : μ_b et λ_b contrôlent l'inclinaison ψ_b de la contrainte principale σ_1 avec le niveau de décollement, et donc les angles δ_b et δ_f de chacune des failles conjuguées avec ce même niveau (Figure I.2 ; e.g. Davis & Engelder, 1985). Plus la friction est forte, plus la faille synthétique est horizontale et donc favorisée, et inversement pour la faille antithétique. Le modèle prédit ainsi la géométrie des failles et le style de déformation par chevauchements dominants (vers l'avant-pays, fort μ_b; Figure I.3A ; Malavieille, 1984; Calassou et al., 1993) ou à double vergence (faible μ_b, Figure I.3C ; e.g. Bonini, 2007).

Ce modèle expliquerait bien la géométrie des prismes d'accrétion continentaux impliquant des matériaux en friction pure tels ceux de Taïwan, de l'Himalaya et des Alpes avec des biseaux critiques $\alpha + \beta \approx 7 - 9°$ où les structures sont principalement chevauchantes (Figure I.3A). Le prisme de Taïwan a été l'un des plus étudié. Suite à des compagnes d'exploration pétrolière, sa topographie $\alpha = 2,9°$ (Davis et al., 1983) a été corrélée à une pente du niveau de décollement $\beta = 6°$ (Suppe, 1980; Suppe et al., 1981), une pression de fluide constante $\lambda = \lambda_b = 0,67$ (Suppe & Wittke, 1977; Suppe et al., 1981; Davis et al., 1983). Les coefficients de friction sont estimés en considérant la loi empirique de Byerlee (1978) où $\mu_b = 0,85$ et par déduction $\mu = 1,1 - 1,03$ (Davis et al., 1983; Dahlen, 1984). Ce modèle a également été appliqué aux prismes d'accrétions sous-marins de la Barbade (Moore et al., 1982), des Aléoutiennes (Von Huene et al., 1979), du Pérou (Keller et al., 1979), de Java (Hamilton, 1979), du Japon (Nasu et al., 1979), etc. et pouvant être liés à de fortes pressions de fluides $\lambda = \lambda_b > 0,80$ (Davis et al., 1983; Dahlen, 1990). Ce modèle offre une solution analytique rigoureuse permettant d'expliquer la dynamique des prismes

en modélisations analogiques et numériques. Néanmoins, ce modèle s'applique essentiellement dans un contexte isotrope et reste donc à ce stade simpliste.

Modèle des prismes imbriqués

Le modèle du prisme critique de Coulomb ne concerne que les rhéologies cassantes de la croûte supérieure. Bien qu'il ait été appliqué à l'échelle d'une chaîne de montagnes dans son intégralité (Jamieson & Beaumont, 1988; Willett et al., 1993), il n'explique pas la géométrie des prismes constitués de roches non coulombiennes ainsi que les conditions de leur développement et les styles de déformation d'une majorité des ceintures plissées naturelles (Davis & Engelder, 1985; Ford, 2004). Par exemple, dans les bassins d'avant-pays, les décollements les plus fréquents sont les couches évaporitiques (halite, anhydrite, gypse) de centaines de mètres d'épaisseur. Aux profondeurs habituelles des niveaux de décollements (2-6 km), pour des taux de déformations géologiques ($10^{-14\pm1}$ sec^{-1}) et un gradient géothermique de 20-35°C/km, ces couches sont assimilées à des corps visqueux. Ces prismes présentent un faible $\alpha + \beta$ ($< 2°$) en raison de la faible résistance des couches visqueuses (Davis & Engelder, 1985) et peuvent s'étendre sur plus de 500 km. Selon Davis & Engelder (1985), ce modèle pourait s'appliquer aux ceintures plissées de couverture décrites dans les Appalaches (Rodgers, 1963), les Pyrénées (Brinkmann & Lögters, 1968), les Carpates (Paraschiv & Olteanu, 1970), le Jura (Laubscher, 1972), le Zagros (Farhoudi, 1978), Salt Range (Yeats & Lawrence, 1985) etc. qui se caractérisent par une association de chevauchements et rétrochevauchements (Figure I.3B).

Par ailleurs, le prisme critique de Coulomb néglige les déplacements et les déformations de socle à l'avant du prisme, en omettant que les contraintes peuvent être suffisantes pour y initier des déformations et/ou réactiver des zones de faiblesses préexistantes (Figure I.4). Le niveau de décollement de tels prismes serait donc plus profond et impliquerait un découplage entre une croûte inférieure à comportement non-newtonien, et une croûte supérieure à comportement coulombien (e.g. Mouthereau et al., 2006). Ce modèle permettrait d'expliquer des prismes tectoniques crustaux présentant un faible $\alpha + \beta$ similaire au prisme tectonique de couverture.

Lacombe & Mouthereau (1999) ont ainsi proposé un modèle impliquant des prismes imbriqués. Un compartiment superficiel, affectant une couverture sédimentaire décollée, forme la partie frontale d'un compartiment de plus grande dimension qui est limité à sa base par un décollement profond (Figure I.4). Les contraintes tectoniques sont ainsi transférées d'un prisme crustal (μ_c, λ_c) vers la couverture sédimentaire, certainement à la faveur d'un niveau de décollement éva-

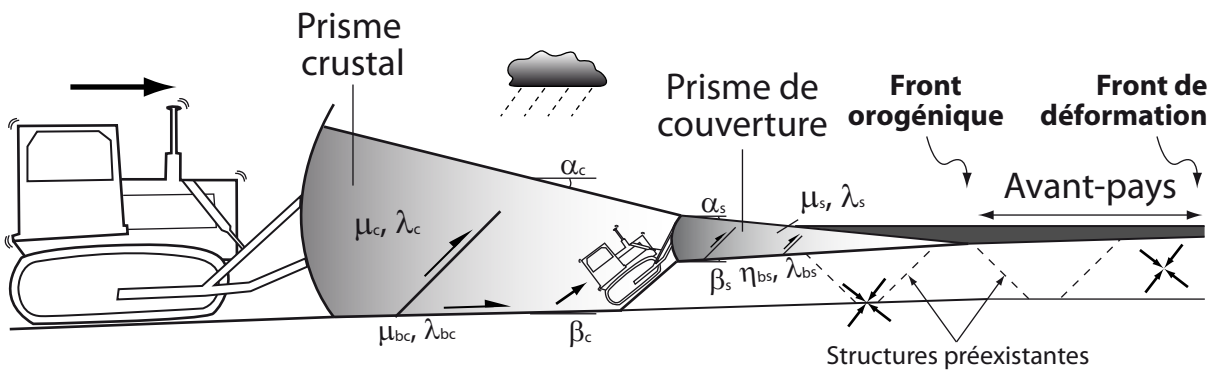

Figure I.4 – Modèle d'incorporation de l'avant-pays dans l'orogène : prismes imbriqués dans le cas d'une tectonique mixte de décollements superficiels et profonds (modifiée, d'après Lacombe & Mouthereau, 1999). Le transfert des contraintes de la croûte (μ_c) vers la couverture sédimentaire moins résistante (μ_s), génère un prisme de couverture en avant du prisme crustal. La transmission des contraintes compressives dans l'avant-pays et la présence de structures préexistantes, déterminent un front de déformation en avant du front orogénique.

poritique (η, λ). Elles définissent ainsi un prisme de couverture selon Davis & Engelder (1985). L'implication du socle dans le raccourcissement permet aussi la transmission des contraintes tectoniques et la propagation du front de déformation dans l'avant-pays. Ainsi, en raison de la rigidité de la croûte les contraintes compressives s'enregistrent jusqu'à 1 300 km du front orogénique nord-alpin actuel (Ziegler, 1987), et jusqu'à 1 700 km du front de l'orogène appalachien de l'est des Etats-Unis (Craddock et al., 1993). Dans le nord de la cordillère canadienne, Mazzotti & Hyndman (2002) ont ainsi montré que le transfert des contraintes dans une croûte rigide permet le développement d'une ceinture plissée de couverture 600 km à l'est de la collision entre le bloc Yakutat et la marge américaine.

Ce modèle de prismes imbriqués pourrait expliquer la formation des ceintures plissées de l'Aconcagua dans les Andes centrales en Argentine (Hilley et al., 2004), et du Zagros en Iran (Mouthereau et al., 2006), qui impliquent à la fois des tectoniques de socle et de couverture.

Modèle de soulèvement des blocs crustaux

La croûte continentale n'est pas mécaniquement isotrope. Les hétérogénéités rhéologiques et les discontinuités crustales préexistantes jouent une rôle fondamental dans l'élargissement des orogènes. Ainsi, de nombreuses études ont montré que la déformation est associée à la réactivation d'anciens accidents de socles et donc à l'inversion des bassins extensifs antérieurs (e.g.

Burtman, 1975; Jordan & Allmendinger, 1986; Tapponnier et al., 1990; Brun & Nalpas, 1996; Bilham & England, 2001; Buiter & Pfiffner, 2003; Hilley et al., 2005). Cette réactivation est possible si la contrainte principale σ_1 leur est au moins légèrement oblique (Sibson, 1985; Ziegler, 1987) ou si les gradients de pression de fluide $\delta(\lambda)$ dans la croûte sont suffisamment forts (Sibson et al., 1988). En effet, la transition d'une pression de fluide hydrostatique à une pression supralithostatique opposent tous deux des tractions normales vis-à-vis du plan de faille. Si le gradient est suffisamment fort, le mouvement le long de failles fortement pentées devient possible. Ainsi, les zones de faiblesses crustales, sous l'effet de la tectonique, localisent la déformation et le soulèvement de blocs crustaux isolés dans l'avant-pays (Figure I.5 ; Willett et al., 1993; Hilley et al., 2005). Ces blocs délimitent des bassins intra-montagneux disjoints ou non de l'avant-pays (Humphrey & Konrad, 2000; Sobel et al., 2003).

Ces blocs soulevés sont généralement délimités par des failles inverses crustales à fort plongement. Contrairement aux modèles de prismes critiques, ces blocs présentent peu de déformations internes. Cette situation se produit lorsque que la contrainte exercée sur les discontinuités crustales est suffisante, alors qu'elle est insuffisante pour générer une déformation interne dans le reste de l'orogène. Hilley et al. (2005) ont proposé un modèle simple ou l'avant-pays est fragmenté par des hétérogénéités crustales constitués de blocs crustaux possédant chacun leur propre pression de fluide interne λ_c et leur propre rhéologie (Figure I.5). Ils sont délimités par des surfaces de contacts assimilables à des failles avec leur propre friction μ_b et pression de fluide λ_b. La résistance à la déformation le long de ces plans de failles augmente avec la pente β de la faille et son coefficient de friction, et avec la diminution de la pression de fluide. La contrainte lithostatique générée par la construction du relief change les conditions mécaniques le long de la structure réactivée. Lorsque la résistance au glissement le long du plan de faille est trop forte, la rupture à une autre discontinuité préexistante dont le relief est moins important est favorisée (Figure I.5 ; Willett & Beaumont, 1994; Royden, 1996; Hilley et al., 2005). Si les paramètres mécaniques (λ, μ) sont équivalents, alors les blocs sont réactivés en même temps (Buiter & Pfiffner, 2003; Hilley et al., 2005). Ainsi, la localisation de la déformation dépend de la capacité de ces structures à supporter un relief selon des facteurs qui sont hétérogènes dans l'espace et dans le temps. Selon l'exemple de Hilley et al. (2005), pour deux *failles 1* et *2* possédant une forte pente ($\beta_1 = \beta_2 = 60°$), de faibles coefficients de friction ($\mu_{b1} = 0,3$ et $\mu_{b2} = 0,4$) et des pressions de fluide λ_{c1-2} et λ_{b1-2} nulles, la déformation s'initie initialement sur la *faille 1* et migre vers la *faille 2* pour une pente topographique α créée inférieure à 10°. Cette pente augmente pour des

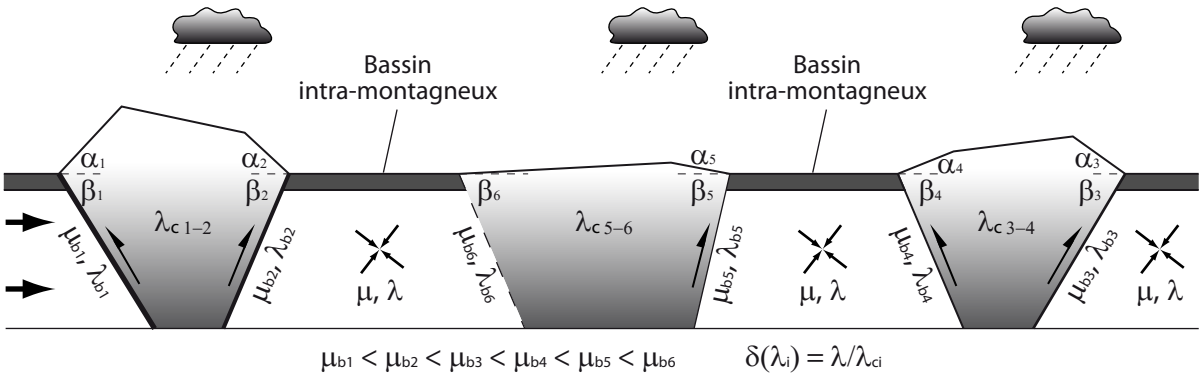

Figure I.5 – Modèle d'incorporation de l'avant-pays dans l'orogène : soulèvement de blocs crustaux, isolés dans l'avant-pays (modifiée, d'après Hilley et al., 2005). Dans ce cas, six structures préexistantes sont susceptibles de localiser la déformation. Celle-ci s'initie le long de la structure la moins résistante (faible μ_{b1} et/ou faible $\delta(\lambda_1)$), et le relief se construit à l'aplomb d'une faille crustale à fort plongement. Lorsque le poids du relief créé est trop fort, la déformation est favorisée par une structure à plus fort coefficient de friction ($\mu_{b2} > \mu_{b1}$) et/ou plus fort gradient de pression de fluide ($\delta(\lambda_1) > \delta(\lambda_2)$), mais sans relief associé. Et ainsi de suite...

coefficients de friction plus forts ($\mu_{b1-2} = 0,6 - 0,7$, $\alpha \approx 15°$) ou diminue pour des pressions de fluide plus fortes ($\mu_{b1-2} = 0,6 - 0,7$, $\lambda_b = 0,4$, $\alpha \approx 5°$) (Hilley et al., 2005). Dans ce modèle, la propagation du front de déformation peut s'effectuer soit vers l'extérieur, soit vers l'intérieur de l'orogène (Hilley et al., 2005). Les blocs isolés dans l'avant-pays sont ainsi progressivement incorporés à l'orogène (Deeken et al., 2006; Mora et al., 2006; Mortimer et al., 2007; Mora et al., 2008; Parra et al., 2009b,a), les bassins intra-montagneux sont progressivement refermés puis exhumés (Hilley & Strecker, 2005; Mortimer et al., 2007).

Ce modèle est difficile à appliquer aux observations géologiques car l'estimation des différents paramètres physiques reste mal contrainte. Néanmoins, ce modèle permettrait d'expliquer le soulèvement de larges provinces crustales dans les domaines d'avant-pays, telles les Sierras Pampeanas dans l'avant-pays argentin (Ramos et al., 2002; Carrapa et al., 2008) ou des sierras intégrées dans le plateau de la Puna (Andes centrales; Hilley & Strecker, 2005; Mortimer et al., 2007), dans l'avant-pays sud himalayen (e.g. Bilham & England, 2001), dans les provinces de Tian Shan en Asie centrale (Burtman, 1975), de Qilan Shan dans le nord-est du plateau himalayen (Tapponnier et al., 1990), et des Laramides dans l'ouest des Etats-Unis (Gries, 1983).

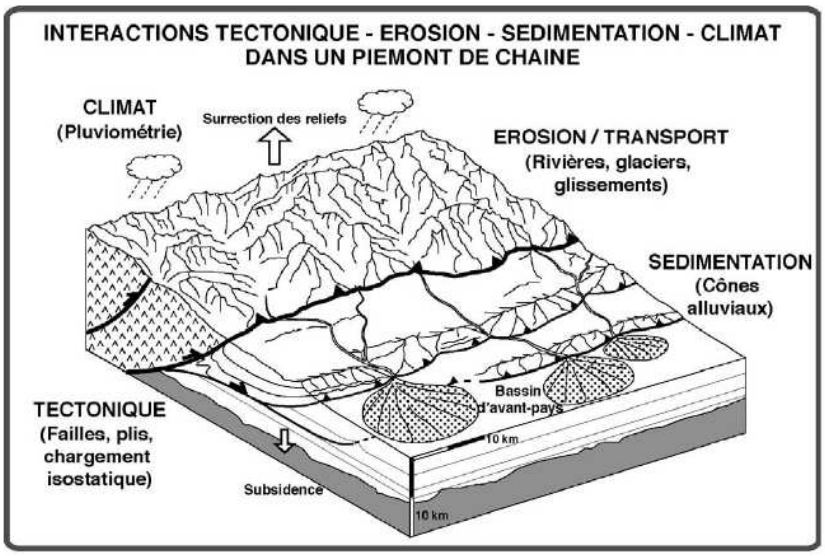

Figure I.6 – Système géomorphologique dans les chaînes : les soulèvements tectoniques créés un relief qui interagit avec le climat (Graveleau, 2008). La précipitation permet le transfert de matière depuis l'intérieur de l'orogène jusqu'à l'avant-pays. L'érosion du relief génère une surrection isostatique alors que la sédimentation dans l'avant-pays provoque une subsidence isostatique.

Couplage tectonique/climat

L'ensemble des processus responsables de la mobilisation des particules à la surface de la lithosphère résulte des réponses morphologiques dans les reliefs (érosion, transport) et sédimentaires aux pieds des reliefs (dépôts), et des processus externes tels le climat, les mouvements verticaux et l'eustatisme. La redistribution des masses à la surface de la lithosphère par les processus de surface, modifie l'état des contraintes dans l'orogène et donc son développement et sa géométrie (e.g. Willett, 1999; Beaumont et al., 2001, 2004; Jamieson et al., 2004; Strecker et al., 2009). Par exemple, le climat contrôle le taux de précipitation dans les chaînes de montagnes et donc l'érosion qui s'oppose à la formation du relief tandis que le transfert de matière résulte en une sédimentation qui comble les dépressions. A l'échelle de l'orogène, l'érosion crée un déficit de masse impliquant une surrection isostatique, alors que la sédimentation génère plutôt un excédent de masse et provoque donc une subsidence isostatique (Figure I.6 ; e.g. Schumm, 1963; Molnar & Tapponnier, 1978; Molnar & England, 1990; Stüwe, 2002; Phillips, 2002; Strecker et al., 2009). Ainsi, l'érosion entretien l'exhumation des orogènes par la destruction du relief.

Dans les ceintures plissées, les mouvements verticaux provoquent une forte incision des vallées pour un maintien et un réajustement des systèmes de drainage. Cela a pour conséquence la redistribution du matériel du haut vers le bas des reliefs qui s'accompagne d'un flux de matière considérable vers l'exutoire des bassins versants. Ces processus traduisent des interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation. Cela est conditionné par la capacité des cours d'eau à inciser le substratum et à transporter les sédiments. Ainsi, la croissance des ceintures plissées, qu'elle soit par prismes tectoniques critiques ou par l'incorporation de blocs crustaux soulevés dans l'avant-pays, est partiellement contrôlée par l'ajout ou le retrait de matériel le long des chaines de montagnes respectivement par accrétion tectonique ou processus d'érosion. Dans le cas du prisme tectonique, le retrait continuel de la matière au toit du prisme y entretient une déformation continue qui lui permet de maintenir un état sous-critique (Figure I.2 ; e.g. Dahlen & Suppe, 1988; Dahlen, 1990; Willett & Beaumont, 1994; Leturmy et al., 2000; Hilley et al., 2004). Dans le modèle du soulèvement des blocs crustaux, le retrait de matière entretient un faible relief et donc l'activité de la structure sous-jacente (Figure I.5 ; e.g. Hilley et al., 2005; Mortimer et al., 2007; Strecker et al., 2007). Dans les deux cas, si les conditions tectoniques (raccourcissement) et climatiques (précipitation) restent constantes, les conditions atteignent un état stationnaire dynamique durant lequel le volume de matériel entrant dans le système (accrétion latérale, soulèvement), et sortant (érosion) sont équivalents. La dénudation des reliefs limite la migration de la déformation vers l'avant-pays, pour les prismes critiques, ou vers une structure plus résistante pour les blocs crustaux réactivés (Figure I.5).

Le soulèvement des orogènes érige des barrières orographiques qui interfèrent sur la circulation atmosphérique, la pluviométrie et les processus de surfaces (Koons, 1989; Horton, 1999; Strecker et al., 2007). Le versant faisant face au courant atmosphérique concentre l'essentiel des précipitations au détriment du versant opposé. Ce phénomène s'observe bien par exemple dans l'Himalaya (e.g. Burbank et al., 2003; Bookhagen & Burbank, 2006) et dans les Pyrénées. Dans les Andes centrales où le courant atmosphérique est bloqué depuis l'est, ce phénomène se traduirait par l'aridification de l'intérieur de l'orogène ainsi que la formation d'un réseau de drainage endoréique (Strecker et al., 2007). L'érosion se limiterait alors à l'orogène et les sédiments s'y retrouverait piégés. Selon Strecker et al. (2007) la contrainte gravitationnelle augmenterait alors dans le coeur de la chaîne et favoriserait le soulèvement de nouvelles structures dans l'avant-pays et ensuite leur incorporation à l'orogène. Ce processus aurait facilité l'élargissement et le maintien du plateau de l'Altiplano-Puna jusqu'à l'Actuel.

1.2 Origine de l'extension intra-orogénique

La découverte de structures extensives dans les orogènes, notamment dans les Andes et l'Himalaya (e.g. Molnar & Tapponnier, 1978; Dalmayrac & Molnar, 1981; Sébrier et al., 1985), a posé la question de leur origine dans les zones de convergence actives. Elles peuvent être syn-, tardi- ou post-orogénique.

Extension syn-orogénique

L'extension syn-orogénique peut être le résultat des forces horizontales ou de volume qui dépendent de la convergence des plaques ou de processus gravitaires indépendant de l'état des contraintes régional :

1) Dans les orogènes, la principale condition aux limites qui contrôlent la déformation intra-continentale est le mouvement relatif des plaques. La majorité des orogènes est le résultat d'une convergence oblique (Fitch, 1972; Vauchez & Nicolas, 1991) qui se traduit par un régime tectonique en transpression où la déformation est partitionnée par un système de failles sur décrochement (cisaillement simple) et en contraction (cisaillement pur; McKenzie & Jackson, 1983; Molnar, 1992; Teyssier et al., 1995; Dewey et al., 1998). Lorsque l'angle de convergence est inférieur à 20°, le partitionnement est fort et dominé par des décrochements (Tikoff & Teyssier, 1994; Teyssier & Tikoff, 1998). Ce partitionnement s'observe bien dans certaines zones de convergence actives telles à Sumatra (McCaffrey, 1992; Tikoff & Teyssier, 1994), dans le système de faille de San Andreas (Mount & Suppe, 1987; Sylvester, 1988; Teyssier & Tikoff, 1998) et en Turquie (Jackson, 1992). Au contraire, si l'angle de convergence est supérieur à 20°, le partitionnement est faible et dominé par du chevauchement (e.g. Alpes de Nouvelle-Zélande; Cashman et al., 1992; Teyssier et al., 1995). Toute les zones en transpression avec une composante décrochante possède une extension perpendiculaire à la direction de contraction (Jamison, 1991; Krantz, 1995). Celle-ci est principalement localisée dans les relais transtensifs le long des décrochements où elle délimite des bassins allongés, des *sag ponds* ou à l'échelle régionale des bassins en *pull-apart* caractérisés en coupe par des structures en fleurs négatives (e.g. Sylvester, 1988; Woodcock & Rickards, 2003). A l'extrémité des décrochements, le mouvement de la faille se traduit par la formation de fentes en traction ou un dispositif en queue de cheval dans les zones distensives (e.g. Nougier, 2000). Ces structures extensives s'observerons majoritairement dans les régions où le partitionnement est fort, c'est-à-dire où l'angle de convergence est faible.

2) Certains auteurs ont suggéré que le raccourcissement dans les zones de convergence active n'est pas accommodé par un épaississement vertical, mais par un mouvement latéral de la matière. Ce modèle suggère que l'essentiel du poinçonnement d'une plaque continentale est accommodé le long de décrochements intracontinentaux ou par des forces de volume permettant le déplacement de la matière de zones à relief élevé vers des zones plus basses (Tapponnier & Molnar, 1976; Tapponnier et al., 1982; England, 1982; Davy & Cobbold, 1988). Ce processus est définit comme une extrusion ou un échappement d'un bloc continental vers une bordure libre et implique la formation de bassins transtensifs (*pull-apart*) à extensifs. Ainsi l'extrusion vers l'est de la Chine du nord s'effectuerait le long d'un décrochement senestre transtensif (ensemble Baïkal, Stanovoy, Santar-Liziansky) suite à la collision Inde-Tibet (Tapponnier et al., 1982; Davy & Cobbold, 1988). De même, l'extrusion de l'Anatolie vers la mer Egée (e.g. Le Pichon et al., 1994) et des Andes de Mérida vers la plaque Caraïbe (Dhont et al., 2005; Backé et al., 2006a) permettraient d'expliquer certaines structures transtensives intra-orogéniques.

3) Plusieurs études de terrain et analytiques ont suggéré qu'une partie des escarpements observés au coeur des chaînes de montagnes résulteraient de rebonds lithosphériques postglaciaires (Jäckli, 1965; Sébrier et al., 1997; Hampel & Hetzel, 2006; Ustaszewski et al., 2008). Le jeu normal de discontinuités subverticales, (failles, limites lithologiques, schistosités) serait enregistré préférentiellement après le recul des glaciers. Cela se caractériserait par l'augmentation de l'activité sismique (Sébrier et al., 1997) ou une accélération cinématique de la faille (Hampel & Hetzel, 2006). Ustaszewski et al. (2008) ont montré qu'un rebond élastique plus important dans le fond des vallées glaciaires que sur leurs versants, pourrait entrainer des déplacements différentiels à composante normale le long de ces discontinuités. Les rejets de telles structures pourrait expliquer certains escarpements dans les chaînes de montagnes dont la hauteur varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres.

4) A l'échelle des versants, les structures extensives traduisent des déstabilisations gravitaires plus superficielles dues à des instabilités de pentes (chutes de blocs, écroulements, basculements, glissements rotationnels et translationnels, étalements, écoulements, etc; e.g. Varnes, 1978; Selby, 1982). Ces déstabilisations correspondent à des évènements catastrophiques qui sont le plus souvent le résultat d'une conjonction entre la nature et les propriétés mécaniques des matériaux, les plans de ruptures préférentiels, la teneur en eau des matériaux, l'érosion de bas de versant, l'ac-

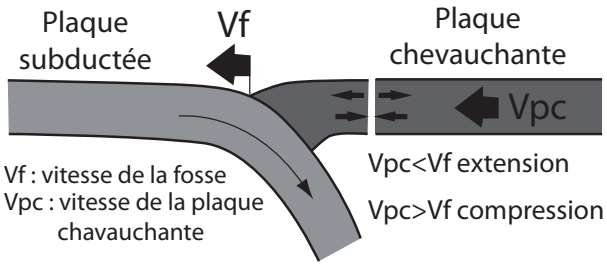

Figure I.7 – Cinématique des plaques gouvernant l'état des contraintes arrière-arc dans une zone de subduction (modifiée, d'après Guillaume, 2008).

tivité sismique et l'activité anthropique. Ces processus sont présentés en détails dans les travaux de Bachmann (2006) et Ortuño (2008).

Les points 1) et 2) traduisent un état des contraintes extensifs (σ_1 vertical) dans un régime tectonique transpressif à transtensif alors que les points 3) et 4) correspondent plutôt à des processus gravitaires indépendant du régime tectonique.

Extension tardi- à post-orogénique

L'extension tardi- à post-orogénique traduit un changement dans les conditions aux limites des plaques. Elle se traduit par un changement dans le régime des contraintes dans les orogènes :

1) Dans les zones de subduction, l'état des contraintes dans la plaque supérieure est contrôlée par la différence entre vitesse absolue (dans un référentiel lié aux points chauds) de la plaque chevauchante (Vpc) et la vitesse de retrait de la fosse océanique (Vf, e.g. Silver et al., 1998; Heuret & Lallemand, 2005; Schellart et al., 2008). Si cette dernière est la plus forte, alors le régime tectonique arrière-arc devient extensif ce qui peut initier un rifting arrière-arc (Figure I.7). Selon Heuret & Lallemand (2005) dans 75% des zones de subduction, lorsque le mouvement de la plaque supérieure est en direction de l'océan, il se produit un raccourcissement dans la plaque chevauchante (σ_1 horizontal) alors que lorsque la plaque supérieure se déplace dans la direction opposée, l'état des contraintes est plutôt extensif (σ_1 vertical). Les modèles numériques et analytiques de Schellart et al. (2007) et Schellart (2008a) suggèrent que l'extension est facilitée lors d'un retrait rapide de la fosse de subduction en direction de l'océan, situation qui se produit préférentiellement proche des extrémités de plaques où le flux du matériel mantellique génère une force de traction vers le bas (*slab pull*) dans le panneau plongeant. Par ailleurs, les

modèles analogiques montrent que la seule dynamique du plaque plongeante peut modifier l'état des contraintes dans la plaque supérieure (Guillaume, 2008; Guillaume et al., 2009a). Lorsque la plaque plongeante devient verticale, il tend à reculer (*slab roll-back*), la vitesse de la subduction est alors plus faible et la vitesse de recul de la fosse (Vf), qui suit le mouvement de la plaque plongeante, augmente vis-à-vis de la plaque chevauchante (Vpc ; Figure I.7). En conséquence, l'état des contraintes dans la plaque chevauchante devient plus extensive (e.g. Guillaume, 2008; Guillaume et al., 2009a). Cette "verticalisation" peut être la conséquence d'un ancrage du panneau plongeant dans le manteau inférieur (e.g. Heuret et al., 2007; Guillaume et al., 2009a) ou à la diminution de la vitesse de subduction (e.g. Ramos & Folguera, 2005). Selon les analyses statistiques de Lallemand et al. (2005), l'extension arrière-arc s'observe pour des plongements supérieurs à 51°. Ce modèle expliquerait bien l'extension arrière arc qui a amenée la formation de la Mer Egée (Le Pichon, 1982; Watts et al., 1993) et de la Mer Tyrrhénienne (Kastens & Mascle, 1990).

2) Un autre modèle suggère que sous l'effet d'un épaississement lithosphérique rapide et de l'instabilité convective du manteau, le détachement de la racine crustale dense et froide, et son remplacement par un manteau chaud et léger, peut provoquer une surrection isostatique par effet thermique (Molnar et al., 1993; Garzione et al., 2006). L'augmentation brutale du flux de chaleur couplé à l'affaiblissement de la rhéologie crustale à un refroidissement du manteau impliquent une étalement latéral de la chaîne où les forces de volumes deviennent prépondérantes (Platt & England, 1994). Ces processus impliquent un soulèvement rapide des orogènes qui, couplé à un étirement interne, expliqueraient la formation des hauts plateaux montagneux tels le Tibet et l'Altiplano-Puna (e.g. Molnar & Lyon-Caen, 1988; Platt & England, 1994; Royden, 1996; Meyer et al., 1998; Garzione et al., 2006). Ce schéma conceptuel reste néanmoins difficile à valider et d'autres mécanismes sont possibles.

3) L'extension crustale est d'origine gravitaire et résulte des forces de volume verticales induites par le poids de la chaîne et le ramollissement de la racine crustale. L'amincissement vertical et l'étirement horizontal de la lithosphère se traduit en surface par des structures extensives et s'apparente à un effondrement gravitaire où les forces de volumes sont prépondérantes (*gravitational collapse*; e.g. England, 1982; Molnar & Lyon-Caen, 1988). Trois types d'effondrements gravitaires affectant l'ensemble de la croûte ont été proposé (*cf* synthèse de Rey et al., 2001) : (1)

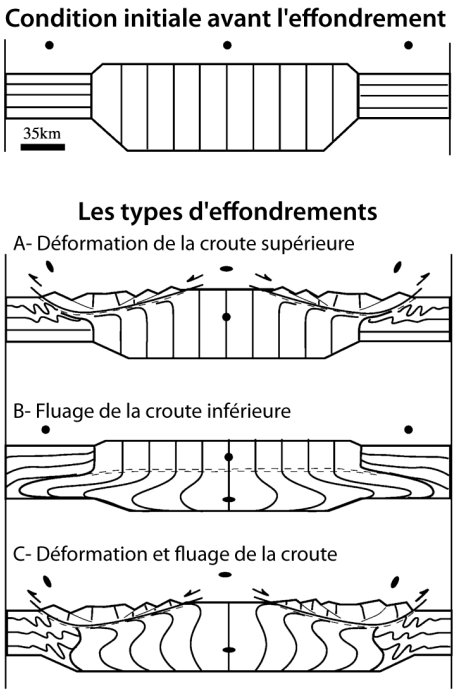

Figure I.8 – Illustrations schématisant les différents types d'effondrement gravitaire affectant l'ensemble de la croûte (Rey et al., 2001).

l'effondrement n'affecte que la croûte supérieure et se caractérise par une extension dans l'orogène et une contraction dans l'avant-pays (Figure I.8A ; e.g. Steinmann, 1907; Choukroune & Séguret, 1970) ; (2) la chaîne s'effondre sous le fluage visqueux de la croûte inférieure alors que la croûte supérieure n'est pas affectée (Figure I.8B ; e.g. Royden, 1996) ; (3) l'effondrement concerne l'ensemble de la croûte (Figure I.8C ; Rey et al., 2001). Ce dernier modèle pourrait expliquer la structuration du Basin et Range dans l'ouest des Etats-Unis. Les forces de volume y deviennent prépondérantes suite au remplacement de la subduction de la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord par une limite en décrochement (système de faille de San Andreas). La topographie correspond à des horsts et des grabens d'une longueur d'onde d'environ 50 km et à la mise en place de complexes métamorphiques (*metamorphic core complex*). Ces derniers correspondent à des zones de cisaillements ductiles et cassantes à faible pendage interprétées comme des failles normales affectant le croûte supérieure (Wernicke, 1992). Ces observations traduiraient un déformation extensive cassante dans la croûte supérieure associée à un fluage de la croûte inférieure conduisant à un amincissement crustal et un gradient géothermique haute-température, basse

pression (e.g. Wernicke, 1992). Ce schéma a également été proposé pour expliquer la structuration du Massif Central (e.g. Brun & van den Driessche, 1994), des Calédonides de Norvège (e.g. Andersen et al., 1994; Fossen, 2000) et de la Mer Egée (e.g. Patriat & Jolivet, 1998).

2 Problématique : le régime tectonique plio-quaternaire dans les sud des Andes centrales

Les Andes centrales résultent de la convergence entre les plaques Amérique du Sud et Nazca qui se traduit par la subduction de cette dernière (Barazangi & Isacks, 1976; Cahill & Isacks, 1992; Jordan et al., 1983; Allmendinger et al., 1997). Leur structuration dépend de différents processus tectoniques, tels la géométrie de la subduction (e.g. Jordan et al., 1983; Isacks, 1988), l'épaisseur du manteau lithosphérique sous l'orocline bolivien (e.g. Royden, 1996; Garzione et al., 2006), le couplage interplaque (e.g. Lamb & Davis, 2003), la localisation de zones de faiblesses préexistantes dans la croûte (héritage structural) et dans la couverture sédimentaire (roches ductiles) (Allmendinger et al., 1983; Giambiagi & Ramos, 2002; Ramos et al., 2002; Hilley et al., 2004; Hilley & Coutand, 2010), et l'évolution dans le temps et dans l'espace d'érosion (Horton, 1999; Strecker et al., 2007; Hilley & Coutand, 2010).

La zone étudiée concerne les Andes de Neuquén et leur avant-pays entre 35 et 39°S, dans le sud des Andes centrales (Figure I.9). La tectonique active s'estime au premier ordre par la sismicité crustale. Celle-ci est particulièrement intense entre 30 et 35°S et faiblit significativement vers le sud. A 35°S, la sismicité s'enregistre jusqu'à 700 km à l'est de la fosse de subduction alors qu'elle ne se localise plus qu'à environ 300 km à 39°S où elle est quasiment absente dans le versant oriental de la chaîne. Le raccourcissement suit une évolution similaire puisqu'il est d'environ 160 km à 30°S, 58 km à 35°S et de seulement 15 km à 38°S (Figure I.9 ; Introcaso et al., 1992; Martínez et al., 1997; Zapata et al., 1999; Ramos et al., 2004; Vietor & Echtler, 2006). La tectonique active dans le sud des Andes centrales est donc difficile à estimer : est-elle absente, faible et/ou asismique ?

En raison de l'absence d'une tectonique active évidente au premier ordre, le régime tectonique plio-quaternaire fait débat dans les Andes de Neuquén. Certains auteurs estiment que suite à la verticalisation de la plaque en subduction associé au retrait de la fosse de subduction (*slab roll-back*), le régime tectonique devient extensif au Plio-Quaternaire (Ramos & Folguera, 2005; Folguera et al., 2006, 2007b, 2008, 2009, 2010). Les arguments se basent principalement sur l'observation en surface d'escarpements de longueurs inférieures à 10 km et d'une centaine de mètres de haut, par exemple au pied du volcan Tromen (Folguera et al., 2008), dans le Bassin de Loncopué (Folguera et al., 2010) ou à l'aplomb de l'anticlinal des Chihuidos (Backé, 2006).

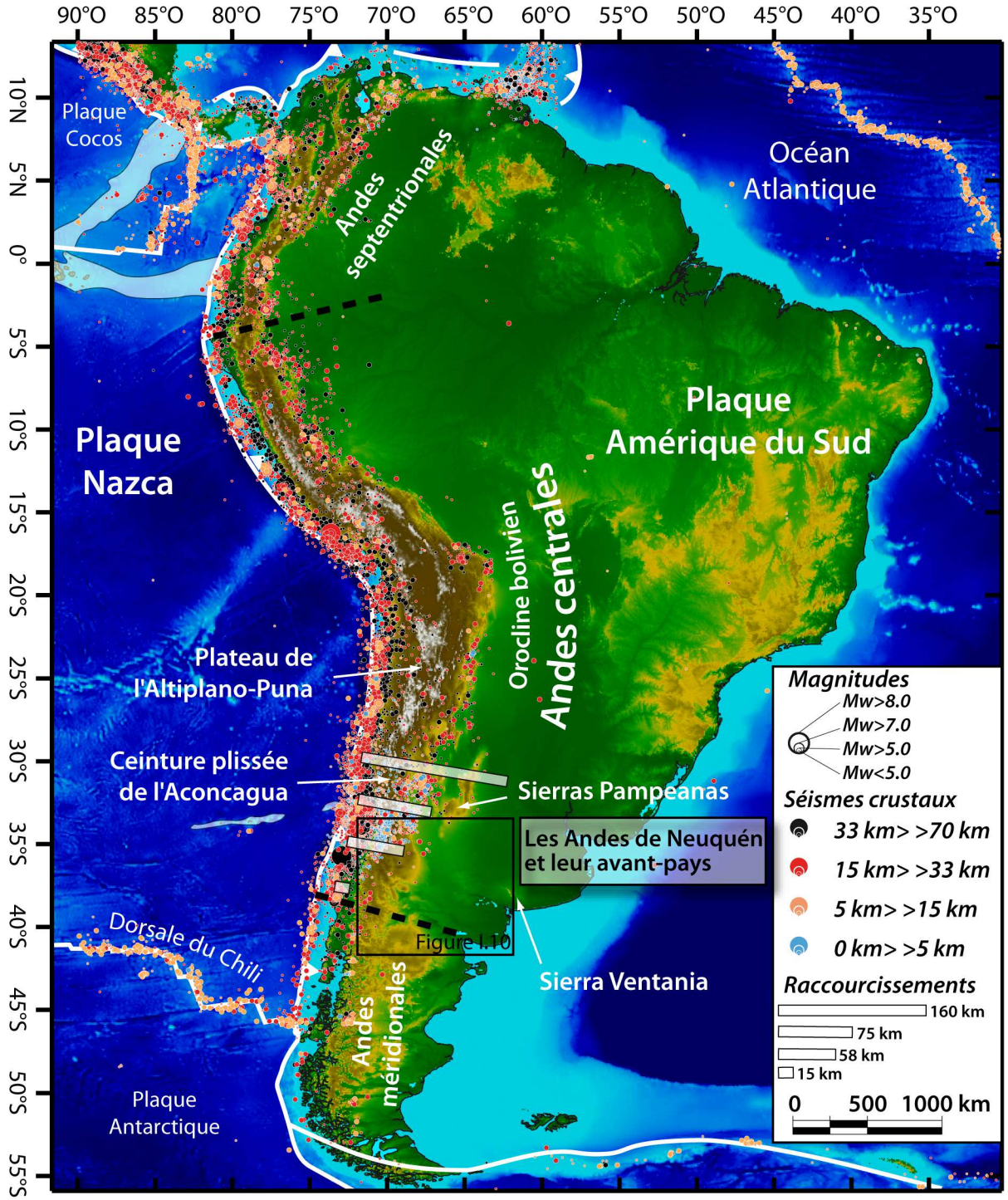

Figure I.9 – Localisation de la zone étudiée : les travaux présentés ici traitent des Andes de Neuquén et de leur avant-pays. La sismicité crustale (<70 km) et le raccourcissement total diminuent vers le sud. Les données de sismicité sont issues du site USGS National Earthquake Centre (www.earthquake.usgs.gov). Les valeurs de raccourcissement proviennent des travaux de Introcaso et al. (1992), Martínez et al. (1997), Zapata et al. (1999), Ramos et al. (2004) et Vietor & Echtler (2006).

Sur les lignes sismiques, ces escarpements délimitent des dépressions de quelques kilomètres de larges, comblées par des dépôts plio-quaternaires. Mais l'origine tectonique de ces depressions et escarpements n'est pas évidentes et leur dimensions ne correspondent pas forcément à des déformations d'échelle crustale. Ces observations ne semblent donc pas suffisamment solide pour caractériser le régime tectonique plio-quaternaire.

D'autres travaux suggèrent en revanche que le régime tectonique reste compressif à l'Actuel malgré la verticalisation du slab et de la faible sismicité. L'argument le plus crédible vient de la carte du champ des contraintes actuelles grâce aux mesures *in-situ* des ovalisations de puits pétroliers (Figure I.10 ; Guzmán et al., 2007). Celle-ci montre que la contrainte horizontal maximale est compressive et parallèle à la direction ONO de convergence des plaques. Cette observation suggère que les forces aux limites des plaques contrôlent à l'Actuel l'état des contraintes arrière-arc dans le sud des Andes centrales et donc que le régime tectonique reste compressif. Des observations géologiques de terrain tendent à confirmer cette hypothèse puisque des déformations plio-quaternaires ont été observées dans des alluvions plio-quaternaires dans la Pampa de Tril (37°S; Backé, 2006), dans des laves pléistocènes le long de la bordure orientale du Bloc de San Rafael (35°S; Lucero, 2002; Costa et al., 2004) et dans la ceinture plissée des Guañacos (37°S; Folguera et al., 2007a) (Figure I.10).

En parallèle à la question du régime tectonique actuelle dans la zone étudiée, l'origine de la morphologie actuelle des Andes centrales n'est pas encore bien comprise. La forte variabilité latitudinale de cette dernière suggère que la structuration de l'orogène n'est pas homogène et qu'elle peut résulter de différentes mécanismes d'élargissement détaillés plus haut (section I.1.1; Hilley & Coutand, 2010). Par exemple, la formation du plateau de l'Altiplano-Puna, des Sierras Pampeanas (20-33°S) et de la Sierra Ventania au cours du Néogène, impliquent le soulèvement de blocs crustaux initialement isolés dans l'avant-pays qui ont ensuite été ou tendent à être intégrés à l'orogène (Figures I.9 et I.10 ; Ramos et al., 2002; Hilley et al., 2005; Demoulin et al., 2005; Mortimer et al., 2007; Carrapa et al., 2008). Par contre, Giambiagi et al. (2001) et Hilley et al. (2004) ont suggéré que la ceinture plissée de l'Aconcagua (33°S) se développe selon le modèle des prismes orogéniques critiques du type de Davis et al. (1983) et de Lacombe & Mouthereau (1999). L'élargissement de l'orogène s'y est réalisé par la propagation progressive de la déformation vers l'avant-pays à la faveur de structures préexistantes crustales, et des couches ductiles de la couverture sédimentaire. Dans les Andes de Neuquén, les études structurales et l'imagerie sismique