Evolution cénozoïque des Andes méridionales : approche morphotectonique, géochronologique et apports de la modélisation analogique

Benjamin Guillaume

▶ **To cite this version:**

Benjamin Guillaume. Evolution cénozoïque des Andes méridionales : approche morphotectonique, géochronologique et apports de la modélisation analogique. Planète et Univers [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2008. Français. NNT : . tel-00375363

HAL Id: tel-00375363

https://theses.hal.science/tel-00375363

Submitted on 14 Apr 2009

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.

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III - Paul Sabatier*
Discipline ou spécialité : *Sciences de la Terre*

Présentée et soutenue par *Benjamin GUILLAUME*
Le *10 décembre 2008*

Évolution cénozoïque des Andes méridionales : approche morphotectonique, géochronologique et apports de la modélisation analogique

---

JURY

Gérard Hérail	*Directeur de Recherche IRD, Toulouse*	*Président*
Christian Sue	*Professeur IUEM, Brest*	*Rapporteur*
Emmanuel Tric	*Professeur Géosciences Azur, Nice*	*Rapporteur*
Jean-Pierre Brun	*Professeur Géosciences Rennes*	*Examinateur*
Yves Hervouët	*Professeur UPPA, Pau*	*Examinateur*
Joseph Martinod	*Professeur UPS, Toulouse*	*Directeur de thèse*

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*
Unité de recherche : *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie*
Directeurs de Thèse : *Joseph Martinod, Professeur, UPS, Toulouse*
Claudio Faccenna, Professeur, Università Roma Tre, Italie

"When standing in the middle of one of these desert plains and looking towards the interior, the view is generally bounded by the escarpment of another plain, rather higher, but equally level and desolate; and in every other direction the horizon is indistinct from the trembling mirage which seems to rise from the heated surface."

Charles Darwin, 1833

Remerciements

Ce travail de thèse a été soutenue financièrement au travers de deux projets INSU : le projet DyETI "Dynamique de la lithosphère" (2004-2007) coordonné par Serge Lallemand et le projet Reliefs de la Terre "Couplage entre circulation mantellique, érosion et topographie : exemple de la Patagonie" (2007-2008) coordonné par Joseph Martinod, et a bénéficié de l'octroi d'une bourse par l'Institut de Recherche pour le Développement pour une durée de quatre mois.

L'écriture de ces remerciements vient clôturer la rédaction de ce manuscrit. C'est déjà avec une pointe de nostalgie que je souhaite adresser un grand merci à toutes les personnes qui m'ont accompagnées au cours de ces trois années.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse toulousain, Joseph Martinod, qui m'a soutenu et conseillé tout au long de mes travaux de recherche, aussi bien dans mon travail au quotidien au laboratoire que sur les routes empierrées de Patagonie, ou lors de mes séjours dans la cité éternelle. J'en profite également pour adresser un vif remerciement à mon second directeur de thèse, Claudio Faccenna, qui m'a accueilli à bras ouverts lors de mes passages à Rome et qui m'a proposé de poursuivre notre collaboration dans les mois qui viennent.

Je souhaite adresser ma reconnaissance à Emmanuel Tric et Christian Sue pour avoir accepté de réaliser le rapport de ce manuscrit. Je tiens également à remercier Jean-Pierre Brun pour sa participation à mon jury de thèse. Des remerciements particuliers vont à Yves Hervouët, membre de ce jury, et qui a su, au cours de mes trois premières années universitaires à Pau, me donner le goût pour la géologie. Enfin, un grand merci à Gérard Hérail, président de ce jury, qui m'a permis d'effectuer un séjour de quatre mois à l'Université du Chili à Santiago durant l'année 2006 et qui a mis en oeuvre tous les moyens matériels nécessaires au bon déroulement de mes deux missions de terrain en Patagonie. J'associe à ces remerciements l'Institut de Recherche pour le Développement pour l'octroi d'une bourse ayant contribué à financer mon séjour en Amérique du Sud et pour le rapatriement des nombreux (et donc coûteux) kilos de roches de Patagonie.

Au cours de ces trois années j'ai été amené à beaucoup voyager et je tenais à remercier toutes les personnes qui ont contribué au bon déroulement de ce travail. Ainsi et par ordre chronologique, je voulais adresser en premier lieu un grand merci aux Romains, Francesca Funiciello en tête, pour son aide précieuse dans la réalisation des modèles analogiques, mais également à Valério, Francesca, Erika et les nombreux autres avec qui j'ai pu partager de

bons moments autour d'une pizza ou lors de nos parties de "calcetto". Merci également aux personnes que j'ai pu rencontrer lors de mes séjours sud-américains, en particulier Sergio et Nelda de l'IRD Chili, mais également Rodrigo Riquelme qui m'a accompagné sur les longues et plates routes de la Patagonie argentine. Je remercie également Natalia et Alejandro de m'avoir accueilli dans leurs appartements respectifs lors de mes séjours à Santiago, Violeta pour avoir partagé son bureau avec moi à l'Université du Chili et Marcelo pour sa bonne humeur légendaire. J'adresse également un merci à Ernesto Cristallini pour son aide lors de mon séjour à Buenos Aires et à Silvia Espinach et Raul Giacosa pour leur appui en terre patagone.

Mon travail de thèse est le fruit de collaborations multiples. J'aimerais ainsi remercier chaleureusement Cécile Gautheron pour son accueil à l'université Paris-Sud et pour l'initiation au tri des apatites et à la thermochronologie basse température, Laurent Husson de Géosciences Rennes pour son aide plus que précieuse dans la compréhension et la modélisation des phénomènes de topographie dynamique, et également Michel Fornari de Géosciences Azur pour la datation Ar/Ar du basalte Cerro Piedras.

Je voudrais également remercier tous les membres de l'équipe Géodynamique qui ont toujours été de bon conseil, avec un merci tout particulier pour Martin Roddaz, sans qui la partie thermochronologie n'aurait pas été réalisée, et pour Vincent Regard qui n'a pas hésité à mettre les mains dans le sirop pour une partie des modèles analogiques réalisés à Rome.

J'aimerais adresser un merci très spécial à Damien Dhont, qui bien que n'ayant pas été directement impliqué dans ce travail de thèse, a été le premier à me lancer dans le grand bain de la recherche.

La vie au laboratoire n'aurait pas eu la même saveur sans la présence des nombreux thésards venus des quatre coins du globe. Merci à tous ceux qui ont croisé ma route, en particulier à mes compagnons de bureau : Carolina, Lucieth, Therese, Pierre et surtout un grand merci à Nico, Marianne, Cindy, Raph, Cyrielle et Giuseppe pour la bonne ambiance au quotidien et pour avoir supporté mon humour parfois douteux.

Je termine en remerciant sincèrement ma famille pour son soutien durant mes études et en particulier durant la thèse. Un merci spécial pour Christophe, dont le canapé-lit m'a servi de refuge lors de mes séjours parisiens.

Enfin, je dédie ce travail à celle qui partage ma vie depuis le début de cette thèse et qui, malgré mes nombreuses absences, a toujours su m'encourager. Merci à toi Aurélie. La vita a Roma sarà bella.

Résumé

L'étude géomorphologique et thermochronologique menée en Patagonie centrale montre l'influence de la subduction de la dorsale du Chili sur la dynamique de surface. Depuis 14 Ma, la migration vers le nord du point triple entre plaques Nazca, Antarctique et Amérique du Sud s'accompagne d'un soulèvement de grande longueur d'onde. Celui-ci affecte les Andes de Patagonie, où les âges (U-Th)/He sur apatite sont plus jeunes au sud du point triple (~7-5 Ma) qu'au nord, mais aussi le bassin à l'est de la chaîne, où les terrasses mises en place depuis le Miocène moyen ont subi des basculements N-S de ~0,1-0,2%. Ces valeurs correspondent à celles prévues par des calculs analytiques de topographie dynamique. Des modèles analogiques du processus de subduction montrent les interactions entre processus profonds et dynamique de surface : nous observons un lien entre changement de pendage du slab et déformation de la plaque supérieure, et étudions les phénomènes liés à l'ouverture d'une fenêtre de slab.

Abstract

The geomorphological and thermochronological studies carried out in the central Patagonia show the influence of the Chile spreading-ridge subduction on the surface dynamics. During the last 14 Myr, the migration of the triple junction between the Nazca, Antarctic and South America plates towards the north goes hand in hand with a long-wavelength uplift. It affects the Patagonian Andes, where Apatite (U-Th)/He ages are younger south of the triple junction (~7-5 Ma) than north of it, but also the basin located east of the mountain chain where terraces, emplaced since middle Miocene, are tilted in the N-S direction with values of 0.1-0.2%. These values correspond to the ones expected from semi-analytical analysis of dynamic topography. Analogue modelling of the subduction process shows the interaction between processes at depth and surface dynamics: we observe a link between variations of the slab dip and deformation of the overriding plate and we study the effects of the opening of a slab window.

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction et problématique **19**

1.1. Géodynamique andine **21**
1.1.1. Segmentation de la chaîne andine 21
1.1.2. Processus contrôlant l'orogenèse andine 23
1.2. Problématique : Évolution cénozoïque des Andes méridionales **28**
1.3. Objectif et démarche **30**

2. Contexte géodynamique et évolution géologique des Andes méridionales **33**

2.1. Histoire géologique de la Patagonie du Paléozoïque au Paléogène **35**
2.1.1. Socle patagonique 35
2.1.1.1. Massif du Deseado *35*
2.1.1.2. Cordillère Patagonique Australe *36*
2.1.1.3. Évolution tectonique du socle *37*
2.1.2. Cycle orogénique gondwanien 38
2.1.3. Ouverture de l'Atlantique Sud 41
2.1.4. Cycle orogénique patagonique 43
2.1.5. Cycle orogénique andin 45
2.2. Histoire géologique de la Patagonie depuis l'Oligocène **48**
2.2.1. Subduction de la dorsale active du Chili sous la Patagonie et migration du Point Triple 48
2.2.1.1. Cinématique de la subduction depuis le Néogène *48*
2.2.1.2. Ouverture d'une fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie *52*
2.2.2. Enregistrement sédimentaire et changement de dynamique du bassin patagonien 54
2.2.2.1. Transgression marine (Oligocène-Miocène) *54*
2.2.2.2. Molasse continentale (Miocène inférieur-Miocène moyen) *55*
2.2.2.3. Couverture détritique (Miocène moyen-Holocène) *57*
2.2.2.4. Synthèse *58*
2.2.3. Magmatisme d'arrière-arc 59
2.2.3.1. Laves de "plateau" *59*
2.2.3.2. Laves de "post-plateau" *61*
2.2.3.3. Datation du basalte de Cerro Piedras *63*
2.2.4. Glaciations néogènes 66
2.3. Histoire géologique de la partie septentrionale des Andes méridionales depuis le Crétacé supérieur **68**
2.3.1. Crétacé supérieur-Éocène 69
2.3.2. Éocène supérieur/Oligocène-Miocène inférieur 69
2.3.3. Miocène moyen à supérieur 70

2.3.4. Pliocène-Quaternaire 71

3. Géomorphologie du bassin de Patagonie centrale : enregistrement de la réponse dynamique à l'ouverture d'une fenêtre de slab **75**

3.1. Introduction **77**

3.2. Neogene uplift of central-eastern Patagonia: dynamic response to active spreading-ridge subduction? **78**

3.2.1. Introduction 81

3.2.2. Geological setting of central Patagonia 84

3.2.2.1. Late Oligocene to early middle Miocene: marine transgression and syn-orogenic continental molasse *84*

3.2.2.2. Late Miocene to Holocene: back-arc plateau basalts and widespread detrital cover *87*

3.2.3. Post-middle Miocene landscape evolution 88

3.2.3.1. Description of piedmont mantle cover and fluvial terrace systems *88*

3.2.3.2. Age of terraces *92*

3.2.3.3. Local tectonics *94*

3.2.3.4. Regional tilt *95*

3.2.3.4.1. South of the current CTJ position 96

3.2.3.4.2. North of the current CTJ position 97

3.2.3.5. Synthesis of N-S tilts deduced from the analysis of the present-day slopes of terraces *101*

3.2.4. Possible causes for the post-middle Miocene uplift of central-eastern Patagonia 102

3.2.4.1. Flexural response of the lithospheric plate *103*

3.2.4.2. Dynamic topography *104*

3.2.4.3. Discussion *108*

3.2.5. Conclusions 111

4. Influence de la subduction de la dorsale du Chili sur la dénudation des Andes de Patagonie **123**

4.1. Introduction **125**

4.2. Etudes préalables et choix des cibles **127**

4.3. Principes de la thermochronologie basse température par la méthode (U-Th)/He sur Apatite **131**

4.3.1. Préparation des échantillons et séparation des apatites 132

4.3.2. Analyse de la concentration en He 134

4.3.3. Analyse de la concentration en U-Th 136

4.3.4. Méthode 137
4.3.5. Détermination de l'âge d'un échantillon 140
4.4. Résultats 143
4.4.1. Profil n°1 : Nirehuao 145
4.4.2. Profil n°2 : Cerro MacKay 146
4.4.3. Profil n°3 : Monzogranite Murta 148
4.4.4. Profil n°4 : Pluton Paso Las Llaves 150
4.4.5. Profil n°5 : Granodiorite Barrancos 152
4.4.6. Profil n°6 : Cueva de las manos 154
4.5. Interprétations et discussion 157
4.5.1. Profil âge-altitude du Cerro MacKay 157
4.5.2. Variation latitudinale des âges (U-Th)/He 160
4.6. Conclusions 165

5. Interaction entre subduction et dynamique de la plaque chevauchante : apports de la modélisation analogique 167

5.1. Introduction 169
5.2. Configuration des modèles 173
5.2.1. Procédure expérimentale 173
5.2.2. Critères de similarité 175
5.2.3. Limitations 176
5.3. Vitesse des plaques et forces agissant sur le processus de subduction 178
5.3.1. Vitesse des plaques 178
5.3.2. Forces agissant sur le processus de subduction 179
5.3.2.1. Forces motrices de la subduction 180
5.3.2.1.1. Force de traction du slab (F_{ts}) 180
5.3.2.1.2. Force de poussée aux dorsales (F_{pd}) 181
5.3.2.2. Forces résistant à la subduction 181
5.3.2.2.1. Force de résistance à la flexure (R_{fl}) 182
5.3.2.2.2. Force de couplage lithosphère/manteau asthénosphérique à la base de la lithosphère (R_d) 182
5.3.2.2.3. Force de friction sur le plan de subduction (R_f) 182
5.3.2.2.4. Force liée à l'interaction slab/manteau asthénosphérique (R_n et R_s)..... 183
5.4. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: insights from analogue modelling 184
5.4.1. Introduction 187
5.4.2. Experimental set-up 188
5.4.3. Experimental results 189
5.4.3.1. Reference experiment 189

5.4.3.2. Analysis of the experimental set *190*
5.4.4. Discussion 192
5.4.4.1. Variations of the slab dip during subduction *192*
5.4.4.2. Mechanical analysis of slab folding *192*
5.4.4.3. Evolution of the trench geometry *193*
5.4.4.4. Trench-perpendicular stresses in the overriding plate *193*
5.4.4.5. Slab dip variations and consequences in Nature: comparison with numerical experiments *193*
5.4.5. Conclusions 194
5.5. Dynamique de la subduction lors d'un changement de largeur du slab 195
5.5.1. Conséquences à long terme d'un changement de largeur du slab . 196
5.5.1.1. Dispositif expérimental *196*
5.5.1.2. Géométrie du slab et cinématique de la subduction *197*
5.5.1.3. Influence des conditions aux limites *199*
5.5.1.4. Influence du rapport de viscosité lithosphère/manteau asthénosphérique *200*
5.5.1.5. Influence de l'épaisseur de la plaque plongeante *201*
5.5.2. Effet transitoire lié à un changement de largeur de la plaque plongeante 202
5.5.2.1. Dispositif expérimental *203*
5.5.2.2. Géométrie du slab *205*
5.5.2.3. Cinématique de la subduction *208*
5.5.2.4. Déformation de la plaque supérieure *210*
5.5.2.5. Influence des conditions aux limites *213*
5.5.2.5.1. Plaque supérieure poussée 213
5.5.2.5.2. Subduction libre 216
5.5.2.6. Influence du rapport de viscosité lithosphère/manteau asthénosphérique *218*
5.5.3. Synthèse des principaux résultats 221
5.6. Flux mantellique associé à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique 222
5.6.1. Procédure expérimentale 222
5.6.1.1. Configuration du système de subduction *222*
5.6.1.2. Configuration du système d'acquisition de données *224*
5.6.2. Technique d'analyse d'image par suivi de particule 225
5.6.2.1. Suivi de particule *225*
5.6.2.2. Algorithme de rééchantillonnage *228*
5.6.3. Résultats expérimentaux 229
5.6.3.1. Cinématique de la subduction *230*
5.6.3.2. Dynamique du flux mantellique *234*
5.6.3.2.1. Phase n°1 : initiation de la subduction 234
5.6.3.2.2. Phase n°2 : phase transitoire 240

5.6.3.2.3. Phase n°3 : phase quasi-stationnaire 242
5.6.3.3. Échange de matériel 243
5.6.4. Conséquences sur l'origine du magmatisme d'arrière-arc néogène 245

6. Conclusions : Réponse de la plaque Amérique du Sud à la dynamique de la subduction et au flux mantellique associé 251

6.1. Déformation de la plaque chevauchante 253
6.1.1. Pulsatilité de la déformation 254
6.1.2. Déformation associée à des anomalies de la plaque plongeante 255
6.2. Signal topographique 257
6.2.1. Signal topographique associé à l'ouverture d'une fenêtre de slab 258
6.2.2. Topographie dynamique : cas général 260
6.2.3. Marge andine actuelle et passée 261
6.2.3.1. Topographie dynamique dans le Bassin Amazonien 261
6.2.3.2. Topographie dynamique paléogène en Patagonie 265
6.3. Circulation mantellique et volcanisme 267
6.4. Perspectives 269

Bibliographie 273

Annexe 305

CHAPITRE I

INTRODUCTION ET PROBLÉMATIQUE

1. Introduction et problématique

1.1. Géodynamique andine

1.1.1. Segmentation de la chaîne andine

La Cordillère des Andes est la plus longue chaîne de montagne actuelle, s'étendant sur plus de 8000 km le long de la bordure occidentale du continent sud-américain, depuis le Vénézuela au nord, jusqu'à la Terre de Feu au Sud. Elle constitue un exemple classique de chaîne de montagne non-collisionnelle, formée le long d'une marge active par la subduction de plusieurs plaques océaniques (Nazca, Antarctique) sous la plaque Amérique du Sud. Même si cette subduction est probablement active depuis au moins le Jurassique moyen, les principaux caractères morphostructuraux actuels de la chaîne andine ont été acquis au cours du Cénozoïque et plus particulièrement depuis l'Oligocène supérieur (e.g. Rutland, 1971; Isacks, 1988; Sempere et al., 1990; Allmendinger et al., 1997; Lamb et al., 1997; Charrier et al., 2002), au moment où la convergence entre plaques est devenue plus orthogonale (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998). La Cordillère des Andes est classiquement subdivisée en trois grands domaines morphostructuraux (Figure 1.1) (Jordan et al., 1983) :

1) Les Andes septentrionales qui s'étendent depuis le Vénézuela au nord (12°N) jusqu'à la frontière Équateur-Pérou (4°S) et qui se développent dans un contexte géodynamique transpressif faisant intervenir à la fois la plaque Nazca et la plaque Caraïbes. Dans cette région, la chaîne est relativement restreinte en largeur, n'excédant pas 500 km.

2) Les Andes centrales qui résultent de la subduction de la seule plaque Nazca entre 4° et 35° de latitude sud. Ce segment est marqué par une géométrie arquée, concave vers l'ouest. Ici, la largeur de la chaîne atteint 800 km dans sa partie centrale, en Bolivie, où la croûte continentale est fortement épaissie, atteignant localement 80 km d'épaisseur (Wigger et al., 1994; Zandt et al., 1994, 1996; Beck et al., 1996). Cet épaississement est compensé par une anomalie topographique majeure, le haut plateau de l'Altiplano-Puna, dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 4000 m.

3) Les Andes méridionales (ou australes), qui nous concernent plus particulièrement, s'étendent à cheval entre le Chili et l'Argentine depuis la latitude de 35°S jusqu'à la Terre de Feu (55°S). Elles résultent de la subduction des plaques Nazca et Antarctique, qui

forment avec la plaque Amérique du Sud, un point triple (point triple du Chili), aujourd'hui localisé à 46°30'S, au large de la péninsule de Taitao. L'altitude de la chaîne diminue de manière non linéaire depuis le nord (4000-5000 m) vers la pointe méridionale du continent (2000-3000 m).

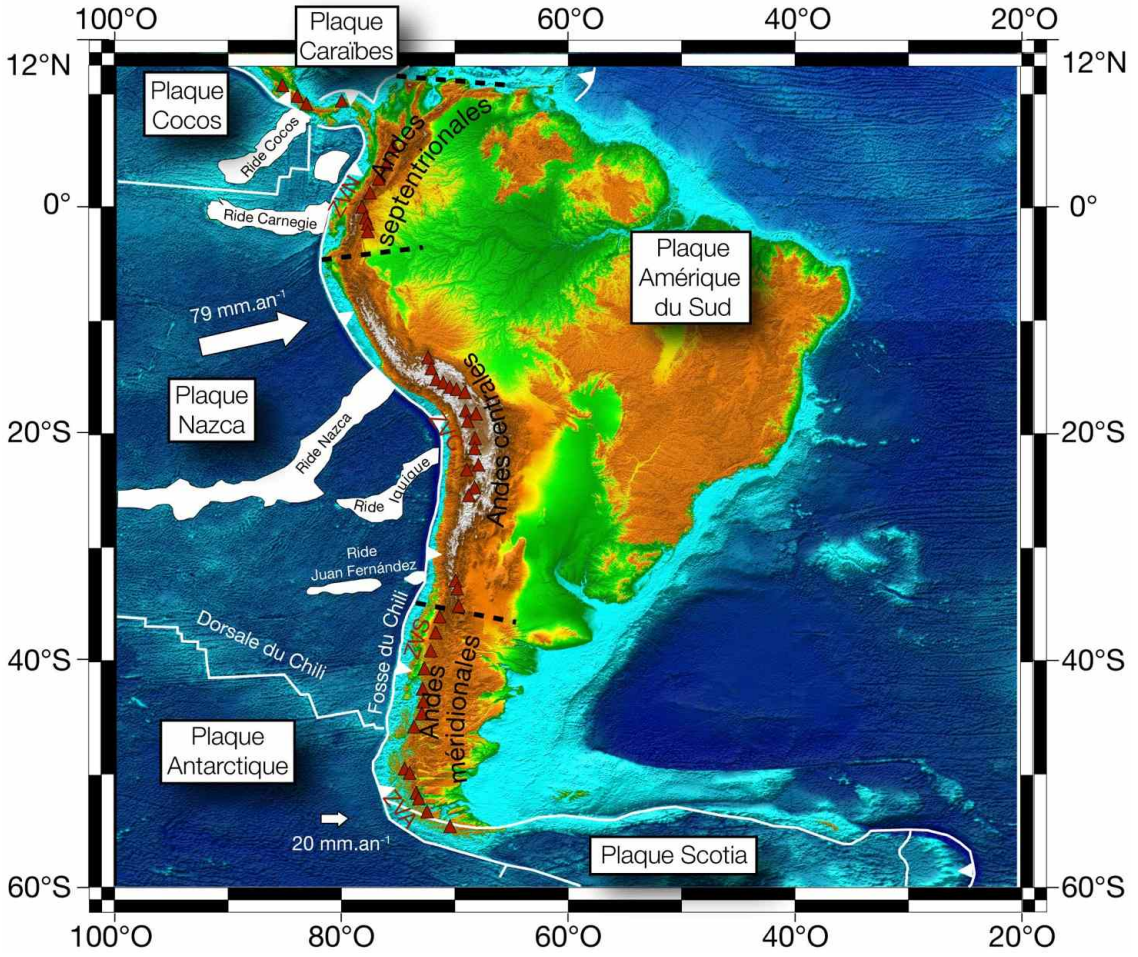


Figure 1.1. Modèle Numérique de Terrain et contexte géodynamique de l'Amérique du Sud. Sont séparés par des traits pointillés noirs les trois domaines morphostructuraux andins: Andes septentrionales, Andes centrales, Andes méridionales. La plaque Nazca présente plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques qui sont en cours de subduction sous le continent sud-américain (du nord au sud: ride Carnegie, ride Nazca, ride Iquique et ride Juan Fernandez). Le volcanisme d'arc, indiqué par les triangles rouges, n'est pas présent le long de toute la marge mais est observé au sein de quatre zones : zone volcanique nord (ZVN), zone volcanique centrale (ZVC), zone volcanique sud (ZVS) et zone volcanique australe (ZVA). Les données bathymétriques proviennent des satellites Geosat et ERS-1 (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de la mission NASA SRTM Gtopo 30. Les vitesses convergence entre les plaques Nazca et Antarctique par rapport à la plaque Amérique du Sud sont indiquées (De Mets et al., 1994).

D'un point de vue magmatique, la chaîne andine est marquée par une alternance de régions où le volcanisme d'arc est actif et de régions marquées par une lacune du magmatisme d'arc. Géographiquement, le volcanisme d'arc actif est observé au sein de quatre zones (Thorpe et al., 1981) (Figure 1.1) :

1) la zone volcanique nord (ZVN) entre 5°N et 2°S.

2) la zone volcanique centrale (ZVC), entre 16°S et 28°S.

3) la zone volcanique sud (ZVS) entre 35°S et le point triple du Chili.

4) la zone volcanique australe (ZVA), au sud de 48°S.

Les lacunes de volcanisme d'arc sont généralement associées à des anomalies au sein de la plaque plongeante: soit à un pendage localement faible du plan de subduction (subduction horizontale) pour les régions situées entre 2°S et 16°S et entre 28°S et 35°S (Kay et Abbruzzi, 1996; Kay et Mpodozis, 2002; Pardo et al., 2002; Ramos et al., 2002), soit à l'ouverture d'une fenêtre au sein du panneau plongeant, comme c'est le cas entre 46°30'S et 50°S (e.g. Ramos et Kay, 1992; Kay et al., 1993; Gorring et al., 1997).

1.1.2. Processus contrôlant l'orogenèse andine

La configuration morphostructurale d'une chaîne de montagne au-dessus d'une zone de subduction est le résultat de l'interaction complexe de différents processus, qui ont un effet constructif ou destructif sur cette dernière. Le processus majeur permettant la construction du relief est la tectonique. Sous l'effet de forces compressives, la croûte est épaissie et un relief positif se forme. La construction du relief peut aussi résulter d'un amincissement du manteau lithosphérique, par exemple à la suite du détachement d'une partie du manteau froid à la suite d'un raccourcissement de la lithosphère (Garzione et al., 2006). Enfin, le volcanisme et la sédimentation peuvent aussi contribuer à l'augmentation de l'altitude de la surface terrestre. A l'inverse, le relief peut être soumis à des processus destructifs, qui vont avoir tendance à diminuer l'altitude de la surface terrestre. Ils correspondent principalement à l'érosion sous toutes ses formes, qui est fortement dépendante du climat. La tectonique extensive peut également créer de la subsidence et donc être considérée comme un processus destructif du relief.

Dans un contexte de subduction, la topographie terrestre va également être affectée par des forces sublithosphériques, engendrées par le mouvement du slab et la convection

mantellique associée, qui vont être à l'origine de mouvements verticaux. Selon le contexte, ces forces vont créer une subsidence ou une surrection en surface contrôlée de manière dynamique. La topographie ainsi créée est appelée "topographie dynamique" : c'est la composante de la topographie qui ne résulte pas du phénomène d'isostasie. Nous verrons dans cette thèse que la topographie dynamique intervient de manière modérée dans l'altitude de la Cordillère. Par contre, son influence relative peut devenir prépondérante au niveau des bassins d'avant-pays, à l'est de la chaîne.

Les processus qui contrôlent la topographie d'une chaîne de montagne active sont donc nombreux et trouvent leur origine à différents niveaux terrestres : asthénosphère, manteau lithosphérique, croûte continentale, surface. Les interactions entre ces processus sont fortes et complexes. Par exemple, un climat humide va favoriser une érosion importante du relief et dans le même temps alimenter en sédiments les bassins d'avant-pays de part et d'autre de la chaîne. Ainsi, l'accumulation de sédiments au niveau de la fosse de subduction agissant comme un lubrifiant limiterait la friction interplaque et par conséquent le raccourcissement de la plaque supérieure (Lamb et Davies, 2003). On voit ici un contrôle possible de la tectonique par le climat mais l'inverse est également vrai, puisque la surrection d'une chaîne de montagne peut créer une barrière orographique qui, si elle est orientée perpendiculairement aux circulations atmosphériques principales, va générer une augmentation des précipitations et donc de l'érosion sur le versant sous le vent de la chaîne (e.g. Hoffman et Grotzinger, 1993). L'acquisition du relief résulte donc de l'ensemble de ces interactions qui jouent à différentes échelles de temps et d'espace.

La déformation de la plaque située au-dessus d'une zone de subduction est le résultat de plusieurs facteurs :

1) la vitesse absolue des plaques et notamment celle de la plaque chevauchante : il a été établi par différentes études une relation forte entre vitesse absolue (dans un référentiel lié aux points chauds) de la plaque supérieure et déformation de cette même plaque (e.g. Silver et al., 1998; Heuret et Lallemand, 2005). Lorsque le mouvement absolu de la plaque supérieure est en direction de l'océan, il se produit un raccourcissement de la plaque chevauchante alors que lorsque la plaque supérieure se déplace dans la direction opposée, cette dernière enregistre de l'extension. Heuret et Lallemand (2005) montrent que cette relation est vérifiée pour 75% des zones de subduction océanique. Ils interprètent ce

résultat comme la conséquence de l'ancrage des slabs dans le manteau inférieur qui s'opposerait au déplacement des zones de subduction. Schellart (2008a) montre que l'extension est facilitée lors d'un retrait rapide de la fosse en direction de l'océan, situation qui se produit préférentiellement aux extrémités d'une zone de subduction, où le matériel mantellique peut fluer plus facilement. Il montre également que les éléments nécessaires à un raccourcissement de la plaque supérieure seraient d'une part, un retrait lent ou nul de la fosse voire une avancée de cette dernière, situation rencontrée à une distance importante des extrémités de la zone de subduction et d'autre part une avancée de la plaque chevauchante en direction de l'océan. Dans le cas des Andes, Silver et al. (1998) mettent en évidence une accélération de la dérive vers l'ouest de la plaque Amérique du Sud après 30 Ma (Figure 1.2b), bien corrélée avec la dernière phase de déformation majeure de la marge continentale (e.g. Allmendinger et al., 1997; Isacks, 1988; Lamb et al., 1997; Rutland, 1971; Sempere et al., 1990; Charrier et al., 2002). Cette période correspond également approximativement à une phase d'accélération de la convergence entre plaque Nazca et Amérique du Sud (Figure 1.2), suite à la rupture de la plaque Farallon en plaques Cocos et Nazca à 24 Ma (Lonsdale, 2005).

2) le couplage interplaque : la transmission de contrainte de la plaque plongeante vers la plaque chevauchante est fonction de la pression de fluide sur l'interface sismogénique et/ ou de la viscosité du chenal de subduction (Lamb et Davies, 2003). Ainsi, la contrainte cisaillante à l'interface va être sensible à la présence ou non de sédiments au niveau de la fosse de subduction. L'absence de sédiments engendrerait donc une contrainte plus élevée au sein de la plaque chevauchante. C'est l'hypothèse développée par Lamb et Davies (2003), qui proposent que la croissance des Andes est contrôlée par les processus d'érosion et de sédimentation, eux-même étant fonction du climat. Un climat aride au cours du Cénozoïque sur le versant oriental des Andes centrales serait à l'origine des hauts reliefs actuellement préservés, alors que les Andes septentrionales et méridionales, au climat plus humide sont moins déformées et ont un relief moins prononcé.

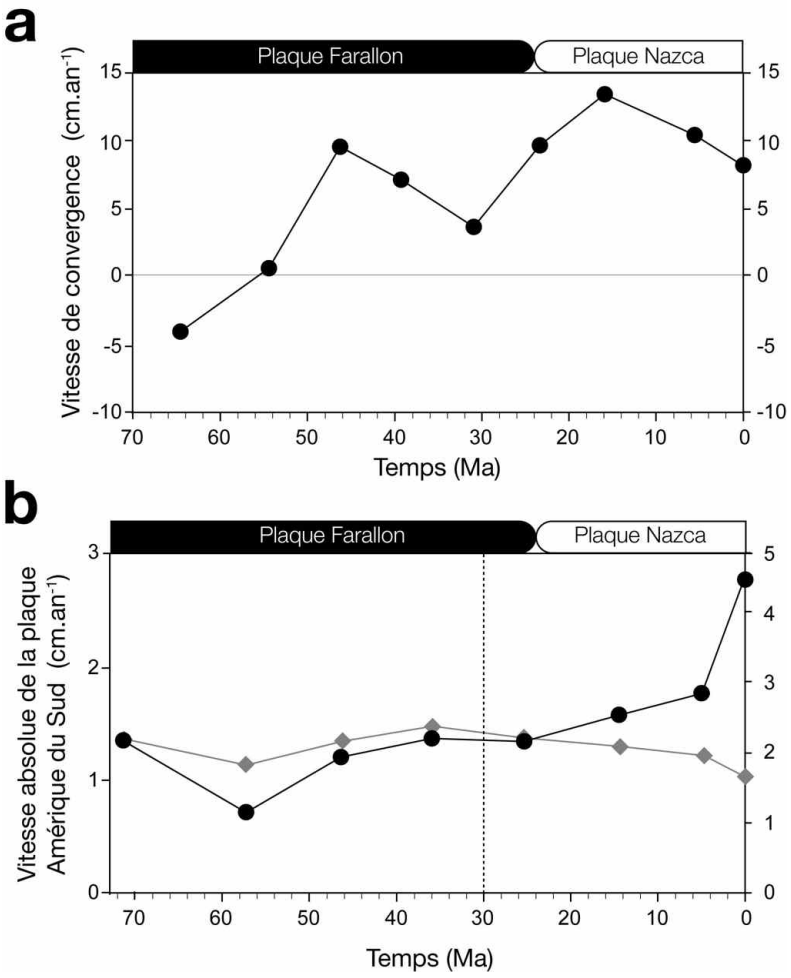


Figure 1.2. (a) Vitesse de convergence entre plaques Farallon-Nazca et Amérique du Sud au cours des 70 derniers millions d'années à la latitude de 40°S (Pardo-Casas et Molnar, 1987). **(b)** Vitesse absolue de la plaque Amérique du Sud en direction de l'ouest (cercles noirs) et demi-taux d'expansion entre plaques Amérique du Sud et Afrique (losanges gris) au cours des 70 derniers millions d'années (Silver et al., 1998). Il faut noter l'augmentation de la vitesse absolue de la plaque Amérique du Sud après 30 Ma alors que la vitesse de divergence entre plaques Afrique et Amérique du Sud diminue faiblement. Les vitesses actuelles sont issues du référentiel des points chauds Pacifique (Gripp et Gordon, 2002), basé sur le modèle de convergence de plaques de DeMets et al. (1994).

3) la présence d'anomalies topographiques au niveau de la plaque plongeante : ces reliefs de dimensions plus ou moins grandes correspondent à des volcans sous-marins, des rides asismiques et des plateaux océaniques. Ils modifient de manière plus ou moins localisée, selon la dimension et la nature de l'objet, le couplage interplaque et influent donc sur l'état de contrainte de la plaque supérieure. Ils résultent également d'une modification de la densité moyenne de la plaque océanique. Par conséquent, ils marquent une augmentation

de la flottabilité de la plaque plongeante. Le long de la marge andine, plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques sont en cours de subduction. Il s'agit, du nord au sud, de la ride Carnegie (~2°N), de la ride de Nazca (~15°S), de la ride d'Iquique (~22°S) et de la ride Juan Fernandez (~33°S). La subduction de deux de ces rides (Nazca et Juan Fernandez) coïncide avec une horizontalisation du slab (Figure 1.3), qui génère une migration vers l'avant-pays de la déformation (Gutscher et al., 2000; Ramos et al., 2002; Espurt et al., 2008) (Figure 1.3), une cessation du volcanisme d'arc (Nur et Ben-Avraham, 1981; McGeary et al., 1985) ainsi qu'un soulèvement de la zone d'avant-arc (e.g. Macharé et Ortlieb, 1992; Hampel, 2002; Clift et al., 2003; Saillard, 2008).

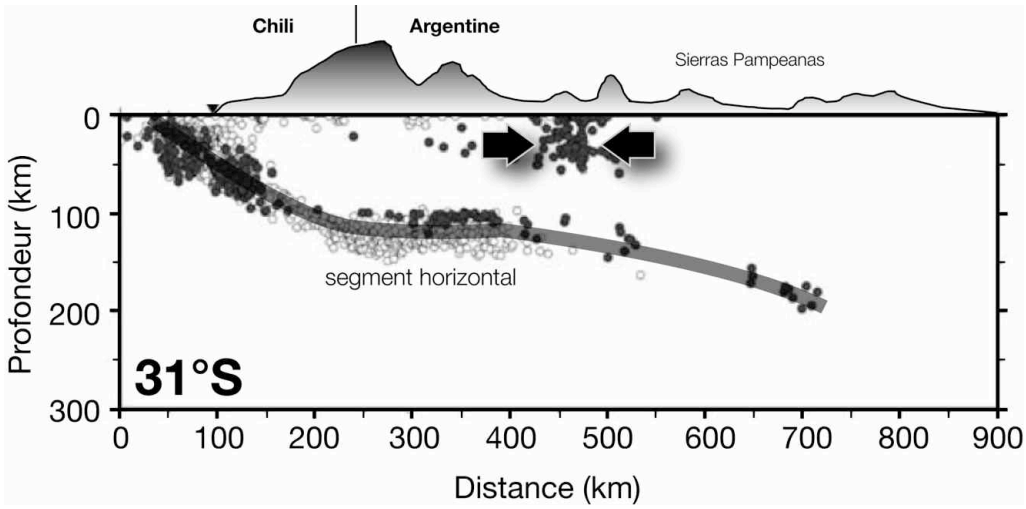


Figure 1.3. Coupe verticale de la sismicité enregistrée sur un profil localisée à la latitude de 31°S (d'après Pardo et al., 2002). Sous cette région des Andes, suite à la subduction de la ride Juan Fernandez, un segment horizontal de slab se développe, bien mis en évidence par la sismicité. A l'avant de ce segment plat se développe une forte sismicité crustale, qui témoigne de la transmission des contraintes vers l'avant-pays, dans la région des Sierras Pampeanas.

4) la rhéologie de la plaque supérieure : de la structure rhéologique de la lithosphère continentale dépend sa rigidité et donc sa capacité à se déformer. Or, la structure rhéologique de la lithosphère continentale est fonction de l'épaisseur et de la composition de la croûte continentale et du manteau lithosphérique mais également d'autres paramètres tels que la température, la présence de fluides, et enfin de l'histoire géologique de la plaque (e.g., Kehle, 1970; Brace et Kohlstedt, 1980; Carter et Tsenn, 1987; Kirby et Kronenberg, 1987, Ord et Hobbes, 1989; Burov et Diament, 1996).

1.2. Problématique : Évolution cénozoïque des Andes méridionales

Les Andes méridionales ont fait l'objet de nombreuses études géologiques qui ont démarré avec celle de Charles Darwin, au cours de son expédition sur le Beagle, dont le récit a été publié en 1846 (Figure 1.4). Plus tard, au 20ème siècle, de nombreux autres travaux ont été menés dans la région; nous retiendrons particulièrement les travaux pionniers de Feruglio (1949-1950), pour sa description très complète de la géologie de la Patagonie et ceux de Caldenius (1932) pour ses travaux sur les glaciations en Patagonie et Terre de Feu.

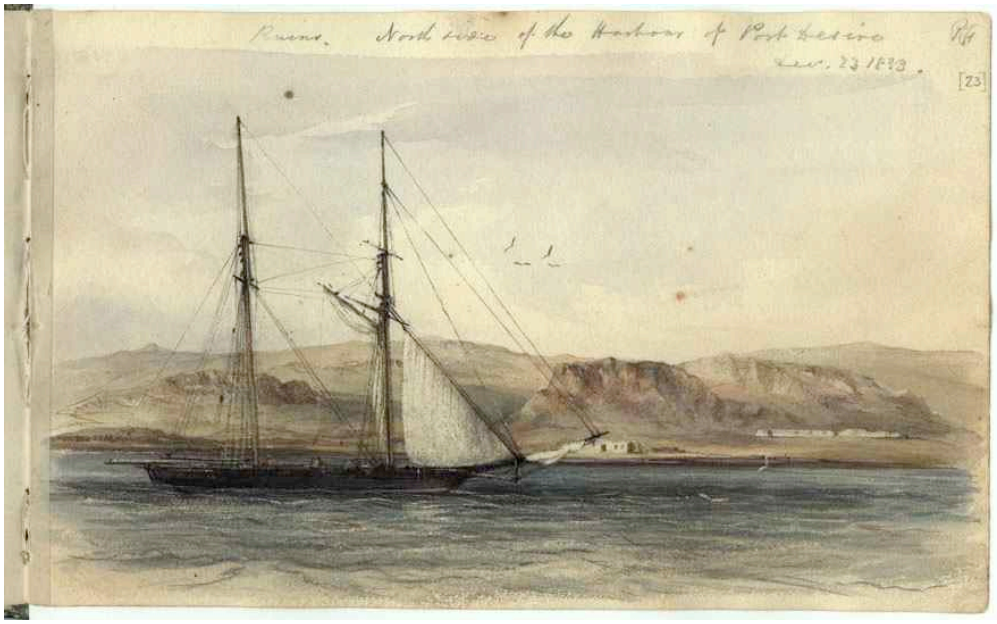


Figure 1.4. Illustration du port de la ville de Port Desire sur la côte Atlantique de la Patagonie peinte par Conrad Martens au cours du voyage sur le Beagle (décembre 1833).

D'un point de vue tectonique, les Andes méridionales se sont structurées au cours du Cénozoïque et plus particulièrement depuis l'Oligocène. Actuellement, on peut observer une différence de morphologie de part et d'autre du point triple du Chili, à 46°30'S. Au nord, la chaîne est organisée selon une direction ouest-est. Depuis la fosse de subduction, on distingue la zone d'avant-arc (cordillère de la côte et dépression centrale), la cordillère principale et la zone d'arrière-arc (zone sub-andine) (Figure 1.5). Au sud du point triple, la cordillère de la côte et la dépression centrale sont absentes, et la cordillère principale est

divisée en cordillère de Patagonie, d'orientation N-S, et en cordillère Darwin orientée ONO-ESE, au sud de la faille Magallanes (~54°S). D'un point de vue magmatique, la région au droit de la position du point triple est marquée par un hiatus du volcanisme d'arc, qui se développe par ailleurs plus au nord (zone volcanique sud) et plus au sud, à partir de 48°S (zone volcanique australe) (Figure 1.5).

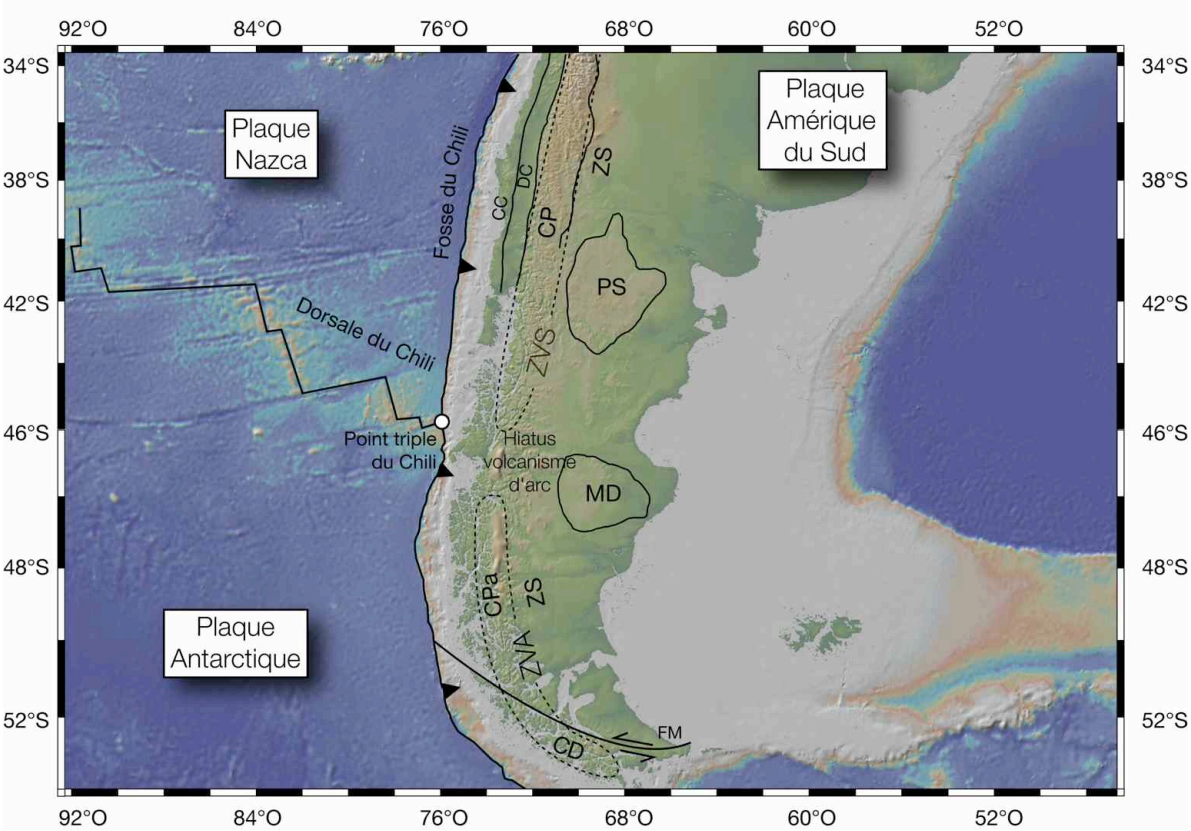


Figure 1.5. Les différentes unités morphostructurales des Andes méridionales. CC : Cordillère de la Côte; DC : Dépression Centrale; CP : Cordillère Principale; ZS : Zone sub-andine; CPa : Cordillère de Patagonie; CD : Cordillère Darwin; PS : Province de Somuncura; MD : Massif du Deseado. Le volcanisme d'arc est interrompu entre 46°30'S et 48°S. Au nord se trouve la zone volcanique sud (ZVS) et au sud la zone volcanique australe (ZVA) (traits pointillés). FM : Faille de Magallanes.

Après l'enregistrement d'une phase de raccourcissement au cours de l'Oligocène-Miocène inférieur, la région a été marquée par la subduction, entre les latitudes 55°S et 46°30'S, d'une dorsale océanique active, la dorsale du Chili, au cours des 14 derniers millions d'années (Cande et Leslie, 1986). Au nord de la dorsale, la convergence entre plaques Nazca et Amérique du Sud est de l'ordre de 8 cm.an^{-1} alors qu'au sud, la convergence entre plaques Antarctique et Amérique du Sud n'est que de 2 cm.an^{-1} (DeMets et al., 1994). La géométrie

particulière de cette dorsale, dont les différents segments sont sub-parallèles à la direction de la fosse de subduction, et la dérive vers l'ouest de la plaque Amérique du Sud à la vitesse de 2-3 cm.an^{-1} depuis 14 Ma (Silver et al., 1998) entraîne la remontée du point triple en direction du nord et la création d'une fenêtre asthénosphérique sous la pointe méridionale du continent sud-américain.

Les Andes de Patagonie constituent donc un objet particulièrement intéressant pour étudier l'effet de certains processus profonds (vitesse de convergence, circulation mantellique) sur la construction d'une chaîne de marge active.

1.3. Objectif et démarche

Cette thèse a fait l'objet d'un travail de recherche d'une durée de trois ans au sein du Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG), dont quatre mois passés au sein de l'Université du Chili, à Santiago du Chili, trois mois passés au sein du département des Sciences de la Terre de l'Université Roma Tre pour la réalisation des différents modèles analogiques, et un mois passé au sein du laboratoire Interactions et Dynamique des Environnements de Surface de l'Université de Paris-Sud pour le tri et la mesure de la concentration en ^{4}He des apatites de nos échantillons pour la méthode de thermochronologie basse température (U-Th)/He sur apatite.

Les deux objectifs majeurs de cette thèse sont :

1) de contraindre dans le temps et l'espace les mouvements verticaux associés à la subduction de la dorsale du Chili. Pour ce faire, nous nous sommes particulièrement concentrés sur la région de Patagonie centrale comprise entre 44° et 48°S, qui a l'avantage d'être à cheval de part et d'autre de la position du point triple du Chili.

2) de mieux comprendre les relations entre la dynamique du slab en profondeur et la dynamique de la plaque chevauchante. Pour cela, nous avons réalisé des modèles réduits à l'échelle du laboratoire du processus de subduction.

Pour atteindre ces objectifs, j'ai choisi une approche pluridisciplinaire, intégrant à la fois géologie régionale, géomorphologie, mais également thermochronologie basse température et modélisation analogique. La suite de cette thèse s'articule en cinq chapitres:

- Le premier chapitre intitulé **"Contexte géodynamique et évolution géologique des Andes méridionales"** qui présente une synthèse bibliographique de l'histoire géologique 1) de la Patagonie depuis le Paléozoïque et 2) de la zone septentrionales des Andes méridionales depuis le Crétacé.

- Le deuxième chapitre **"Géomorphologie du bassin de Patagonie centrale : enregistrement de la réponse dynamique à l'ouverture d'une fenêtre de slab"** décrit les modifications en terme de relief et d'enregistrement sédimentaire associées à la migration vers le nord du point triple du Chili au cours du Néogène. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article sous presse dans la revue *Tectonics*.

- Le troisième chapitre **"Influence de la subduction de la dorsale du Chili sur la dénudation des Andes de Patagonie"** présente les premiers résultats d'une étude portant sur la dénudation de la Cordillère de Patagonie à l'aide de mesures (U-Th)/He sur apatite.

- Le quatrième chapitre **"Interaction entre subduction et dynamique de la plaque chevauchante : apports de la modélisation analogique"** présente les résultats de modélisations analogiques 3D réalisées au sein de l'Université Roma Tre en Italie. Ce chapitre est subdivisé en trois parties: 1) une première partie aborde les relations entre variations de pendage du slab et déformation de la plaque chevauchante. Elle correspond à un article publié dans la revue *Tectonophysics*; 2) une deuxième partie traite des effets transitoires et à long terme d'un changement de largeur du slab sur la cinématique de la subduction, sur la géométrie du slab et sur la déformation de la plaque chevauchante; 3) une dernière partie présente une analyse des circulations mantelliques associées à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique.

- Le cinquième chapitre **"Réponse de la plaque Amérique du Sud à la dynamique de la subduction et au flux mantellique associé"** correspond à la discussion des principaux résultats de cette étude et aux conclusions que l'on peut en tirer sur la dynamique de la marge active andine.

CHAPITRE II

CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DES ANDES MÉRIDIONALES

2. Contexte géodynamique et évolution géologique des Andes méridionales

2.1. Histoire géologique de la Patagonie du Paléozoïque au Paléogène

La Patagonie qui s'étend géographiquement depuis le Río Colorado au nord (38°S) jusqu'à la Terre de Feu au sud (55°30'S) a suivi une évolution tectonique complexe, marquée par une succession de cycles orogéniques depuis le Paléozoïque, et dont les principaux traits vont être présentés dans le chapitre suivant.

2.1.1. Socle patagonique

Le socle patagonique a fait l'objet de nombreuses études (Chebli et al., 1976; De Giusto et al., 1980; Di Persia, 1962; De Barrio et al., 1982; Palma, 1991; Giacosa et al., 1997; Loske et al., 1999; Giacosa et Márquez, 2002; Giacosa et al., 2002) malgré la faible densité d'affleurements dans la région.

2.1.1.1. Massif du Deseado

Les âges les plus anciens ont été obtenus par Loske et al. (1999) dans la région de l'Estancia Tres Hermanas (47,5°S, cf. Figure 2.1) sur la fraction détritique de métaquartzites qui a été datée à 903 Ma par la méthode U/Pb, et par Pankhurst et al. (1994) dans la région de l'Estancia Dos Hermanos sur des zircons de la fraction détritique d'une métamorphite datée à 1200 Ma par la méthode Sm/Nd. Ils correspondent aux expressions les plus anciennes du protolithe du Massif du Deseado. Dans cette même région du Massif du Deseado (Figure 2.1), entre le Précambrien supérieur et le Dévonien s'est mis en place le complexe Río Deseado (Giacosa et al., 2002) qui a enregistré une phase de sédimentation au Précambrien supérieur et un premier épisode métamorphique au cours de l'Éocambrien. Dans le secteur occidental du Massif du Deseado, les séries métamorphiques attribuées au Précambrien sont réunies au sein de la Formation des schistes La Modesta.

Au Cambrien, une activé magmatique mafique est enregistrée (Pankhurst et al., 2003). Une autre phase métamorphique, qui s'accompagne de déformation ductile pénétrative, se

déroule durant l'Ordovicien alors que les principales phases de plutonisme reconnues dans ce Massif du Deseado au Paléozoïque ont lieu dans l'intervalle Silurien précoce-Dévonien précoce. L'ensemble a été postérieurement exhumé, et dès le Dévonien supérieur cette ceinture ignéo-métamorphique est une zone haute dont le démantèlement est la source d'apport sédimentaire du bassin gondwanien situé plus à l'ouest (Giacosa et al., 2002). Le Permien inférieur est l'époque qui voit le début d'une phase d'extension crustale sur ce socle dans la région centrale et orientale du Massif du Deseado qui se prolongera par intermittence durant le Mésozoïque (Homovc et al., 1996).

2.1.1.2. Cordillère Patagonique Australe

Sur le flanc oriental de la Cordillère, le socle affleure entre les lacs Pueyrredón au nord et Argentino au sud (Figure 2.1). Ce socle est divisé en deux unités: (1) la Formation Río Lacteo que l'on retrouve dans la région des lacs Pueyrredón, Belgrano et Nansen et qui est constituée de métasédiments présentant un degré de métamorphisme correspondant à la partie basse du faciès des schistes verts (Franchi, 1983; Giacosa, 1987; Giacosa et al., 1998; Ramos, 1979, 1982a), et (2) la Formation Bahia La Lancha qui affleure dans la région des lacs San Martín, Viedma et Argentino et qui contient des sédiments détritiques non métamorphisés ou ayant subi des conditions anchimétamorphiques (Riccardi, 1971; Genini, 1975, 1981; Nullo, 1978; Nullo et al., 1979; Ramos, 1981; Márquez, 1984; Kraemer et Riccardi, 1997).

Ces unités correspondent à la formation d'un prisme sédimentaire qui s'est développé sur la bordure occidentale du continent. La mise en place de ce prisme s'est effectuée sur une croûte continentale dans la partie orientale alors que progressivement vers l'ouest elle a eu lieu sur des terrains quasi-océaniques à océaniques (Giacosa et Márquez, 2002). Une grande partie des clastes qui constituent ces formations sont issus de la désagrégation de la ceinture ignéo-métamorphique située plus à l'est et exhumée au Dévonien supérieur. Le prisme sédimentaire serait d'âge dévonien supérieur à Carbonifère en Patagonie argentine et pourrait atteindre des âges triasiques à crétacés dans certains secteurs de la marge Pacifique (Hervé et al., 2000).

Ces unités paléozoïques possèdent des équivalents à la fois dans la Cordillère de la Terre de Feu mais également dans la Cordillère et la pré-Cordillère de la province de Chubut plus

au nord, témoignant d'un contexte géodynamique commun sur la marge occidentale du Gondwana.

2.1.1.3. Évolution tectonique du socle

La faible quantité d'affleurements et de datations existantes concernant le socle patagonique rendent difficile l'interprétation claire de son évolution tectonique. Deux scénarios, difficilement compatibles entre eux, sont évoqués. Le premier scénario défendu par différents auteurs (Forsythe, 1982; Uliana et al., 1985; Caminos et al., 1988) est celui d'un socle patagonique faisant partie intégrante du Gondwana. Cette hypothèse induit la présence d'un noyau précambrien, situé dans la région du Massif de Somuncura, et qui aurait crû en direction du sud-ouest par érosion et accrétion latérale durant le Paléozoïque. Le problème de cette hypothèse est qu'elle n'explique pas le magmatisme eopaléozoïque observé dans le Massif du Deseado. Elle implique également que la subduction sur la marge pacifique ait débuté à l'Ordovicien et se soit poursuivie au cours du Silurien.

Le deuxième scénario considère, au contraire que le socle du Massif du Deseado était séparé du reste de la Patagonie par une paléo-fosse de subduction (Frutos et Tobar, 1975; Gallagher, 1990; Ramos et Aguirre-Urreta, 2000; Ramos, 2002). Les caractéristiques du socle du Massif du Deseado, considéré alors comme un terrain allochtone, seraient héritées d'une orogenèse qui aurait généré une déformation pénétrative préférentielle de direction N145° et d'inclinaison vers le sud-ouest (Ramos, 2002), qui serait compatible avec un plan de subduction à plongement vers le sud-ouest (Figure 2.1). Le terrain Deseado correspondrait alors à une marge active sur laquelle on retrouve dans sa partie septentrionale des granitoïdes et des tonalites d'âge ordovicien à silurien qui témoigneraient de la mise en place d'un arc magmatique à cette époque-là.

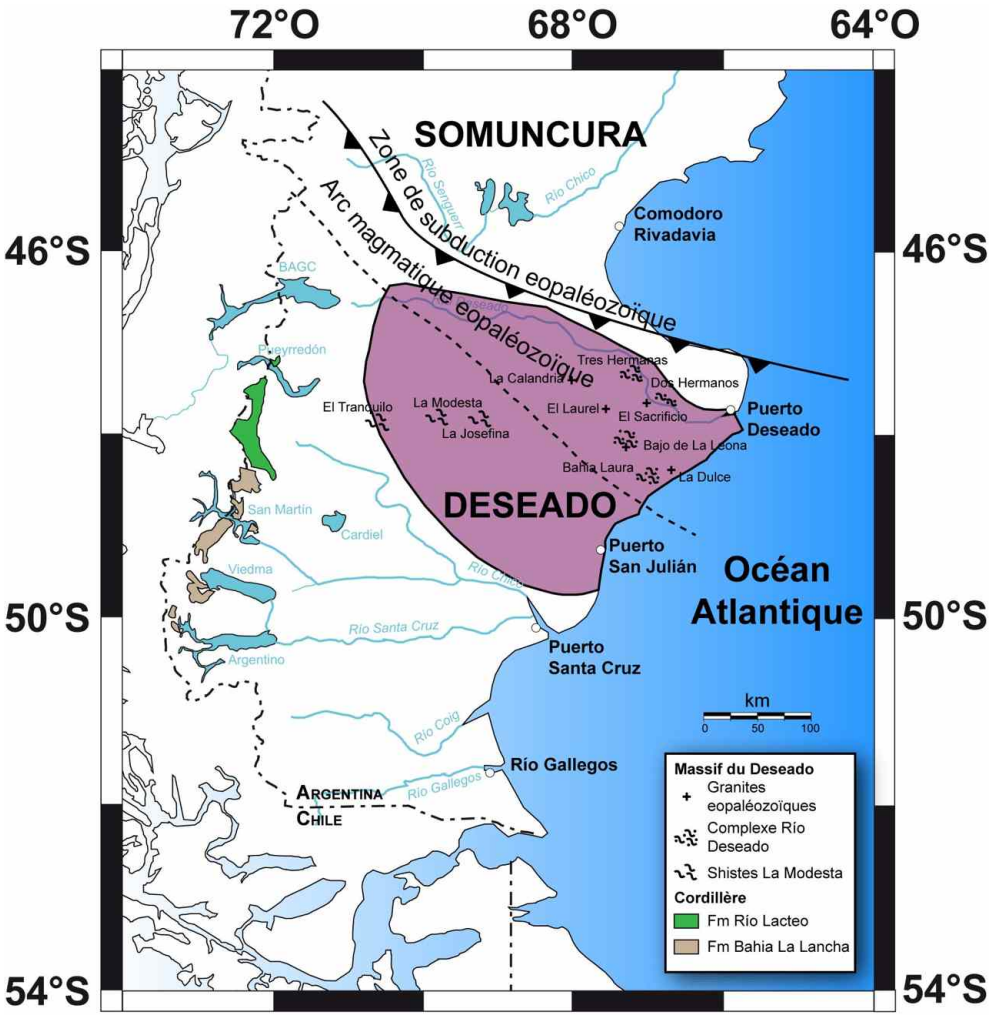


Figure 2.1. Principaux affleurements du socle paléozoïque du Massif du Deseado et de la Cordillère Patagonique Australe (d'après Giacosa et al., 2002 et Giacosa et Márquez, 2002). Les positions de la zone de subduction séparant les terrains Deseado et Somuncura et de l'arc magmatique associé au cours de l'Ordovicien-Silurien sont également indiquées (Ramos, 2002).

2.1.2. Cycle orogénique gondwanien

Il existe différents modèles d'évolution tectonique pour le cycle gondwanien de la Patagonie méridionale. Les modèles divergent essentiellement sur la caractéristique allochtone ou autochtone de la Patagonie. Certains auteurs considèrent la Patagonie comme faisant partie intégrante du Gondwana depuis son accrétion protérozoïque alors que d'autres voient la Patagonie comme un ensemble allochtone qui vient s'accréter au cours du cycle orogénique gondwanien. Dans une synthèse publiée en 2002, Ramos décrit 3 des principales hypothèses proposées:

(1) L'hypothèse défendue par Forsythe (1982) selon laquelle une subduction se déroulait le long de la marge pacifique. Ce modèle considère que cette dernière a produit un large arc magmatique regroupant à la fois la partie orientale de la Patagonie australe mais aussi la région de Somuncura et la partie centrale de l'Argentine. Des études ultérieures ont néanmoins démontré que de nombreux granitoïdes n'ont pas une origine liée à un magmatisme d'arc (Caminos et al., 1988; Pankhurst et al., 1993), ce qui réduirait considérablement l'extension de la zone préalablement considérée comme affectée par un magmatisme d'arc.

(2) L'hypothèse de Lock (1980), Dalziel (1982) et Dalziel et al. (2000) qui propose une subduction horizontale vers le nord avec une fosse située au niveau de la Terre de Feu pour rendre compte de la déformation et du magmatisme synchrone observés dans le Massif Nord-Patagonique. Cette subduction horizontale serait responsable de la déformation permienne enregistrée plusieurs centaines de kilomètres au nord dans le système de Ventania. Comme cette hypothèse ne pouvait expliquer l'activité plutonique intense enregistrée au Permien dans la région du Somuncura, Dalziel et al. (2000) font également intervenir l'activité d'un point chaud à cette époque-là. Néanmoins, les datations disponibles donnent des âges carbonifères et permiens et les caractéristiques géochimiques des roches étudiées ne peuvent être expliquées par le fonctionnement d'un point chaud sous la région de Somuncura (Ramos, 2002).

(3) La dernière hypothèse, proposée par Ramos (1984, 1996) et Palma (1989), qui est la plus largement répandue, considère que la Patagonie était un ensemble totalement indépendant du Gondwana jusqu'au Permien. Les terrains de Somuncura et Deseado auraient été préalablement amalgamés pour être ensuite accrétés au Gondwana au cours du Permien. Le plan de subduction serait alors incliné vers le sud et un arc magmatique se serait développé au niveau du Massif Nord-Patagonique (Figure 2.2). Cette accrétion des terrains Somuncura-Deseado serait également responsable de l'importante déformation pénétrative enregistrée au Permien inférieur à la fois au niveau de Ventania mais également dans le Massif de Somuncura (Von Gosen et al., 1991; Von Gosen, 2002, 2003). Suite à cette collision, un régime extensif se met progressivement en place. Il est associé à des épisodes de rifting observables aussi bien dans le Massif du Deseado que

dans le bassin de San Julián, dans la plaque supérieure de la suture eopaléozoïque, et qui correspond au dépôt de la Formation La Golondrina. Durant cette même période (Permien supérieur-Trias), la marge occidentale du Gondwana est affectée par un important épisode de magmatisme acide qui correspond à la mise en place de la province de Choyoi (Kay et al., 1989). Ce magmatisme acide est à la transition entre la phase de construction du supercontinent gondwanien par subduction et accrétion et précède la phase de démantèlement de ce même supercontinent qui démarre au Trias-Jurassique.

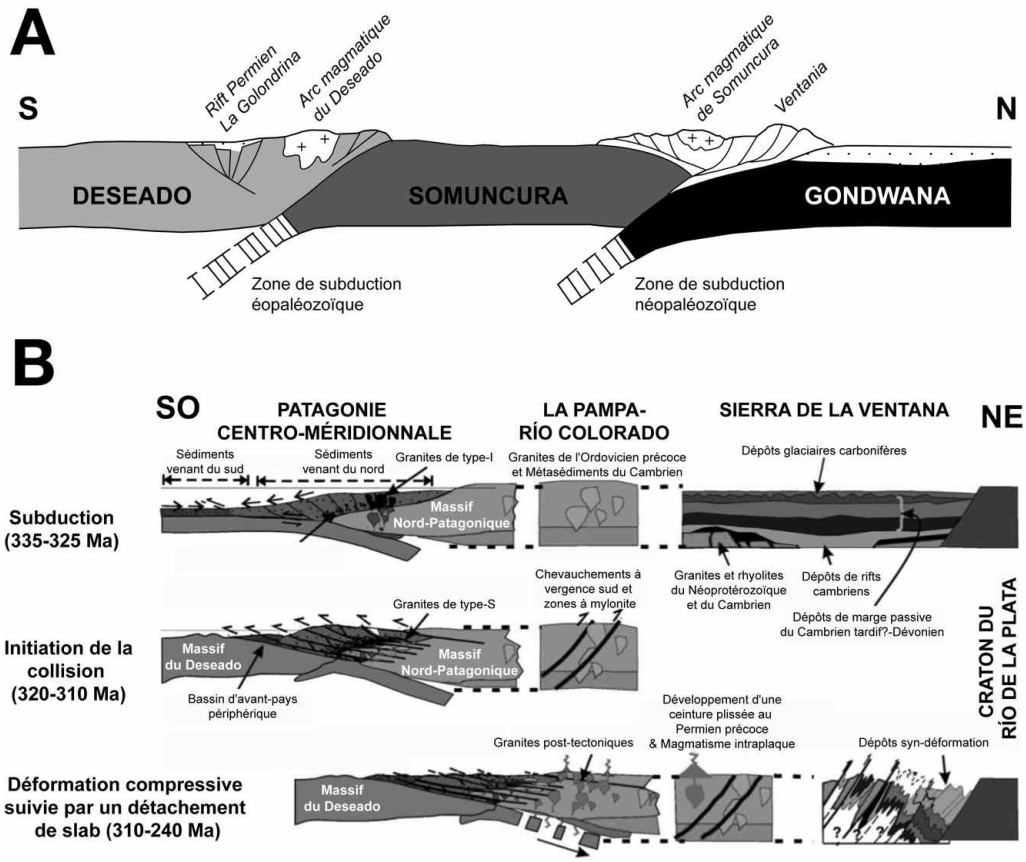


Figure 2.2. Modèles d'évolution tectonique de la Patagonie au cours du cycle orogénique gondwanien considérant la Patagonie comme un terrain allochtone accrété à la fin du Paléozoïque. La principale différence entre les deux modèles réside dans la direction de plongement du plan de subduction qui précède la collision entre le Gondwana et la Patagonie. **(A)** Coupe nord-sud de la Patagonie selon le modèle proposé par Ramos (2002). Les terrains Deseado-Somuncura seraient accrétés au Gondwana au cours du Permien le long d'un plan de subduction à plongement vers le sud. **(B)** Coupe sud-ouest/ nord-est de la Patagonie septentrionale avant, pendant et après la collision continentale qui a lieu au Carbonifère selon le modèle de Pankhurst et al. (2006).

Pankhurst et al. (2006) propose un modèle alternatif à celui proposé par Ramos (2002) bien qu'il considère également la Patagonie du Sud comme un terrain allochtone. La collision entre ce dernier et le Gondwana aurait lieu au Carbonifère-Permien et serait responsable de la déformation de la ceinture de plis Gondwanides. Cette collision a lieu au sud-ouest du Massif Nord-Patagonique et résulte de la fermeture d'un océan par une subduction dirigée vers le nord-est sous le Gondwana, contrairement à la théorie de Ramos (2002) qui considère que le plan de subduction est orienté vers le sud.

2.1.3. Ouverture de l'Atlantique Sud

Le cycle orogénique gondwanien est suivi d'une phase de quiescence tectonique et de refroidissement thermique qui contrôle la subsidence des bassins du Deseado et de San Julián et le dépôt de la Formation El Tranquilo au Trias moyen dans ces derniers (Homovc et Constantini, 2001). Au Trias supérieur, une période d'extension généralisée débute dans le nord de la Patagonie puis migre progressivement jusqu'au Massif du Deseado au cours du Jurassique inférieur à moyen, à la suite de l'extension initiée au Permien supérieur (Ramos, 2002). Le magmatisme associé est de type rhyolitique et correspond à la mise en place de la province de Chon Aike (Kay et al., 1989) (Figure 2.3). Ce magmatisme migre également depuis le Massif de Somuncura où il atteint son climax entre 185 et 175 Ma (Alric et al., 1996) jusqu'au Massif du Deseado entre 177 et 168 Ma (Alric et al., 1996; Feraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000).

L'origine de cette province rhyolitique est encore controversée. Pankhurst et Rapela (1995) interprètent ces rhyolites comme les produits de la fusion anatexique de la croûte inférieure en relation avec le développement d'un panache qui aurait fracturé le Gondwana occidental. Kay et al. (1989) interprètent ce magmatisme rhyolitique comme un plateau rhyolitique mis en place en contexte intraplaque et indépendant des processus de subduction.

Associé à ce magmatisme acide, un amincissement crustal est enregistré notamment dans le Massif du Deseado au Jurasssique où une série de demi-grabens structure le socle. Ces demi-grabens sont remplis de produits d'effusion rhyolitiques et présentent un basculement régional vers l'est (Ramos, 2002). Le développement du régime extensif de type rift en position d'arrière-arc atteint son apogée au cours du Jurassique moyen (Aalénien-Bajocien) et serait le produit d'une augmentation du pendage du slab issu de la subduction sous la marge occidentale du continent sud-américain ou d'un recul ("roll-back") du slab qui

entraîne la migration de la position de la fosse (Bertrand et al., 1999; Feraud et al, 1999). Ce phénomène serait également responsable de l'ouverture du bassin marginal Rocas Verdes et de la création de croûte océanique dans les régions les plus australes de la Patagonie (Dalziel et al., 1974) (Figure 2.4). Selon ces auteurs le bassin Rocas Verdes serait donc un bassin d'arrière-arc extensif lié à une subduction localisée au niveau de la bordure actuelle du continent sud-américain. Godoy (1979) et Mpodozis (2007) donnent une autre explication de l'ouverture de ce bassin océanique. Ils pensent que la Patagonie australe ne constituait pas, au Mésozoïque, la marge occidentale du continent mais que la péninsule Antarctique était, à l'époque, située au sud-ouest. Par conséquent, la distance entre le bassin Rocas Verdes et la subduction aurait été trop grande pour que ce bassin puisse être un bassin d'arrière-arc. Ils proposent donc que ce bassin soit la terminaison nord-occidentale de la dorsale séparant les plaques Afrique et Antarctique. Ce segment de la dorsale cesse son activité lorsque s'ouvre l'océan Atlantique sud.

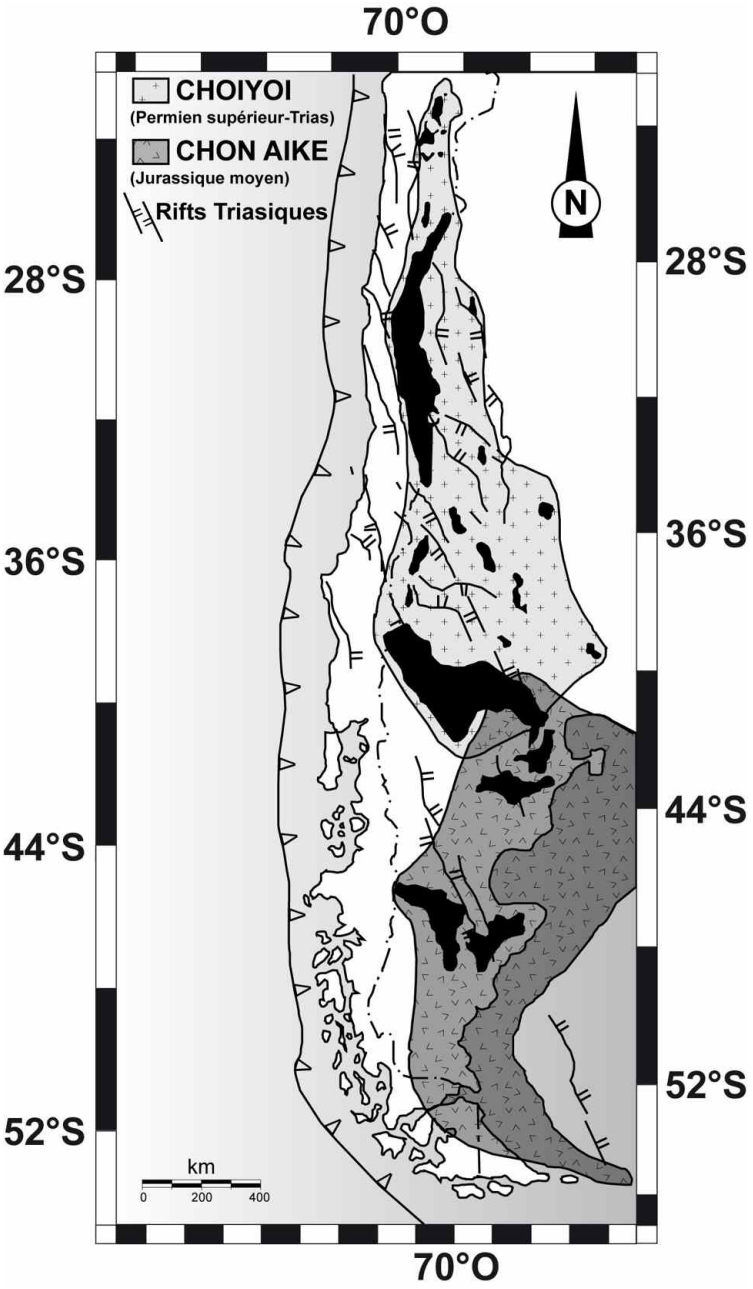


Figure 2.3. Carte de la partie méridionale de l'Amérique du Sud présentant l'extension paléogéographique des granites et rhyolites des provinces de Choiyoi et de Chon Aike, mises en place respectivement au Permien supérieur-Trias et au Jurassique moyen (d'après Kay et al., 1989). En noir sont représentés les affleurements actuels de ces provinces magmatiques. Les systèmes de rift triasiques sont également indiqués (d'après Ramos, 1999).

2.1.4. Cycle orogénique patagonique

Le début de ce cycle orogénique est marqué par l'initiation de la subduction sur la marge Pacifique de la Patagonie qui se traduit par la mise en place de dacites et d'andésites, formant l'unité inférieure du Complejo El Quemado, visible dans la région interne de la Cordillère Patagonique depuis le Río Furioso jusqu'à la partie occidentale des lacs Viedma et Argentino (Nullo et al., 1979; Ramos, 1981, 1982a). L'expression la plus ancienne du début de la subduction enregistrée en Argentine est datée à 173±10 Ma au niveau du lac San Martín

(U/Pb dans la Formation Tobífera, Pankhurst et al., 2000). Cette activité magmatique au Jurassique moyen est associée à un régime tectonique dominant extensif, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique Sud, et synchrone de l'initiation de la convergence pacifique (Uliana et Biddle, 1988). Le magmatisme d'arc est continu jusqu'au Jurassique moyen à supérieur, avec des âges entre 155 et 145 Ma dans les niveaux supérieurs (Ramos, 1982a; Suárez et al., 1997; Bertrand et al., 1999; Feraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000).

Les évidences de la présence d'un arc magmatique, postérieurement à l'activité de l'unité Complejo El Quemado, sont l'importante activité plutonique enregistrée dans le batholite patagonique au Crétacé inférieur (Ramos et al., 1982). Ce batholite qui s'est construit principalement entre 120 et 80 Ma, s'étend actuellement sur plus de 1500 km de long.

Le cycle orogénique patagonique a connu deux phases de déformation. La première s'est déroulée entre le dépôt des séries du Néocomien et la mise en place des volcanites du Crétacé inférieur (Hervé et al., 2000). Elle serait liée à une augmentation de la vitesse de convergence, qui a été enregistrée sur toute la marge Pacifique sud-américaine depuis la Colombie jusqu'aux Andes méridionales (Ramos, 1999). La deuxième phase de déformation a lieu entre le Cénomanien supérieur et le Coniacien inférieur et correspond à la fermeture du bassin marginal de Rocas Verdes (Diraison et al., 2000). Cette seconde phase de déformation est synchrone à la fois du climax de l'activité du batholite patagonique à 98±4 Ma (Ramos et al., 1982; Bruce et al., 1991) et de la discordance entre dépôts éocrétacés et les basaltes crétacés d'arrière-arc dans la région externe pré-andine (Ramos, 2002). Tout comme la première phase de déformation, ce second épisode correspondrait également à une phase de convergence rapide qui culminerait avec la subduction d'une dorsale océanique (Ramos et al., 1994).

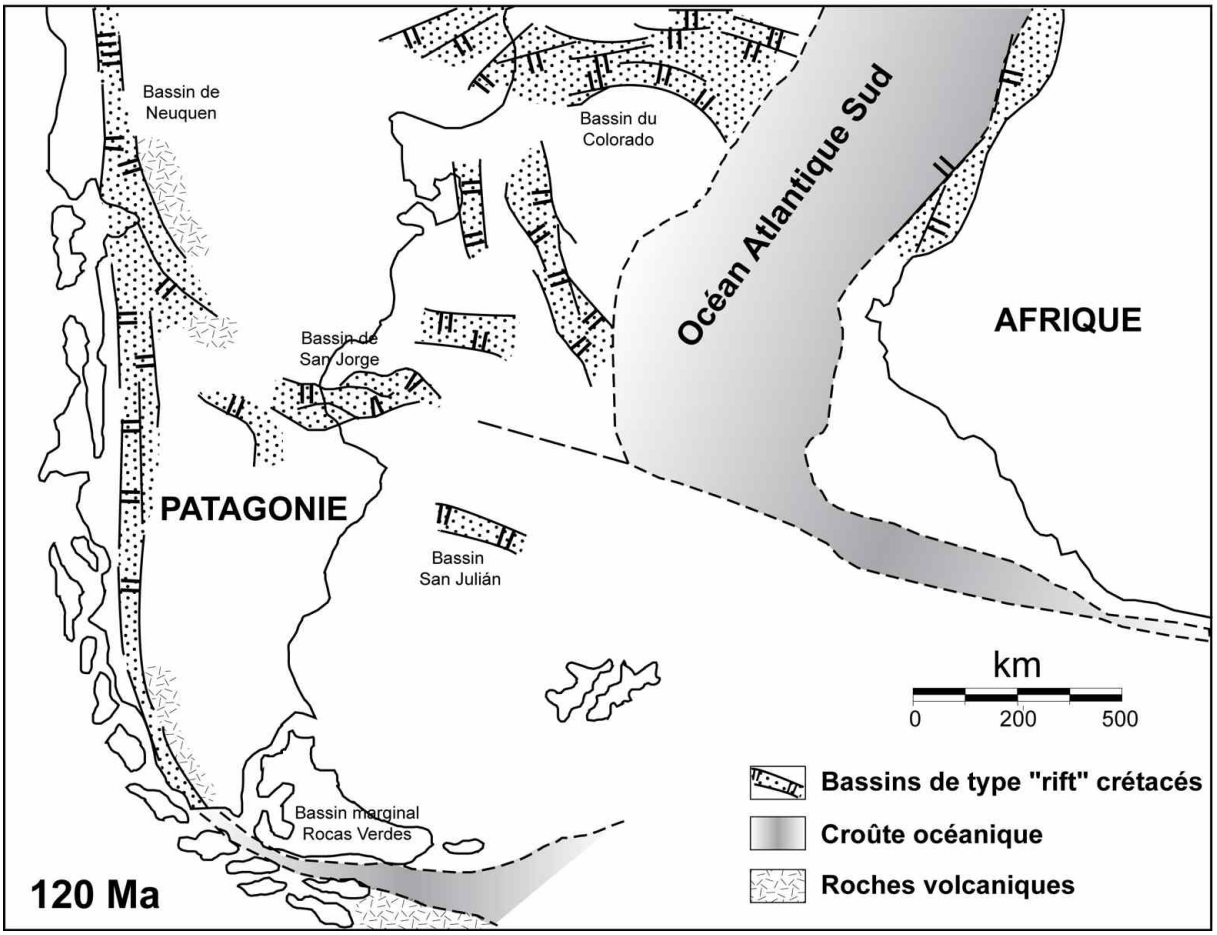


Figure 2.4. Reconstruction paléogéographique de la partie méridionale de l'océan Atlantique Sud au Crétacé inférieur, époque à laquelle se développent de grandes structures extensives et leurs bassins associés (d'après Ramos, 1999). A la pointe méridionale de l'Amérique du Sud, de la croûte océanique est créée au niveau du bassin marginal Rocas Verdes. Ce bassin sera fermé au Crétacé supérieur au cours de la seconde phase de déformation du cycle orogénique patagonien (Diraison et al., 2000).

2.1.5. Cycle orogénique andin

Le cycle orogénique andin est également caractérisé par deux phases de déformation, une ayant lieu au Paléogène, la seconde se déroulant au cours du Néogène. La déformation paléogène correspond à l'orogenèse Inca et est associée à une période de convergence rapide au cours de l'Éocène inférieur à moyen (Pardo-Casas et Molnar, 1987) (Figure 2.5).

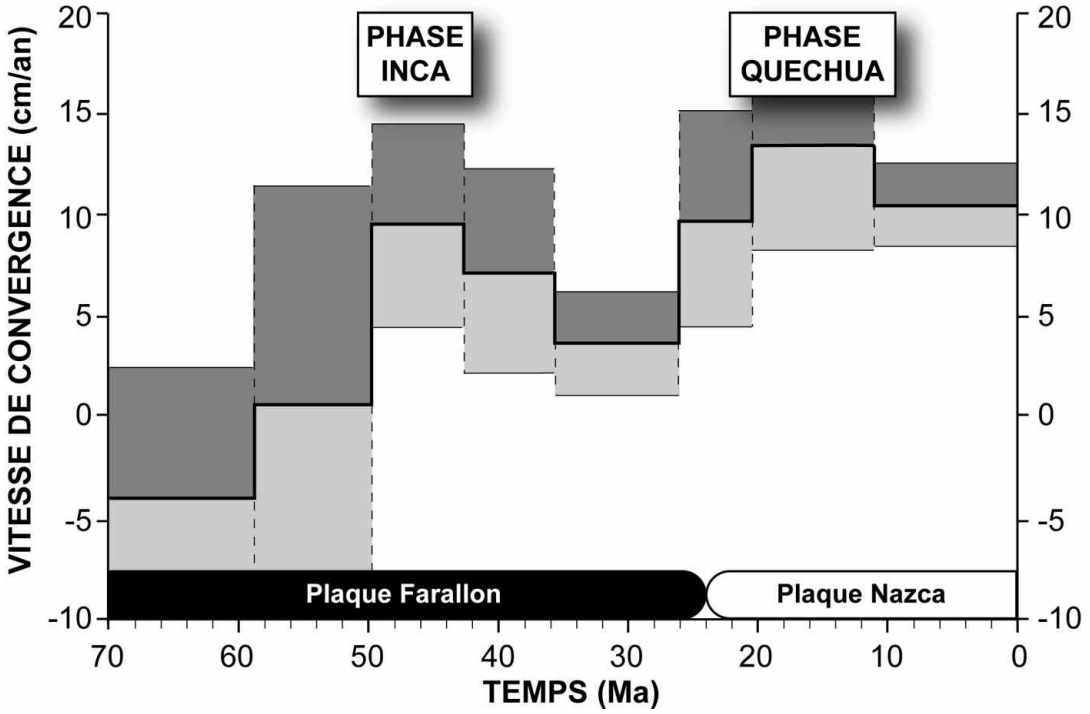


Figure 2.5. Diagramme présentant l'évolution de la vitesse de convergence entre la plaque sud-américaine et la plaque océanique (Farallon puis Nazca) au cours des soixante-dix derniers millions d'années à la latitude de 40°S (d'après Pardo-Casos et Molnar, 1987). Deux périodes d'accélération de la vitesse de convergence sont enregistrées au cours de l'Éocène inférieur à moyen et au Miocène, correspondant respectivement aux phases orogéniques Inca et Quechua.

Les séquences de dépôt synorogéniques sont très développées dans les régions au sud de 50°S, alors que plus au nord, dans la région du Río Lista (Ramos, 1982b) et à l'ouest de la Meseta Buenos Aires (Flint et al., 1994), les épaisseurs sont beaucoup plus réduites. Le début du dépôt de la molasse synorogénique coïncide avec la période d'activité maximale du basalte Posadas d'âge yprésien-lutétien (Ramos, 2002). La période de convergence rapide entre 50 et 42 Ma (Pardo-Casas et Molnar, 1987) est donc synchrone d'une activité orogénique importante dans la Cordillère Patagonique. Elle est également marquée par le passage d'une fenêtre asthénosphérique sous le continent sud-américain en réponse à la subduction de la dorsale Farallon-Aluk (Ramos et Kay, 1992). Le point triple associé migre du nord vers le sud, depuis la depuis la latitude 43°30'S à 52 Ma jusqu'à la latitude 52°S à 42 Ma (Cande et Leslie, 1986) (Figure 2.6).

Kraemer et al. (2002) proposent que le soulèvement paléogène de la Cordillère Patagonique serait le résultat de l'empilement tectonique du secteur interne de la ceinture plissée.

A la fin de l'Éocène (30-35 Ma) la plaque Scotia s'individualise au travers de l'ouverture du passage de Drake entre la partie méridionale de l'Amérique du Sud et l'Antarctique (Barker et Burell, 1977; Lawver et al., 1985; Diraison et al., 1997). Cette individualisation accommode la rotation anti-horaire de la plaque sud-américaine et la rotation horaire de la plaque Antarctique.

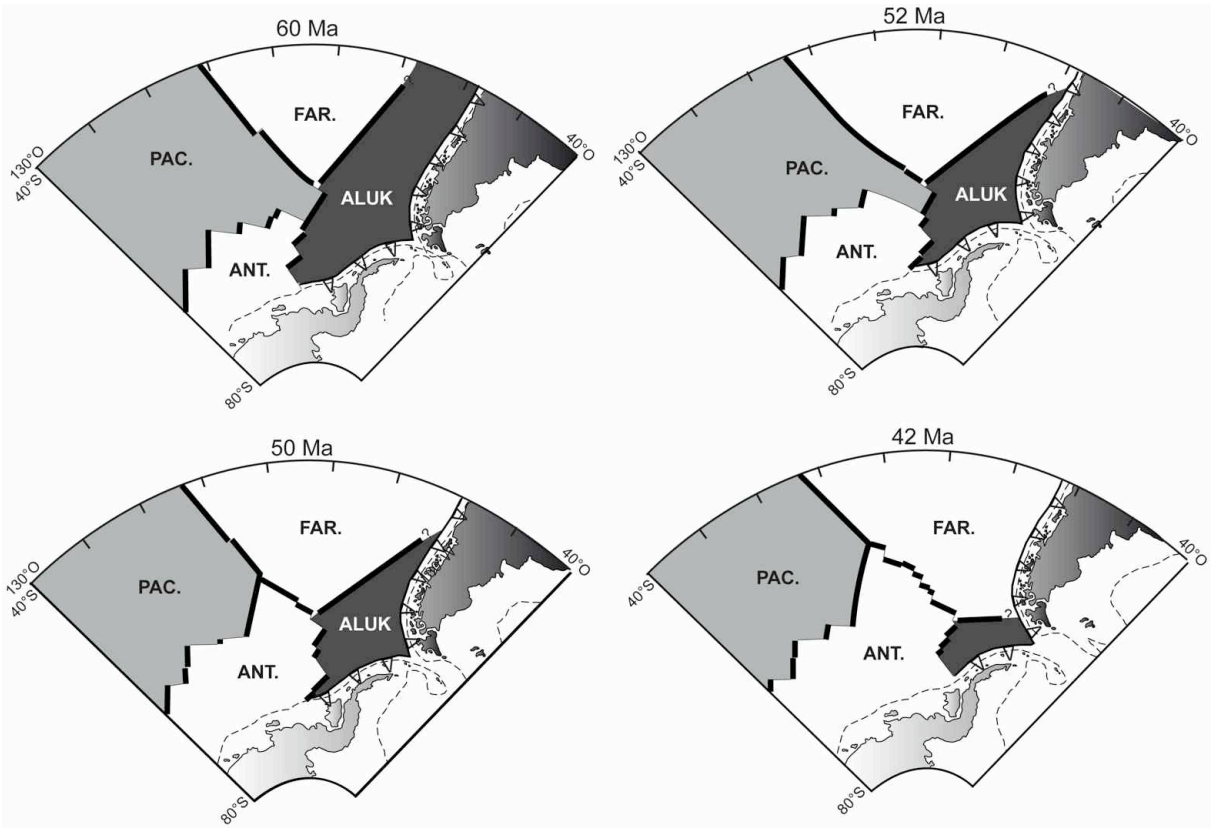


Figure 2.6. Reconstruction tectonique du sud-est Pacifique au cours du Paléocène-Éocène (d'après Cande et Leslie, 1986). La dorsale Farallon-Aluk a migré depuis le nord vers le sud le long de la fosse du Chili au cours de cette période, provoquant l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique sous la zone méridionale du continent sud-américain.

2.2. Histoire géologique de la Patagonie depuis l'Oligocène

2.2.1. Subduction de la dorsale active du Chili sous la Patagonie et migration du Point Triple

2.2.1.1. Cinématique de la subduction depuis le Néogène

L'histoire tectonique néogène de la Patagonie débute, il y a environ 24 Ma, par la rupture de la plaque Farallon, subductant sous le continent sud-américain, qui se sépare pour former les plaques Cocos et Nazca (Lonsdale, 2005) (Figure 2.7). La rupture de la plaque Farallon serait liée à une différence dans la direction de traction du slab entre la zone de subduction d'Amérique centrale et la zone de subduction du Pérou-Chili (Lonsdale et Klitgord, 1978). La présence du point chaud des Galapagos pourrait avoir également facilité la rupture de la plaque Farallon, en abaissant le seuil au-delà duquel la rupture de la plaque est possible (Hey, 1977).

Cette période est également marquée par une augmentation de la convergence entre la nouvellement formée plaque Nazca et la plaque Amérique du Sud (Pardo-Casas et Molnar, 1987) (Figure 2.5) ainsi que d'un changement dans la direction de la convergence entre ces plaques qui devient plus orthogonale (Cande et Leslie, 1986) (Figure 2.8). Cette augmentation de la convergence correspond à la phase orogénique Quechua (Pardo-Casas et Molnar, 1987).

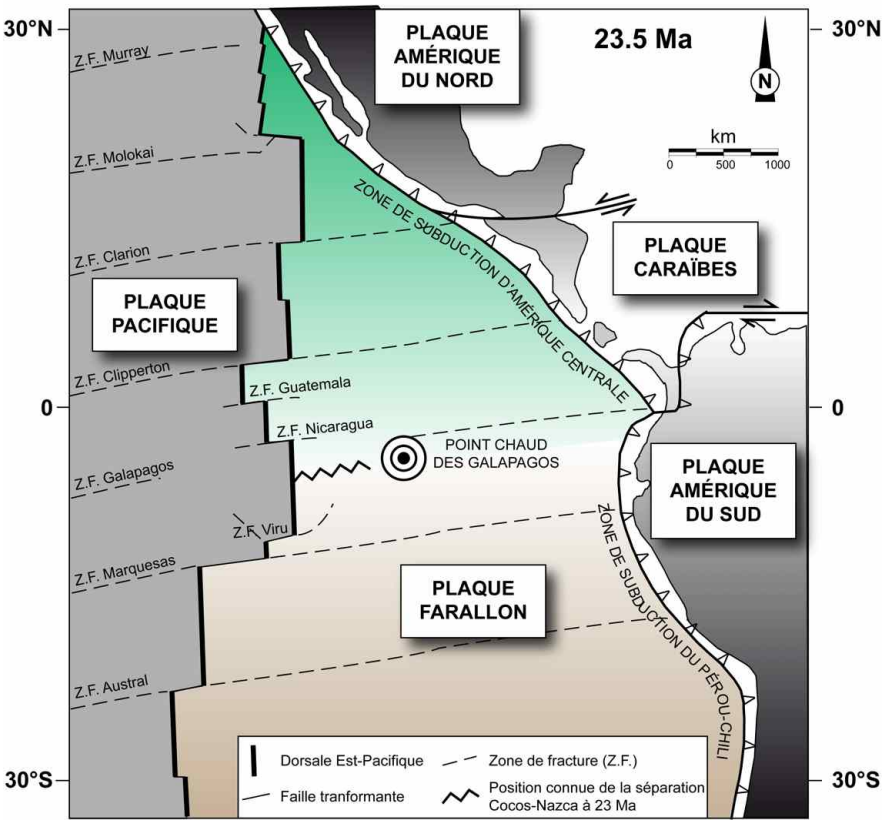


Figure 2.7. Reconstruction géographique de la plaque Farallon au moment de la séparation de cette dernière en plaques Cocos et Nazca à 24 Ma (modifié d'après Lonsdale, 2005). Les limites approximatives des futures plaques Cocos et Nazca sont respectivement représentées en vert et marron.

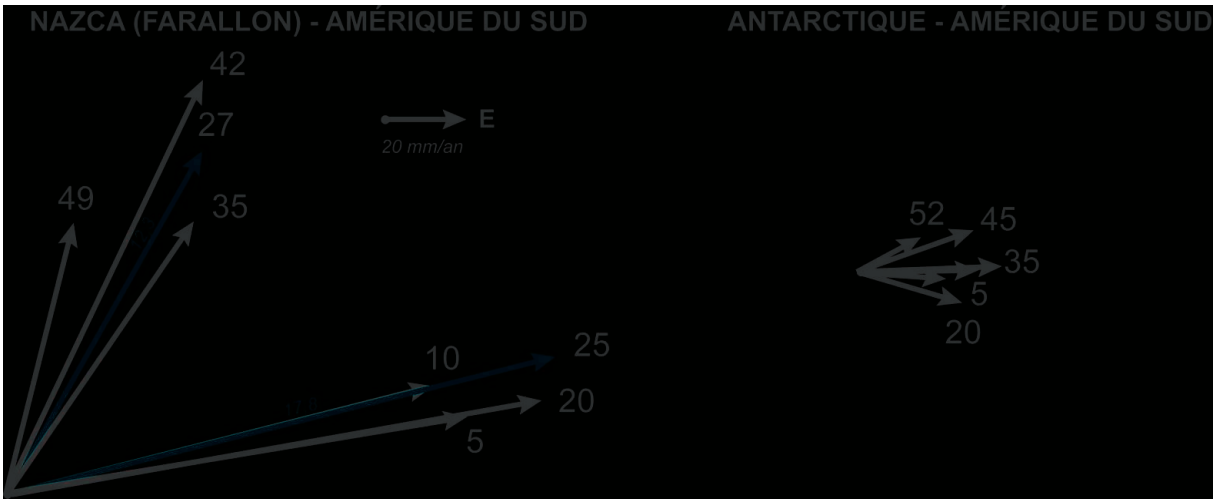
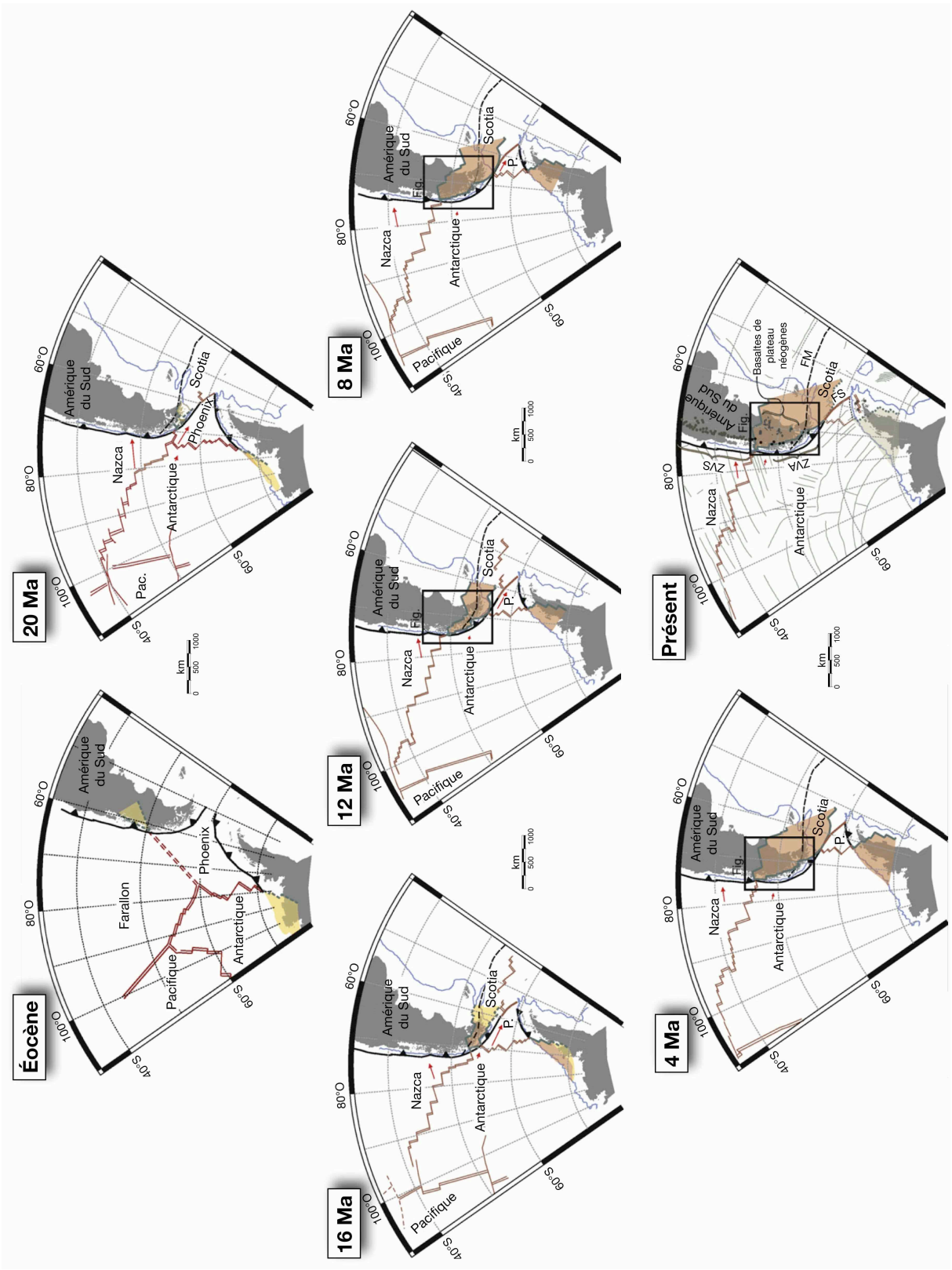


Figure 2.8. Mouvement relatif de la plaque Amérique du Sud par rapport à la plaque Nazca (Farallon) et la plaque Antarctique depuis 52 Ma (Cande et Leslie, 1986). La convergence entre la plaque Nazca et l'Amérique du Sud devient plus orthogonale, passant d'une direction N30 à N75, entre 27 et 25 Ma. Ce changement de direction s'accompagne également d'une augmentation de la vitesse de convergence qui passe de 12 cm.an^{-1} à 18 cm.an^{-1}environ.

Plus au sud, à la latitude de 55°S, à 18 Ma, le point triple entre les plaques Nazca, Antarctique, Phoenix (autre nom donné à la plaque Aluk) de type ride-ride-ride entre en subduction sous le continent sud-américain, créant une situation inédite et transitoire de quadruple jonction qui perdure jusqu'à 16 Ma (Breitsprecher et Thorkelson, 2008). Cette configuration évolue vers une paire de points triples de type fosse-ride-fosse migrant vers le sud pour le système Antarctique-Phoenix-Amérique du Sud et vers le nord pour le système Nazca-Antarctique-Amérique du Sud (Figure 2.9).

Dans le système méridional, les segments de la dorsale entre les plaques Antarctique et Phoenix sont très obliques à la direction de la fosse de subduction. L'activité de cette dorsale cesse à 3,3 Ma (Livermore et al., 2000 ; Eagles, 2003).

Figure 2.9 (Page suivante). Reconstruction tectonique du sud-est Pacifique à l'Éocène et au cours du Néogène (modifié d'après Breitsprecher et Thorkelson, 2008). Les fenêtres de slab créées sous le continent sud-américain et sous la péninsule antarctique sont indiquées en orange. ZVS : Zone Volcanique Sud ; ZVA : Zone Volcanique Australe ; FM : Faille Magallanes-Fagnano ; FS : Faille Shackleton.


Éocène
Amérique du Sud
Farallon
Phoenix
Pacifique
Antarctique
Scotia
20 Ma
Nazca
Pac.
16 Ma
12 Ma
8 Ma
Présent
Basaltes de plateau néogènes
FM
FS
ZVA
ZVS
4 Ma
80°O
60°O
100°O
40°S
60°S
km
0
500
1000

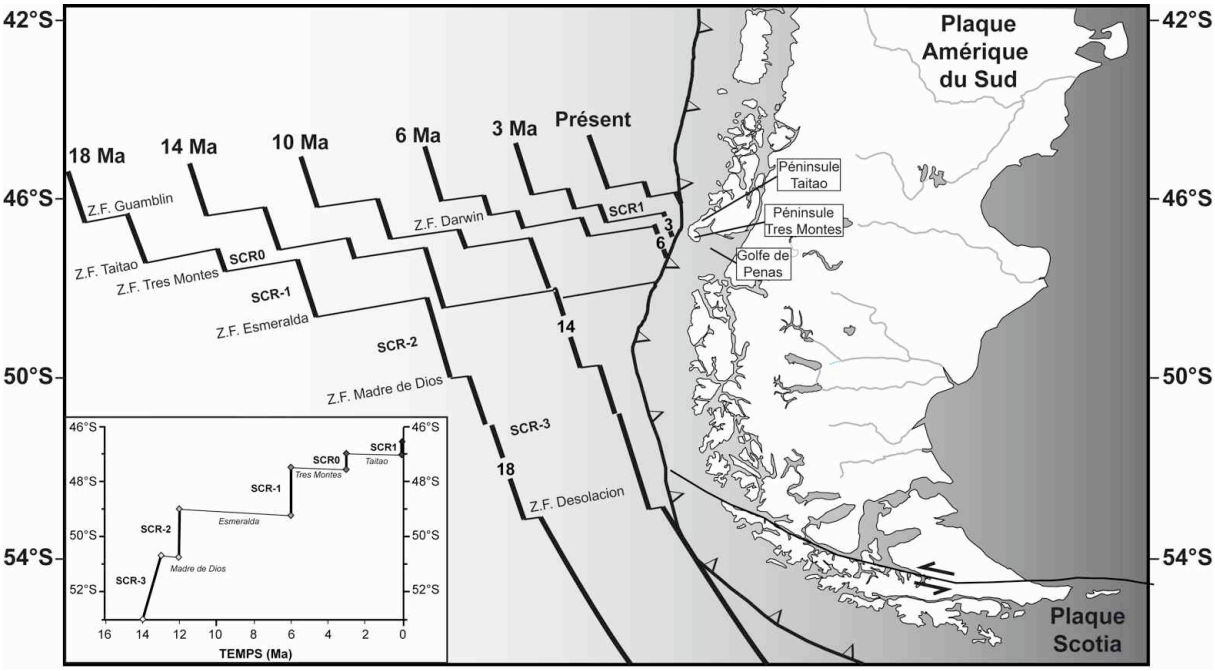


Figure 2.10. Reconstruction de la position de la dorsale active du Chili par rapport à un continent sud-américain fixe depuis 18 Ma (d'après Cande et Leslie, 1986). La subduction de segments de cette dorsale (SCR-3, SCR-2, SCR-1, SCR0), de direction sub-parallèle à celle de la fosse de subduction, a lieu respectivement à 14 Ma, 12 Ma, 6 Ma et 3 Ma et le segment SCR1 est actuellement subducté à la latitude de la péninsule de Taitao.

2.2.1.2. Ouverture d'une fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie

De part et d'autre du PTC, la vitesse de convergence entre les plaques océaniques en subduction et la plaque Amérique du Sud varie d'un facteur quatre environ. Au nord du point triple la vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud atteint 7,8 cm.an^{-1} alors qu'au sud du point triple, la vitesse de convergence entre les plaques Antarctique et Amérique du Sud diminue à 2 cm.an^{-1} (De Mets et al., 1994). La conséquence de cette différence de vitesse de convergence est la création d'une fenêtre asthénosphérique (Thorkelson, 1996) sous le continent sud-américain, au sud du PTC, qui permet le passage de matériel mantellique originellement situé dans la zone Pacifique, sous le slab, vers le coin mantellique sous-continental, au-dessus du slab. La largeur de cette fenêtre est d'autant plus grande que le segment de dorsale au droit duquel elle s'est formée est ancien (Figure 2.11). Au nord du PTC, la subduction de la plaque Nazca est continue, sans fenêtre asthénosphérique.

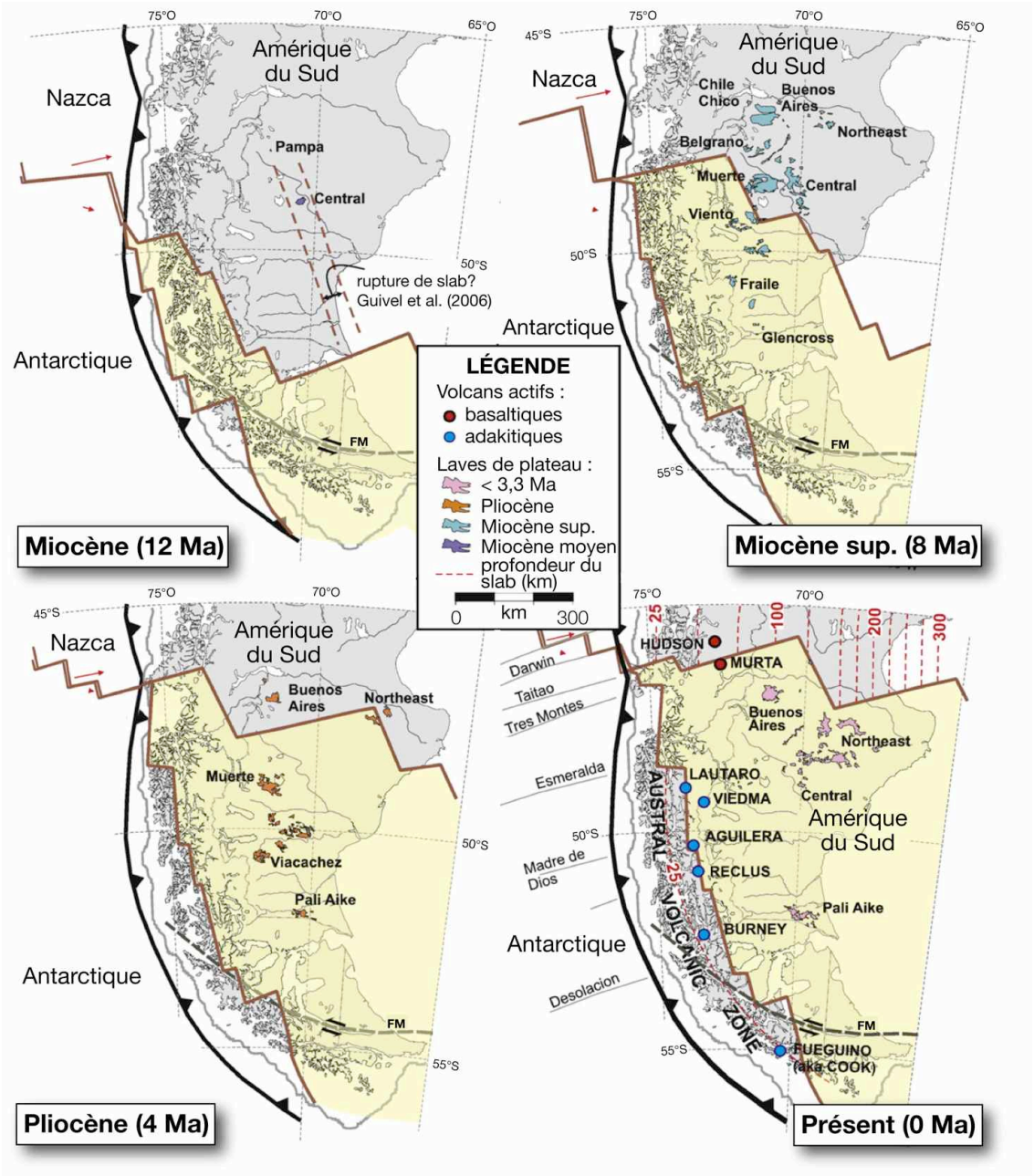


Figure 2.11. Reconstruction de la localisation de la fenêtre asthénosphérique (en jaune) sous le continent sud-américain au cours du Néogène (Breitsprecher et Thorkelson, 2008). L'ouverture de cette fenêtre est liée à la différence de vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Antarctique et la plaque Amérique du Sud, au nord et au sud du point triple. Les flèches rouges indiquent le mouvement des plaques Nazca et Antarctique par rapport à une plaque sud-américaine fixe. Les traits beiges indiquent la position reconstruite des bords du slab et ne prennent pas en compte une potentielle érosion thermique. La profondeur actuelle du toit du slab est représentée sur la dernière figure par des traits pointillés rouges. Les cercles rouges et bleus marquent les volcans actifs de l'arc magmatique.

2.2.2. Enregistrement sédimentaire et changement de dynamique du bassin patagonien

2.2.2.1. Transgression marine (Oligocène-Miocène)

Au cours de l'Oligocène, le bassin de Patagonie connaît un épisode transgressif décrit sous le nom de "transgression patagonienne", qui se poursuit jusqu'au Miocène inférieur et durant lequel se déposent des séries marines circa-littorales (Malumián et Náñez, 1998) (Figure 2.12). Ces séries sont constituées de conglomérats grossiers, de grès et de pélites contenant des coquilles et des micro-fossiles et forment une séquence progradante vers l'est (Ramos, 1989; Barreda et Caccavari, 1992; Bellosi et Barreda, 1993; Frassinetti et Covacevich, 1999; Malumián, 1999). Elles sont regroupées au sein de la formation Centinela et de ses équivalents latéraux (Formation Monte León pour la plate-forme orientale, Formation Chenque dans le bassin du golfe San Jorge) (Malumián, 2002). Au Chili, l'équivalent de ces dépôts marins compose la Formation Guadal (Suárez et al., 2000). La transgression patagonienne a été enregistrée jusqu'au sud du lac Buenos Aires-General Carrera (BAGC, 47°S), où des sédiments marins ont été conservés au sein du bassin Cosmelli (Flint et al., 1994) (voir Figure 3.1 pour la localisation du lac BAGC et du bassin Cosmelli). Néanmoins, les Andes de Patagonie constituaient alors une barrière topographique individualisant les dépôts atlantiques et les dépôts de la marge Pacifique, comme en témoignent les différences de faunes de macro-invertébrés présents dans les sédiments d'âge Oligocène-Miocène inférieur (Frassinetti et Covacevich, 1999; Flynn et al., 2002). L'épaisseur des dépôts marins varie entre 225 et 375 m au pied de la Cordillère et atteint 450 m au niveau actuel de la côte Atlantique.

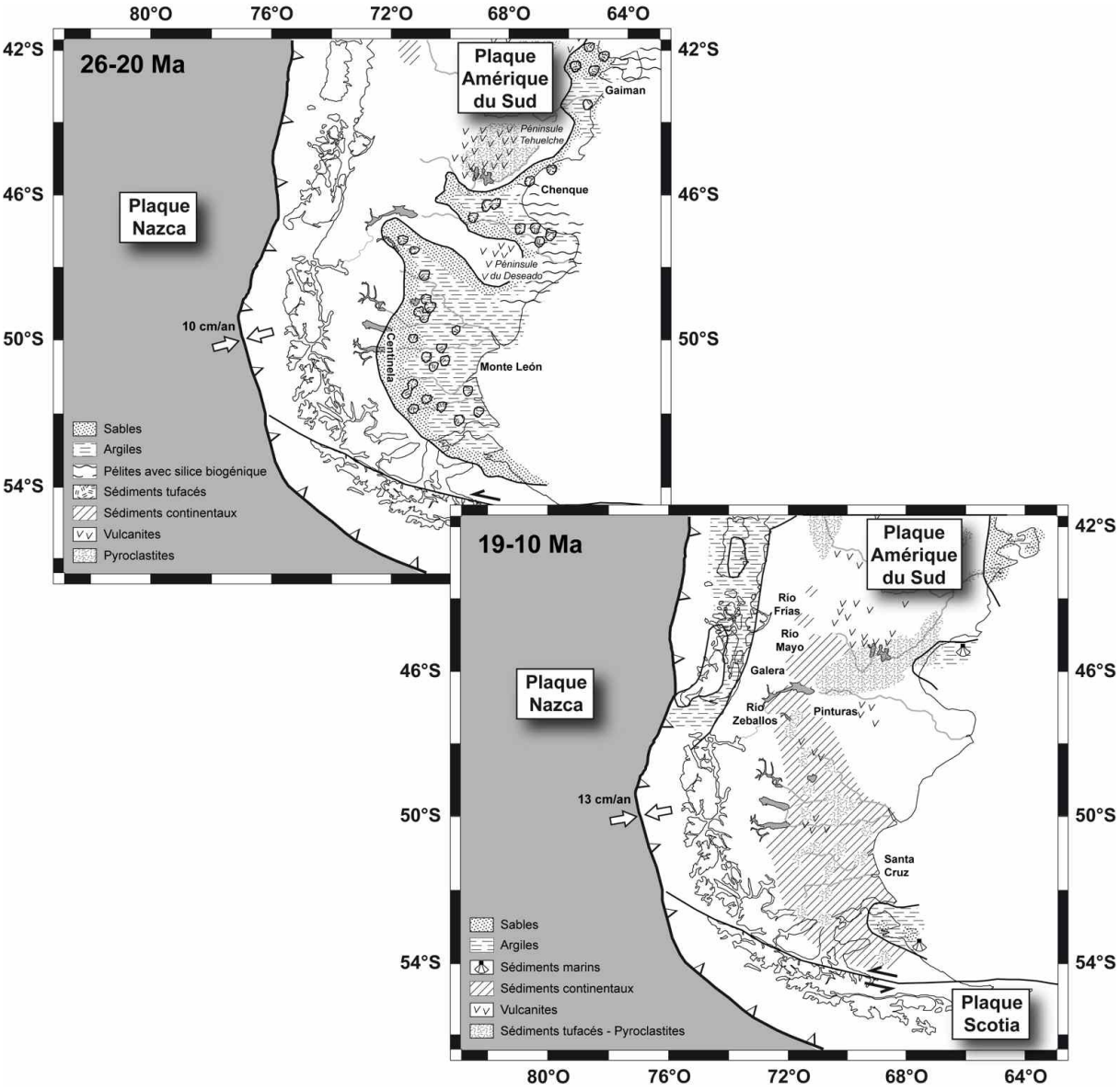


Figure 2.12. Reconstruction paléogéographique de la Patagonie à la fin de l'Oligocène-début Miocène (26-20 Ma) et au Miocène précoce-Miocène moyen (19-10 Ma) (Malumián, 1999). La ligne de côte, représentée par un trait épais noir, s'avance jusqu'à la longitude du lac Buenos Aires-General Carrera au cours de la transgression patagonienne.

2.2.2.2. Molasse continentale (Miocène inférieur-Miocène moyen)

A la suite du dépôt de ces séries marines, à la fin du Miocène inférieur, le bassin de Patagonie enregistre le dépôt de sédiments d'origine continentale, regroupés au sein de la Formation Santa Cruz (Figure 2.13) et de ses équivalents latéraux (Groupe Río Zeballos et Formation Galera au Chili, Ramos (1989), Suárez et al. (2000)). Ces dépôts sont constitués de

grès et de silts présentant localement des lentilles conglomératiques (Ramos, 1989). Ils sont impliqués au sein de structures attestant d'une déformation syn-sédimentaire (plis de croissance, chevauchements intraformationnels) à la fois dans la région du basin Cosmelli, comme au niveau du front de chevauchement oriental (Río Las Horquetas, Meseta del Guenguel) (Flint et al., 1994; Suárez et de la Cruz, 2000; Lagabrielle et al., 2004). L'épaisseur de ces séries continentales varie fortement au nord et au sud du PTC; au nord de ce dernier, les équivalents de la Formation Santa Cruz (Formations Río Frias, Río Mayo et Pedregoso) sont très peu développés avec une épaisseur moyenne d'environ 250 m alors qu'au sud du PTC, cette même Formation Santa Cruz présente une épaisseur moyenne de 800 à 900 m et atteint une épaisseur maximale de 1500 m au sud du lac Buenos Aires-General Carrera (Ramos, 1989). Des tuffs intercalés au sein de cette molasse continentale ont permis de dater par la méthode Ar/Ar la Formation Santa Cruz entre ~22 et 14 Ma (Blisniuk et al., 2005).

Figure 2.13. Formation Santa Cruz (au premier plan) affleurant dans la vallée du Río Senguerr.

2.2.2.3. Couverture détritique (Miocène moyen-Holocène)

Au Miocène moyen, la dynamique du bassin de Patagonie change. La molasse continentale est alors coiffée d'un couverture détritique constituée de conglomérats peu consolidés, d'une épaisseur très limitée (~5-10 m) et formant des structures tabulaires très étendues, depuis le piedmont de la Cordillère jusqu'à la côte Atlantique. Ces séries sont connues sous le nom de "Rodados Patagónicos" et ont été largement décrites dans les travaux pionniers de Caldenius (1940) et Feruglio (1950). L'origine de ces grandes mesetas n'est pas clairement tranchée. La couverture détritique est interprétée, selon certains auteurs, comme résultant d'un épandage fluvio-glaciaire (Mercer et al., 1975; Mercer, 1976; Clapperton, 1993; Cesari et Simeoni, 1994, Strelin, 1995, Schellman, 2000) ou comme le résultat de dépôts fluviatiles (Trombotto et Ahumada, 1995). Localement, ces dépôts ont pu être remaniés par des processus fluviatiles, de pédimentation, ou de mouvements en masse, expliquant l'aspect polygénique de ces sédiments (Fiddalgo et Riggi, 1970; Riggi et Fidalgo, 1971). Panza (2002) définit, au sein de ces "Rodados Patagónicos", deux types de surfaces d'origine distincte:

- (1) d'une part, les surfaces d'origine clairement fluviatiles, qui correspondent aux différents niveaux de terrasses des principaux cours d'eau de la région (Río Senguerr, Río Mayo, Río Chico, Cañadon Salado, Cañadon del Carril, Río Deseado) (Figure 2.14). Dans ce cas, les niveaux topographiquement les plus élévés sont chronologiquement les plus anciens.
- (2) d'autre part, les surfaces formant des plaines structurales associées à différents épisodes successifs d'aggradation de piedmont. Ces surfaces résulteraient de la coalescence de cônes alluviaux et témoigneraient alors de différentes phases de soulèvement dans la Cordillère, se produisant à partir du Miocène moyen.

Concernant l'âge de mise en place de ces "Rodados Patagonicos", très peu de contraintes existent. Néanmoins, ces derniers sont postérieurs au dépôt de la Formation Santa Cruz et ont donc un âge maximal de 14 Ma. L'épanchement de coulées basaltiques sur certains des niveaux observés permet de confirmer un âge minimal de 5,28 Ma, âge Ar/Ar du basalte Cerro Negro au sud du Río Deseado (Gorring et al., 1997), pour les niveaux d'aggradation ainsi que pour les huit niveaux supérieurs du système fluviatile du Río Deseado. Ces dépôts sont donc au minimum d'âge Miocène supérieur. Dans le système du Río Senguerr, une seconde coulée basaltique permet de définir un âge antérieur à 2,87 Ma, âge K/Ar du basalte

Cerro Grande (Bruni, 2007), pour les cinq niveaux de terraces les plus anciens. Le paragraphe 3.2.3 dans le chapitre suivant décrit plus en détail les différents niveaux de terrasse et leur morphologie.

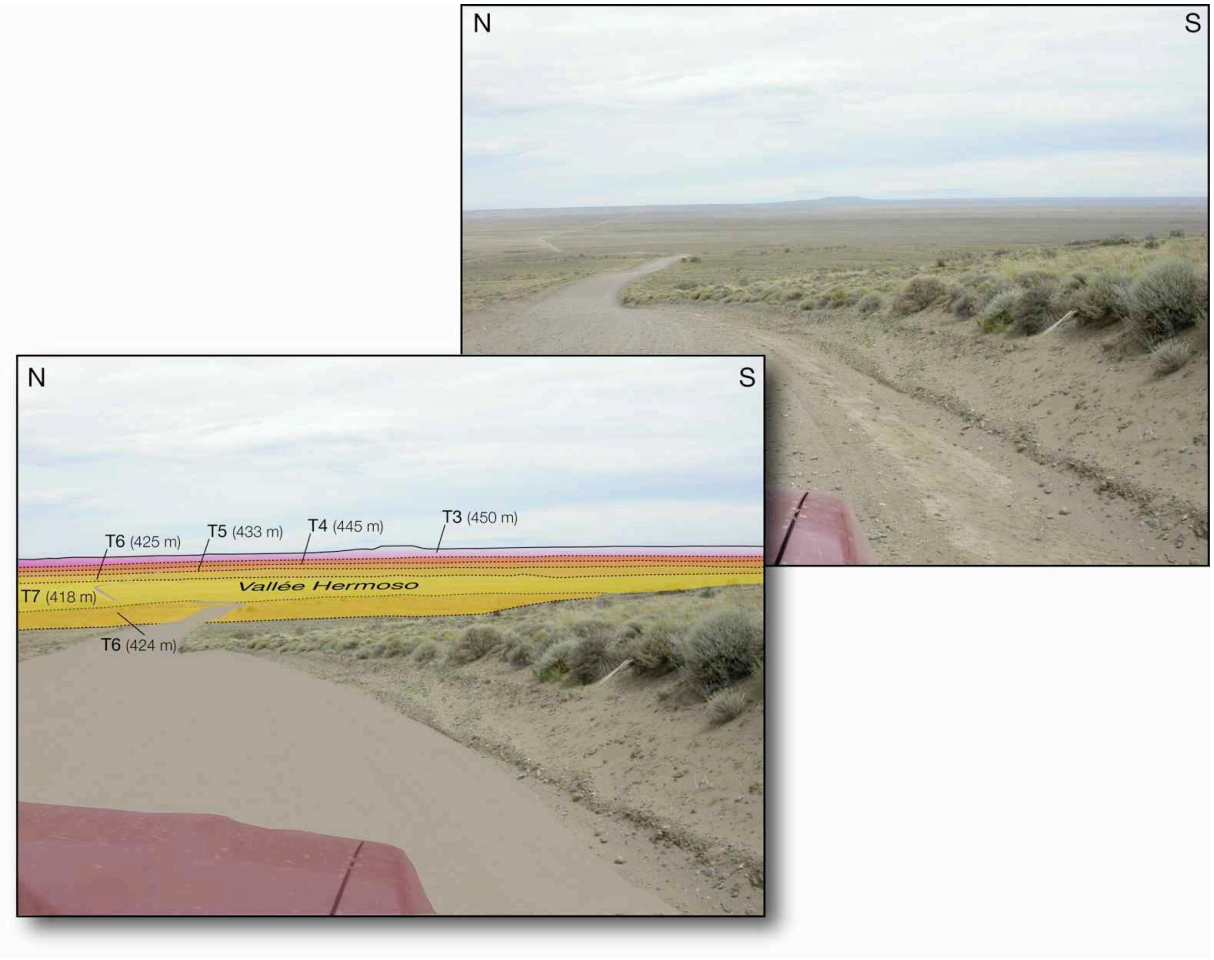


Figure 2.14. Différents niveaux de terrasses du système fluviatile du Río Senguerr, dans la vallée Hermoso, actuellement abandonnée par le cours d'eau.

2.2.2.4. Synthèse

Depuis l'Oligocène, le bassin de Patagonie a connu un changement de dynamique, évoluant d'un régime en subsidence à une situation de surrection à partir du Miocène moyen. La transgression patagonienne et le dépôt ultérieur de la molasse continentale coïncident avec un changement majeur du contexte géodynamique de la marge Pacifique. En effet, à 24 Ma, la rupture de la plaque Farallon en plaques Cocos et Nazca (Lonsdale, 2005)

s'accompagne d'une orthogonalisation et d'une augmentation de la convergence entre les plaques Nazca et Amérique du Sud (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Somoza, 1998; Lonsdale, 2005). Les séries Oligo-Miocène se mettent donc en place durant une période majeure de raccourcissement dans les Andes de Patagonie (Ramos, 1989; Lagabrielle et al., 2004). Entre 47°30'S et 49°S, le raccourcissement, qui varie entre 22 et 45 km, est accommodé au sein d'un système de plis et de chevauchements associés dans lequel est impliquée la molasse miocène (Figure 2.15). Plus au nord, le raccourcissement est moindre (Ramos et Kay, 1992), expliquant la faible épaisseur de sédiments miocènes accumulés au nord de la position actuelle du point triple. Le bassin de Patagonie constitue donc, entre l'Oligocène et le Miocène moyen, un bassin d'avant-chaîne mis en place en réponse à la construction et la surrection des Andes de Patagonie suite à la subduction rapide de la plaque Nazca; les dépôts miocènes de la Formation Santa Cruz et leurs équivalents latéraux résultent de la sur-alimentation de ce bassin d'avant-chaîne, ce remplissage cessant au Miocène moyen.

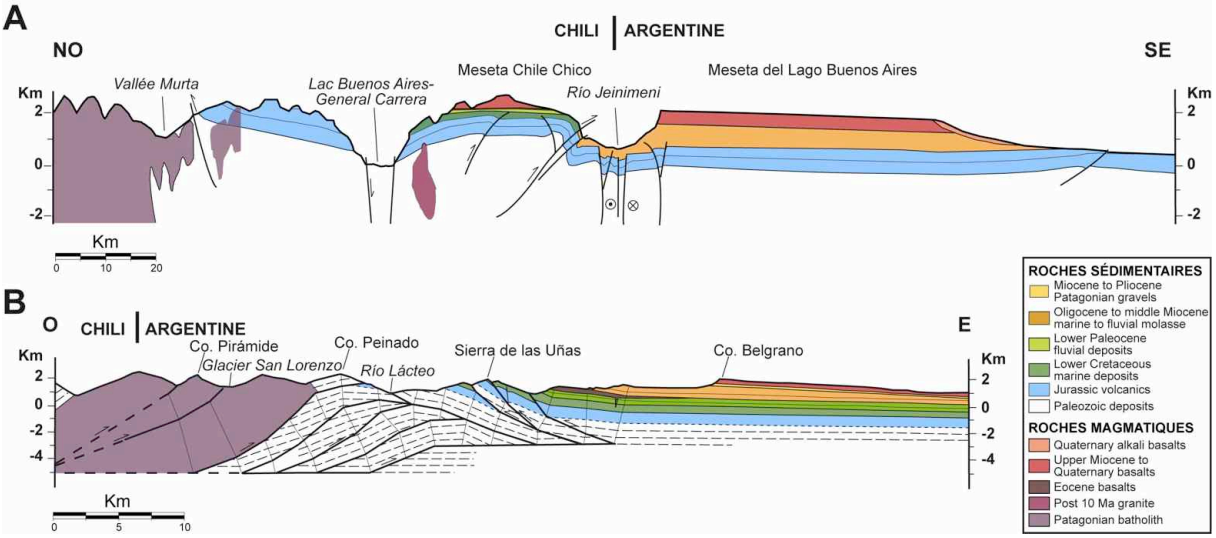


Figure 2.15. (A) Coupe géologique simplifiée à travers les Andes de Patagonie entre les latitudes 46°15'S et 47°10'S (Lagabrielle et al., 2004); **(B)** Coupe géologique à la latitude 47°40', dans le système de plis et de chevauchements associés (Ramos, 1989).

2.2.3. Magmatisme d'arrière-arc

2.2.3.1. Laves de "plateau"

Actuellement, les Andes de Patagonie Centrale, entre ~46°S et ~49°S correspondent à une lacune de magmatisme d'arc actif (Stern et Kilian, 1996). L'arc volcanique s'interrompt entre la zone volcanique sud, au nord, et la zone volcanique australe, au sud, ce qui correspond à la zone ayant connu la subduction de différents segments (SCR-1, SCRO, SCR1) de la dorsale active du Chili depuis 6 Ma (Figure 2.10). Cette lacune est expliquée par l'absence de croûte océanique hydratée au niveau de la fenêtre asthénosphérique créée, et par conséquent de l'eau et des fluides associés, ceci inhibant alors la fusion du coin mantellique.

En revanche, en position d'arrière-arc, des épanchements de lave, de composition tholéiitique, se mettent en place depuis environ 13 Ma (Stern et al., 1990; Gorring et al., 1997; D'Orazio et al., 2000; Guivel et al., 2006), formant de vastes plateaux dans le paysage. Ces basaltes sont postérieurs au dépôt de la molasse continentale de la Formation Santa Cruz et ont des âges compris entre 12,4 et 3,3 Ma dans la région de la Meseta Buenos Aires et entre 8,2 et 4,4 Ma au niveau de la Meseta Chile Chico (Guivel et al., 2006). Plus au sud, ces laves de plateau ont une gamme d'âge variant de 12 à 7 Ma pour la partie occidentale de la région d'arrière-arc, et de 5 à 2 Ma pour la région du Massif du Deseado (Gorring et al., 1997). Dans la vallée du Río Senguerr, entre 44°30'S et 45°30'S, plusieurs coulées basaltiques de dimensions réduites se sont mises en place au Pliocène (Bruni, 2007) (Figure 2.16). La présence de ces magmas basaltiques en position d'arrière-arc aurait pour origine la remontée de matériel mantellique depuis la province asthénosphérique sous-océanique vers la province asthénosphérique sous-continentale au travers de la fenêtre de slab nouvellement créée (Ramos et Kay, 1992; Gorring et al., 1997, 2003; D'Orazio et al., 2000, 2001) (Figure 2.17). Les données géochimiques et la répartition spatiale de ces plateaux sont en accord avec une origine liée à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique. Néanmoins, certains de ces basaltes se mettent en place antérieurement au passage du segment de dorsale qui en serait responsable (Figure 2.18); Guivel et al. (2006) suggèrent alors qu'une déchirure de slab pourrait être à l'origine de la mise en place précoce de ces basaltes.

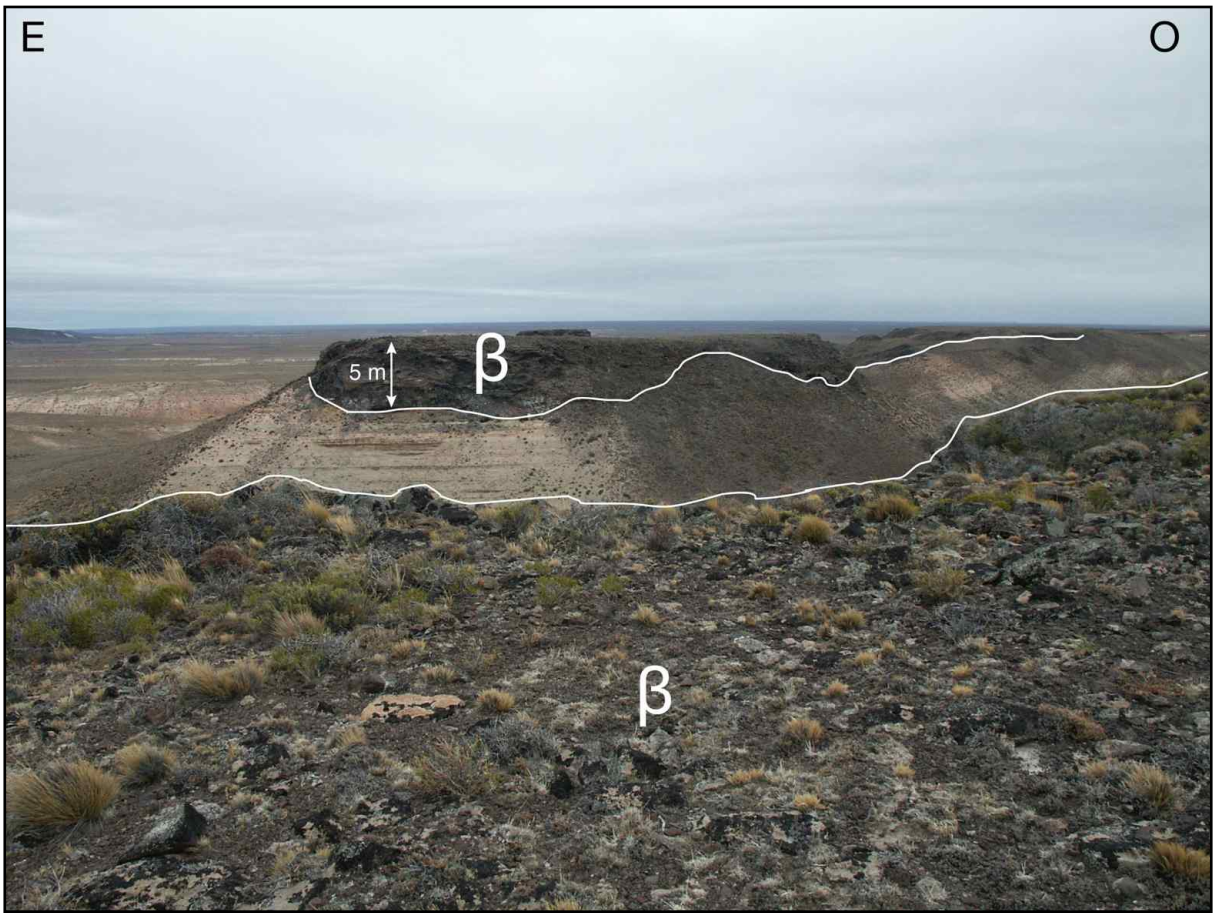


Figure 2.16. Basaltes pliocènes (β) coiffant la Formation Castillo (Crétacé supérieur) dans la Sierra San Bernardo. Ces basaltes, qui se sont mis en place dans une paléo-vallée et qui ont été datés à 3,79±0,32 Ma par Bruni (2007), forment actuellement un relief négatif dans le paysage.

2.2.3.2. Laves de "post-plateau"

Suite à cet épisode magmatique principal, de nouveaux épanchements, d'affinité alcaline et beaucoup moins volumineux, affectent la zone d'arrière-arc. Ils sont désignés sous le terme de basaltes de "post-plateau" et se mettent généralement en place 2 à 5 Ma plus tard que les laves de plateau précédemment décrites (Gorring et al., 1997). Au niveau de la Meseta Buenos Aires, l'âge de ces basaltes varie entre 3,4 et 0, 125 Ma (Gorring et al., 2003). La genèse de ces laves de "post-plateau" a été attribuée à une fusion partielle limitée générée par la remontée d'asthénosphère résiduelle sous-océanique riche en CO_2 à travers la fenêtre asthénosphérique (Gorring et al., 1997).

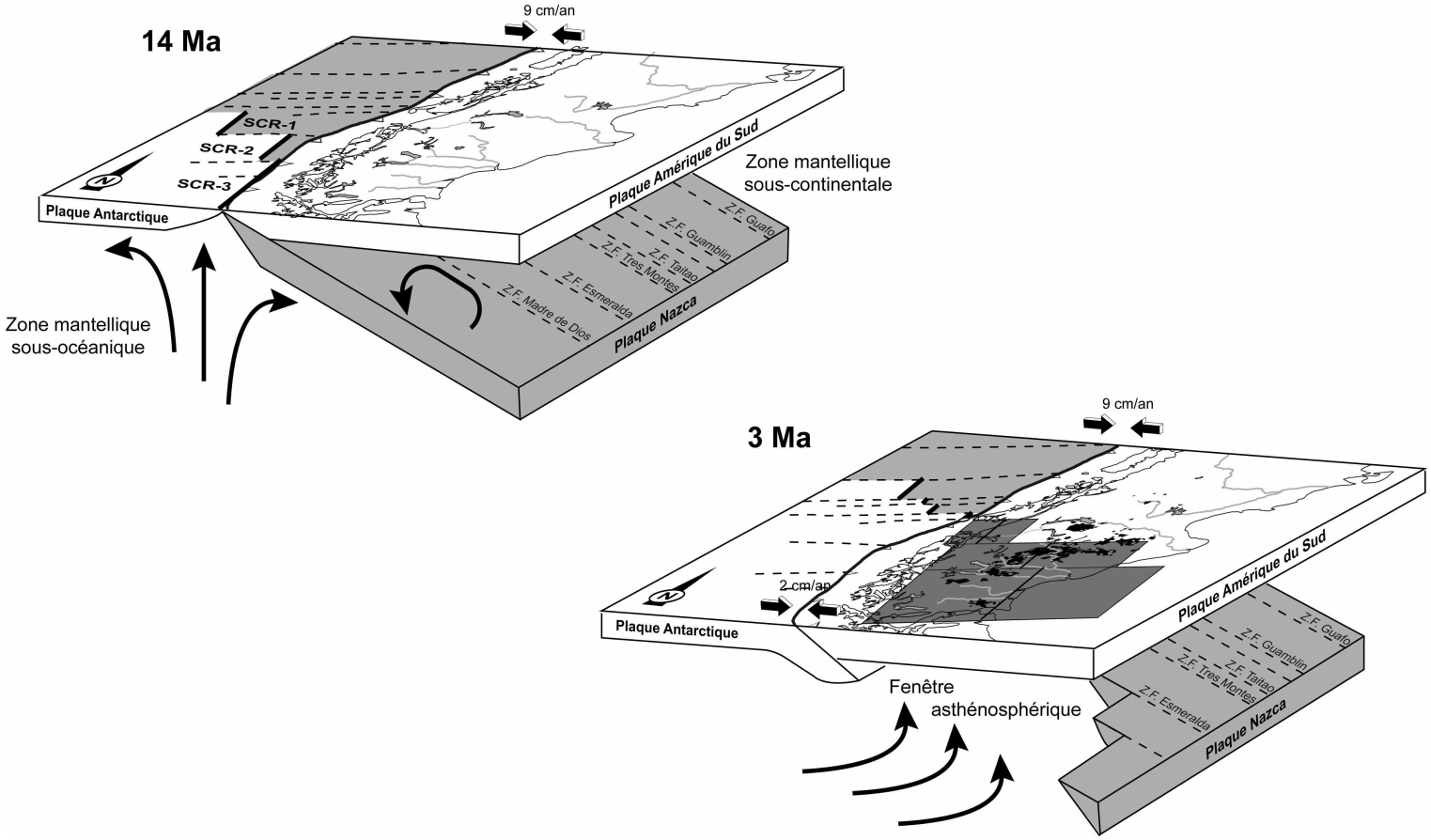


Figure 2.17. Schémas représentant l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie depuis 14 Ma (modifié d'après D'Orazio et al., 2000). À 14 Ma, le premier segment de dorsale (SCR-3) entre en subduction. À 12 Ma, 6 Ma, et 3 Ma, trois nouveaux segments de dorsale subductent sous le continent et la fenêtre asthénosphérique s'ouvre progressivement, dû à la différence de vitesse de convergence entre les plaques Nazca et Antarctique et la plaque Amérique du Sud. Ceci provoque le transfert de matériel mantellique sous-océanique vers le coin mantellique sous-continental, générant en surface des épanchements de basalte de type E-MORB (en noir). La projection en surface de l'extension de la fenêtre asthénosphérique est indiquée en gris foncé.

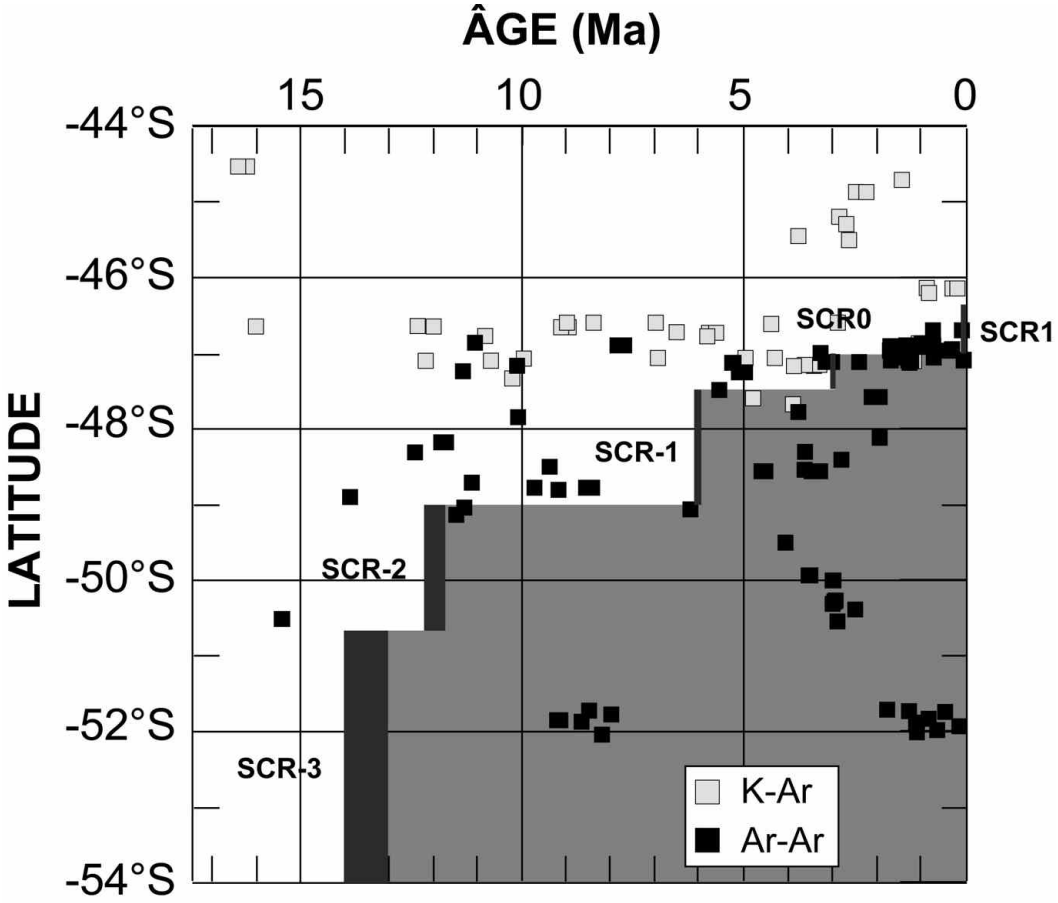
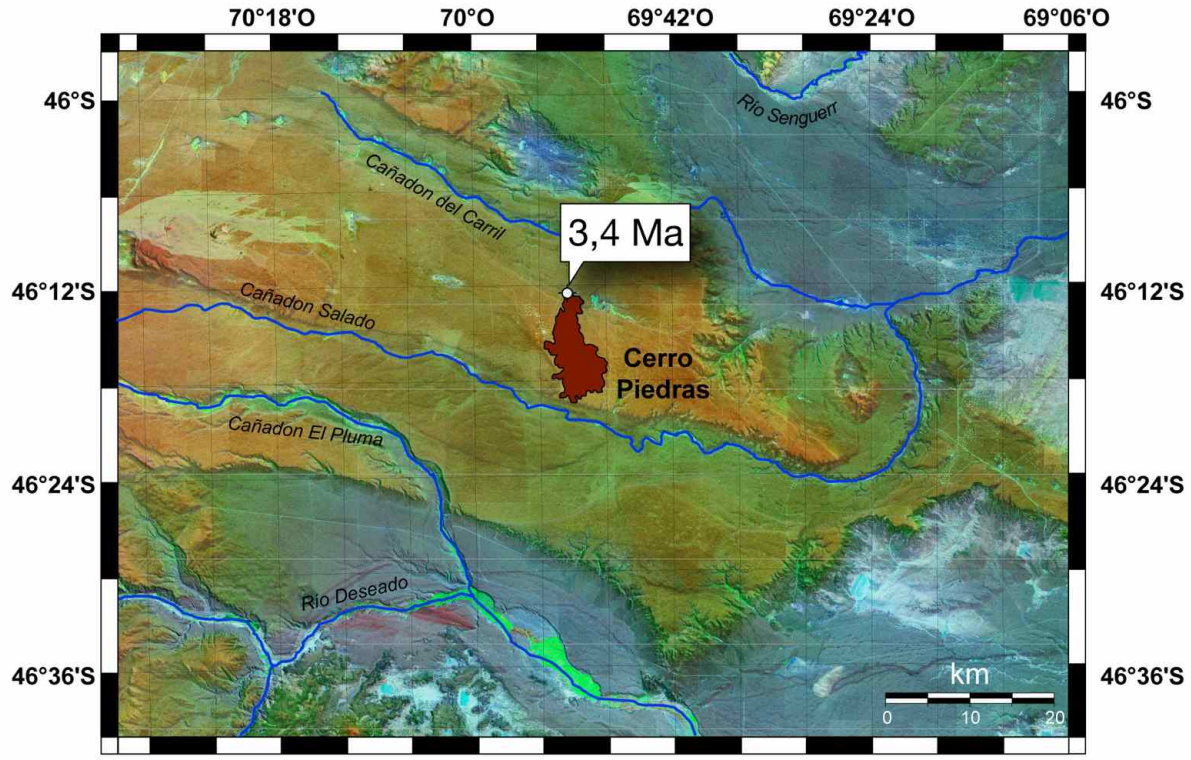


Figure 2.18. Âge des basaltes d'arrière-arc en fonction de leur latitude de mise en place. Compilation des données de Mercer (1976), Charrier et al. (1979), Sinito (1980), Baker et al. (1981), Ramos (1982b), Marshall et al. (1986), Gorring et al. (1997), Ton-That et al. (1999), Flynn et al. (2002), Brown et al. (2004), Mejia et al. (2004), Guivel et al. (2006), Bruni (2007). La position et l'âge de la subduction des différents segments de la dorsale du Chili (SCR) sont indiqués en gris foncé (d'après Cande et Leslie, 1986) et la localisation de la fenêtre asthénosphérique en gris clair.

2.2.3.3. Datation du basalte de Cerro Piedras

De nombreuses coulées basaltiques ont été datées lors d'études précédentes par la méthode K/Ar ou Ar/Ar (Figure 2.18). Néanmoins, dans la région d'étude, certaines coulées d'extension réduite pouvant fournir une contrainte sur l'âge minimal des terrains qu'elles recouvrent restent à dater. C'est notamment le cas du basalte de Cerro Piedras, qui se situe

dans la partie septentrionale de la province de Santa Cruz et qui couvre une superficie de 50 km^2. Ce basalte a été échantillonné à son extrémité septentrionale (Figure 2.19) au cours d'une campagne de terrain en janvier 2008 et a été daté par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ au laboratoire Géosciences Azur par Michel Fornari. L'échantillon CPiA donne des âges plateau et isochrones respectifs de 3,45±0,11 Ma et 3,39±0,17 Ma (Figure 2.20).



Échantillon	Latitude	Longitude	Âge plateau	Âge isochrone
CPiA WR (K233)	46°12,661'S	69°51,406'O	3,45±0,11	3,39±0,17

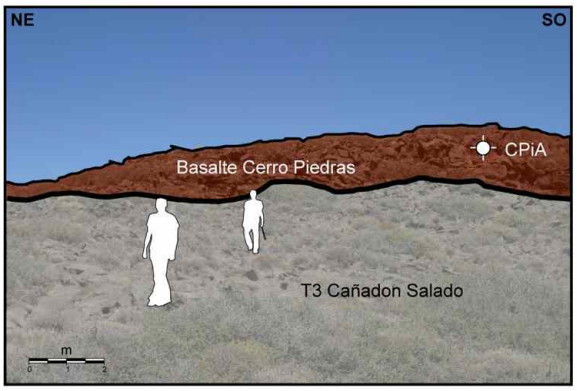


Figure 2.19. Localisation de l'échantillon CPiA du basalte Cerro Piedras, mis en place entre les systèmes fluviatiles Cañadon del Carril, au nord, et Cañadon del Carril, au sud.

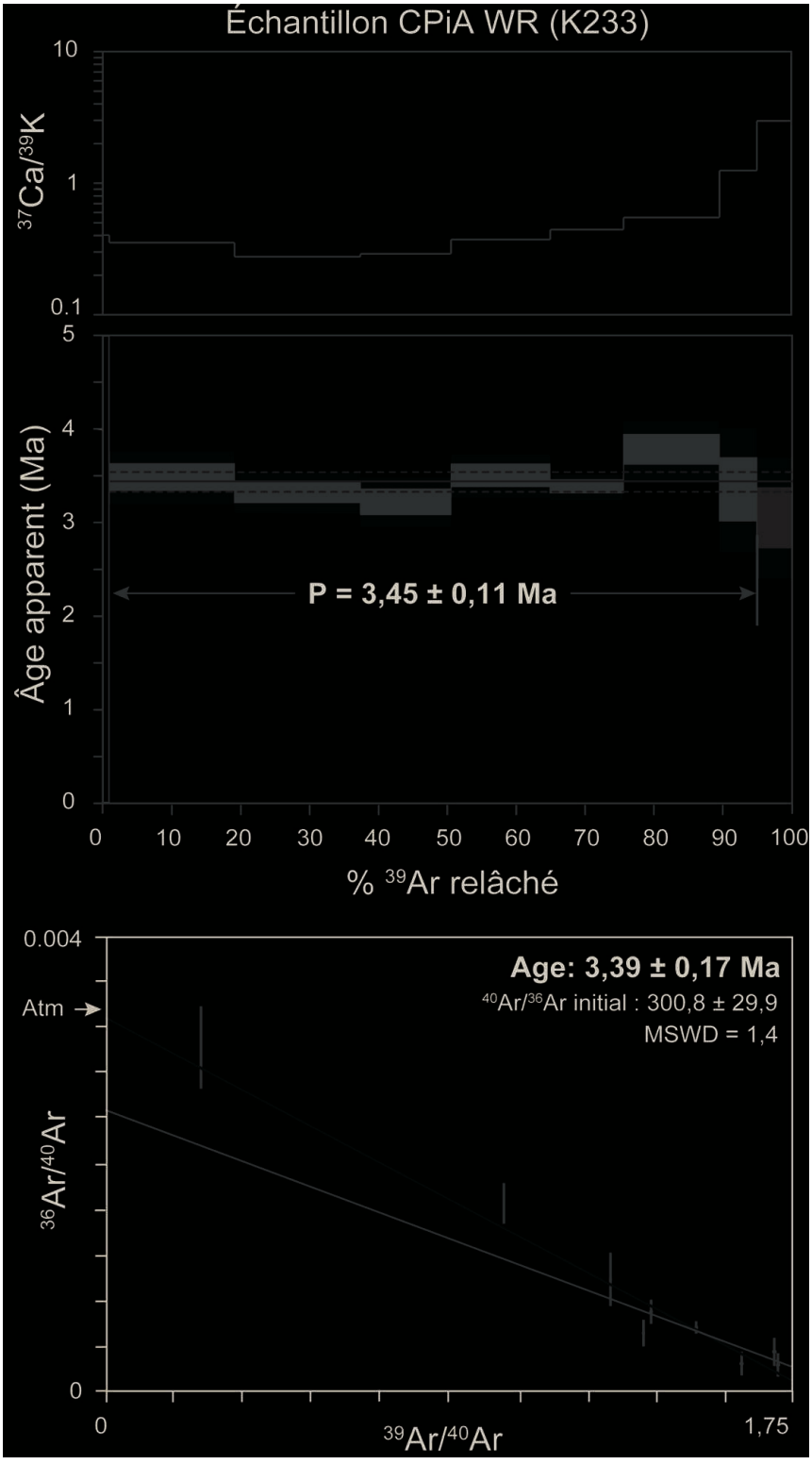


Figure 2.20. Âge plateau et âge isochrone de l'échantillon CPiA du basalte de Cerro Piedras. L'âge plateau (en gris) à 2σ (en gris pointillé) n'intègre pas la première et dernière étape mais intègre 94% du ^{39}Ar total. L'âge isochrone et l'âge plateau sont concordants et donnent une valeur de 3,4 Ma pour le basalte de Cerro Piedras.

2.2.4. Glaciations néogènes

Les dépôts glaciaires les plus anciens préservés en Patagonie sont d'âge Miocène supérieur. Ils sont constitués de tills, observés entre le Río Jeinimeni et le Río los Antiguos (Mercer et Sutter, 1982). Des coulées basaltiques, encadrant ces tills, ont été datées par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ entre 7,38±0,05 Ma et 5,04±0,04 Ma (Ton-That et al., 1999) (Figure 2.21). Ces dépôts se trouvent actuellement à plus de 100 km à l'est des glaciers les plus importants. Au cours de la période Miocène supérieure à Pliocène, les glaciers qui prenaient leur origine au niveau de la Cordillère, s'avançaient bien plus vers l'est en direction du bassin d'avant-pays, témoignant ainsi d'un climat plus froid que celui prévalant à l'heure actuelle.

A la latitude de la Meseta Chica et de la Meseta Ocupada, au nord du lac Viedma (~49°30'S), de nouveaux tills sont intercalés avec des coulées basaltiques qui ont été datées à ~3,6 Ma (Mercer, 1976) (Figure 2.21).

Au cours de la période allant du Pliocène supérieur au Pléistocène inférieur, au moins six épisodes glaciaires ont été enregistrés dans la région du Cerro del Fraile, à la latitude de 50°33'S (Mercer, 1976) (Figure 2.21).

L'extension maximale vers l'est de la couverture glaciaire est atteinte à environ 1100 ka (Singer et al., 2004). Depuis lors, le glacier s'est progressivement retiré et réavancé, laissant intacts différents systèmes de moraines particulièrement bien préservés dans la région (Figure 2.22) en raison du climat sec qui prévaut. Ainsi, un système de six moraines (Telken I-VI) s'est mis en place entre 1016 ka et 760 ka (Singer et al., 2004) (Figure 2.21). Un autre système de six moraines (Deseado I-III et Moreno I-III) s'est développé entre l'épanchement respectif des basaltes du Cerro Volcán et Arroyo Page, datés à 760 ka et 109 ka (Singer et al., 2004) (Figure 2.21). Le dernier système de moraines (Fenix I-V) est le plus récent puisque développé entre 23 ka et 16 ka (Kaplan et al., 2004), correspondant ainsi au dernier maximum glaciaire (Figure 2.21).

Les épisodes glaciaires successifs ont contrôlé la morphologie de la Cordillère de Patagonie. Ils ont creusé des vallées perpendiculaires à la direction de la chaîne, vallées qui étaient bloquées lorsque la couverture glaciaire s'étendait vers l'est. Chaque déglaciation entraîne un changement radical du réseau de drainage dans la Cordillère (Turner et al., 2005). Ainsi, le lac Buenos Aires-General Carrera était originellement drainé par le Río Deseado vers l'océan Atlantique. La dernière déglaciation a conduit à la séparation des champs de glace nord et sud, qui sont des petites calottes glaciaires résiduelles, il y a environ

12,8 ka. Depuis, les eaux du lac se déversent vers l'océan Pacifique au travers du Río Baker (Turner et al., 2005). A l'échelle régionale, de nombreuses zones initialement drainées en direction de l'océan Atlantique ont été capturées par l'océan Pacifique, suite au creusement des vallées perpendiculaires à la chaîne par les glaciers.

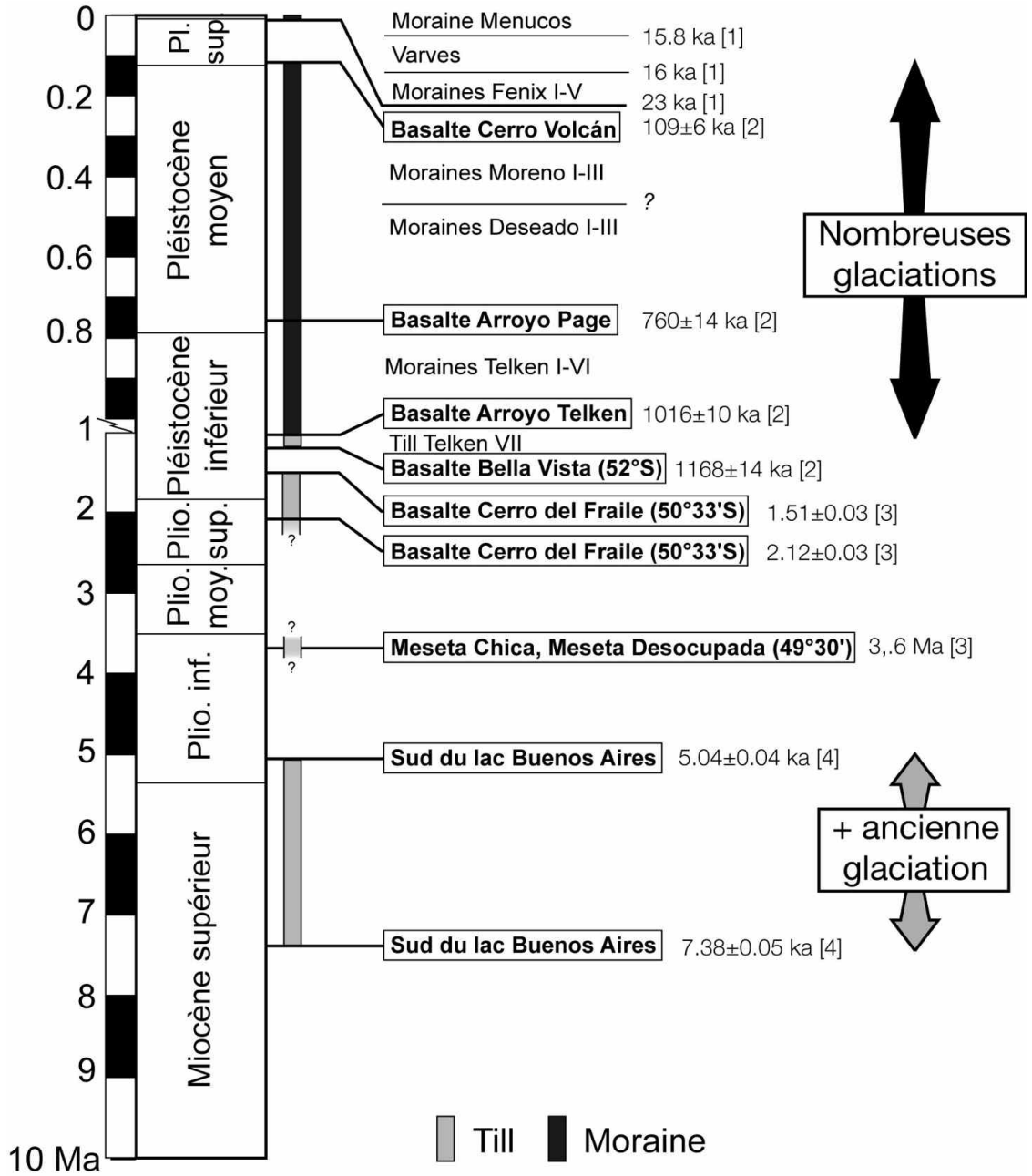


Figure 2.21. Principaux épisodes glaciaires enregistrés en Patagonie. La majorité des dépôts glaciaires ont été observés à la latitudes du lac Buenos Aires-General Carrera sauf lorsqu'indiqué. Les âges sont issus de [1] Kaplan et al. (2004), [2] Singer et al. (2004), [3] Mercer (1976), et [4] Ton-That et al. (1999).

Figure 2.22. Exemple de dépôts morainiques quaternaires à l'est de la ville de Perito Moreno.

2.3. Histoire géologique de la partie septentrionale des Andes méridionales depuis le Crétacé supérieur

La construction de la partie septentrionale des Andes méridionales, entre 33°S et 41°S, est contrôlée au premier ordre par des vitesses de convergence importantes entre plaque plongeante et plaque supérieure depuis le Crétacé supérieur (Jaillard et Soler, 1996) et par la dérive vers l'ouest du continent sud-américain dans un référentiel lié aux points chauds. Différents pics de vitesse de convergence ont été enregistrés depuis lors: un premier pic à 100 Ma, consécutif à l'ouverture du segment équatorial de l'océan Atlantique sud, un second au cours de l'Éocène (55 Ma), et un dernier il y a 26 Ma suite à la rupture de la plaque Farallon (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Lonsdale, 2005; Sdrolias et Müller, 2006) (Figure 2.23). La vitesse de convergence dans la direction normale à la direction de la fosse a varié entre 10 et

15 cm.an^{-1} pendant les pics de convergence et a diminué pour atteindre des valeurs inférieures à 7 cm.an^{-1} au cours du Paléocène et de l'Oligocène. La vitesse absolue de la plaque Amérique du Sud en direction de l'ouest depuis le Crétacé supérieur a très peu varié. Silver et al. (1998) proposent une augmentation de 2 à 3 cm.an^{-1} il y a 30 Ma, qui n'est pas observée par Sdrolias et Müller (2006) dans le référentiel des points chauds Indo-Atlantiques. La vitesse absolue moyenne de la plaque Amérique du Sud au cours du Cénozoïque est proche de 2±1 cm.an^{-1}.

Depuis le Crétacé supérieur et jusqu'au Pliocène, la zone septentrionale des Andes méridionales a enregistré des périodes d'extension alternant avec des périodes de compression (e.g. Stern, 1989; Muñoz et a., 2000; Jordan et al., 2001; Folguera et al., 2002; Charrier et al., 2005).

2.3.1. Crétacé supérieur-Éocène

Au Crétacé supérieur, la Cordillère Principale enregistre une phase de raccourcissement, qui se traduit par l'inversion tectonique de failles normales préexistantes (e.g. Cobbold et Rossello, 2003; Ramos et Folguera, 2005). Plus à l'est, au niveau du bassin de Neuquén, entre le Crétacé supérieur et l'Éocène, la déformation de la couverture sédimentaire accommode l'essentiel des 45 à 57 km de raccourcissement enregistrés dans cette région (Introcaso et al., 1992; Ramos, 1999; Cobbold et Rossello, 2003). Cette déformation évolue vers un régime transpressif au cours du Paléocène (Cobbold et al., 1999; Cobbold et Rossello, 2003).

L'arc magmatique, entre le Crétacé supérieur et l'Éocène, migre vers l'est en direction du bassin d'avant -pays (Ramos et Folguera, 2005) (Figure 2.24).

2.3.2. Éocène supérieur/Oligocène-Miocène inférieur

Depuis l'Éocène supérieur/Oligocène jusqu'au Miocène inférieur, la marge continentale Pacifique se caractérise par une extension générale (Cisternas et Frutos, 1994; Muñoz et al., 2000). Cette dernière est documentée entre 33°et 36°S par Charrier et al. (2002), entre 36° et 39°S par Jordan et al. (2001), Ramos et Folguera (2005) et Burns et al. (2006), et à la latitude de 41°S par Muñoz et al. (2000) (Figure 2.23). Elle résulte dans la mise en place du bassin extensif Abanico-Coya Machali et de ses équivalents latéraux depuis la latitude de ~44°S en direction du sud et de 30°S en direction du nord (Charrier et al., 2005). Il faut toutefois noter

que le caractère extensif du bassin de Loncopué, entre 36°S et 39°S, est débattu. De nombreuses études (e.g. Folguera et Ramos, 2000; Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006; Folguera et al., 2006) proposent que les sédiments de la Formation Lileo (28-22 Ma) ont été déposés dans un bassin de type rift au cours d'une phase d'extension Oligo-Miocène. Cobbold et al. (2008), au contraire, observent dans la partie septentrionale de ce même basin des strates de croissance au sein de cette Formation Lileo, qu'ils attribuent à une phase de raccourcissement.

Cette période est également marquée par une activité volcanique importante et par une migration de l'arc volcanique principal en direction de la fosse (Ramos et Folguera, 2005) (Figure 2.24).

2.3.3. Miocène moyen à supérieur

La période Miocène moyen à Miocène supérieur enregistre une seconde phase majeure de raccourcissement connue sous le nom de phase compressive Quechua, qui, au sein du bassin Abanico, se traduit par une inversion tectonique entre 33° et 36°S (Giambiagi et al., 2003; Charrier et al., 2005) et, à la latitude de Neuquén, par des structures compressives (Folguera et al., 2003, 2004; Cobbold et Rossello, 2003; Ramos et Folguera, 2005) (Figure 2.19). L'initiation de la compression est diachrone du nord au sud (Charrier et al., 2005); l'épisode compressif le plus ancien observé à l'est de Santiago (33,5°S) est daté à 21 Ma, alors qu'il n'est que de 16 Ma dans la vallée La Leñas, 100 km au sud. Dans les Andes de Neuquén, le raccourcissement a débuté il y a seulement 12 Ma (Folguera et al., 2006) (Figure 2.23).

Au cours du Miocène moyen à supérieur, l'activité magmatique de type "arc" migre à nouveau vers l'est, à plus de 500 km de la fosse de subduction (Kay, 2002) (Figure 2.24).

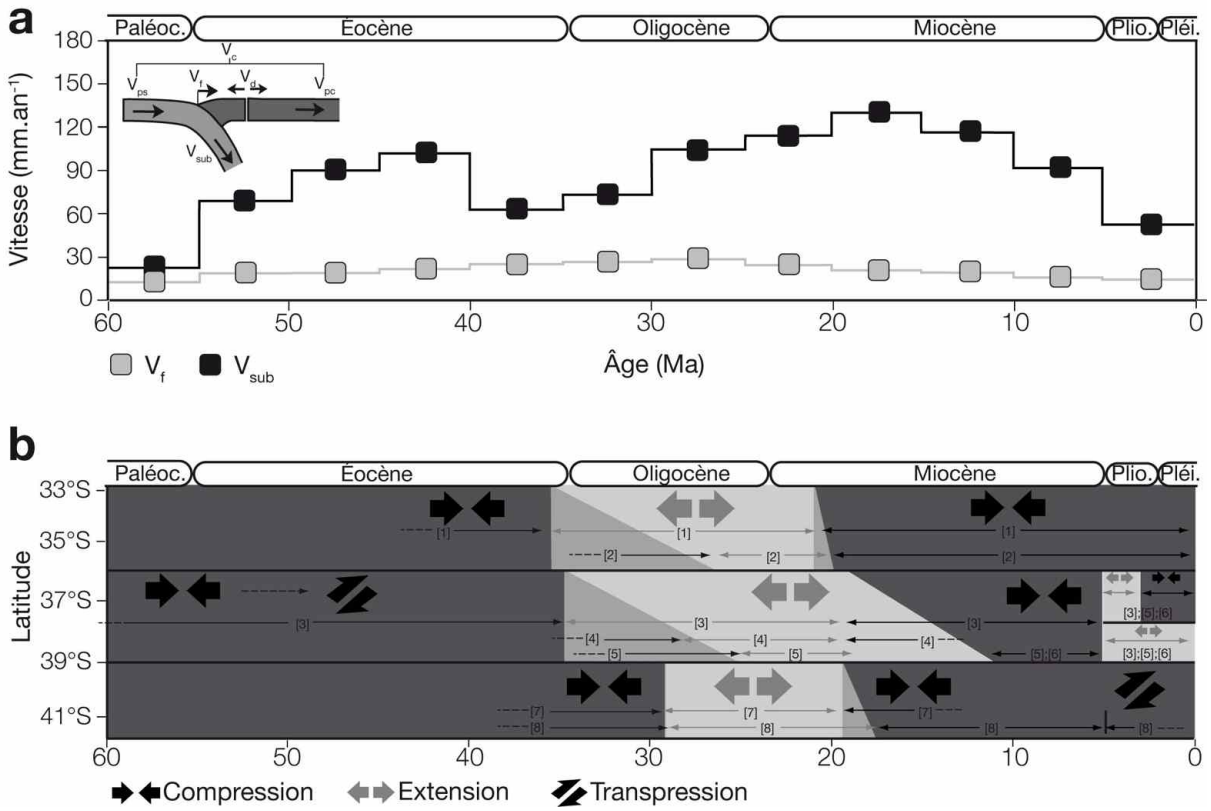


Figure 2.23. (a) Vitesse de subduction (carrés noirs) et vitesse de retrait de la fosse (carrés gris) au cours des 60 derniers millions d'années à la latitude de 36°S (d'après Sdrolias et Müller, 2006). La vitesse de retrait de la fosse est obtenue en soustrayant à la vitesse absolue de la plaque Amérique du Sud (Sdrolias et Müller, 2006) les valeurs moyennes de raccourcissement obtenues par Ramos et al. (2004). Sur le schéma de la zone de subduction, dans le coin supérieur gauche, V_{ps} : vitesse absolue de la plaque plongeante; V_f : vitesse de la fosse; V_{sub} : vitesse de subduction; V_{pc} : vitesse absolue de la plaque chevauchante; V_d : vitesse de déformation de la plaque chevauchante. **(b)** Régimes tectoniques de la partie septentrionale des Andes méridionales au cours des 60 derniers millions d'années, d'après les données existant dans la littérature (entre 33°S et 36°S : [1] Charrier et al. (2002), [2] Kay et al. (2005); entre 36°S et 39°S : [3] Ramos et Folguera (2005), [4] Jordan et al. (2001), [5] Folguera et al. (2006), [6] Ramos et Kay (2006); et entre 39°S and 41°S : [7] Muñoz et al. (2000), [8] Bechis et Cristallini (2005)). L'épisode extensif oligocène dans le bassin de Loncopué, entre 36° et 39°S, est contesté par Cobbold et al. (2008) et l'épisode extensif plio-quaternaire dans les Andes de Neuquén est également débattu (voir texte).

2.3.4. Pliocène-Quaternaire

Le régime tectonique prévalent dans les Andes de Neuquén au cours du Pliocène-Quaternaire est sujet à controverse. Selon Folguera et al. (2004), Ramos et Folguera (2005),

Kay et al. (2006), la phase compressive Quechua s'achève au début du Pliocène. Les Andes de Neuquén enregistreraient un nouvel épisode extensif débutant il y a 5 Ma (Folguera et al., 2006). Entre 36° et 38°S, cette extension se limiterait à la période comprise entre 5 et 3 Ma, alors que plus au sud, l'extension se poursuivrait au cours des 2 derniers millions d'années. À l'inverse, les études structurales et géomorphologiques réalisées par Cobbold et Rossello (2003), Backé (2006) et Galland et al. (2007), les mesures de contraintes in-situ de Guzmán et al. (2005) et les données GPS de Klotz et al. (2001) montrent que la déformation compressive dans les Andes de Neuquén se poursuit au cours du Pliocène et jusqu'à l'actuel.

La deuxième alternative est compatible avec les observations effectuées plus au nord, entre 33° et 35°S, où le régime compressif qui s'était mis en place au cours du Miocène se maintient. La zone de raccourcissement maximale migre progressivement vers l'est, d'abord jusqu'au système de plis et de chevauchements associés de l'Aconcagua et de Malargüe, puis jusqu'à la Cordillère frontale entre 9 et 4 Ma, et enfin jusqu'à la zone d'avant-pays après 4 Ma (Giambiagi et al., 2003).

Plus au sud également, un régime transpressif se développe au cours du Miocène (Lavenu et Cembrano, 1999; Cembrano et al., 2002; Thomson, 2002) le long du système de failles de Liquiñe-Ofqui, dont l'activité récente a été démontrée (Lange et al., 2008).

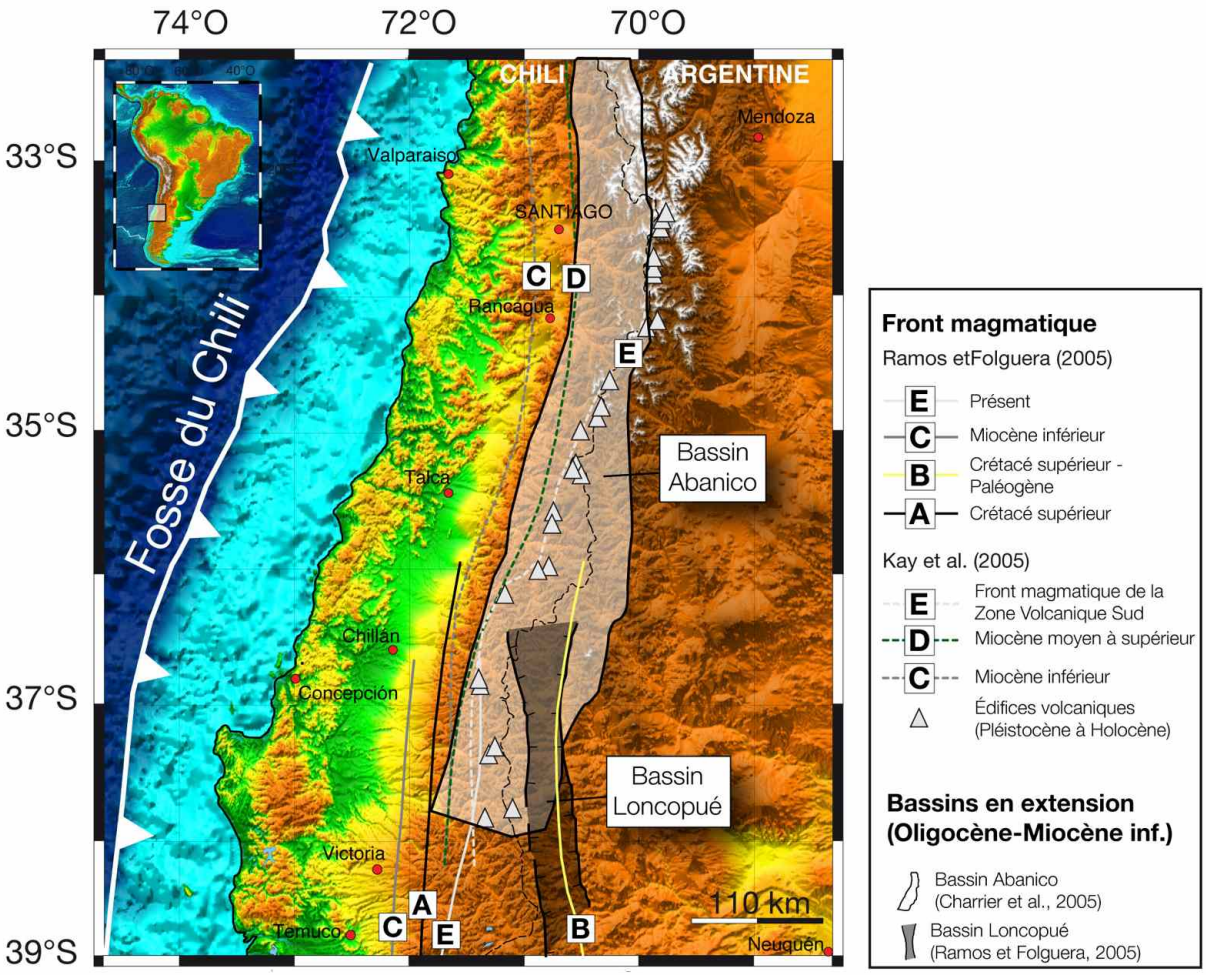


Figure 2.24. Évolution de la position du front magmatique dans la région septentrionale des Andes méridionales depuis le Crétacé supérieur (d'après Ramos et Folguera, 2005; Kay et al., 2005) et position des bassins Abanico et Loncopué (d'après Charrier et al., 2005; Ramos et Folguera, 2005).

CHAPITRE III

GÉOMORPHOLOGIE DU BASSIN DE PATAGONIE CENTRALE : ENREGISTREMENT DE LA RÉPONSE DYNAMIQUE À L'OUVERTURE D'UNE FENÊTRE DE SLAB

3. Géomorphologie du bassin de Patagonie centrale : enregistrement de la réponse dynamique à l'ouverture d'une fenêtre de slab

3.1. Introduction

Le bassin de Patagonie centrale se situe en Argentine, entre les latitudes de 44°S et 48°S, et correspond approximativement à la partie continentale du bassin du golfe San Jorge. Actuellement recouvert de grandes nappes de galets qui en font son paysage si particulier, ce bassin a été très étudié pour ses réserves importantes d'hydrocarbures. En effet, la production cumulée de pétrole atteint 473 millions de m^3 et celle de gaz 70300 millions de m^3 (Yrigoyen,1993; Figari et al., 1999), ce qui en fait, avec 37% de la production annuelle d'énergie fossile, le premier fournisseur de l'Argentine. Les roches réservoirs sont d'âge Crétacé et de fait, l'évolution du bassin depuis le milieu du Cénozoïque a été délaissée au profit de l'étude de la structuration mésozoïque du bassin. Pourtant ce bassin présente à l'heure actuelle un certain nombre d'anomalies morphologiques, comme la divergence de son réseau hydrographique ou bien encore la présence de terrasses de galets perchées à plus de 700 m d'altitude sur la marge passive atlantique, qui méritent une étude plus détaillée. Il se situe également, depuis 6-4 Ma, partiellement au-dessus de la fenêtre asthénosphérique qui s'ouvre au cours du Néogène sous la Patagonie, suite à la subduction de la dorsale du Chili (e.g. Ramos et Kay, 1992).

Dans ce chapitre, nous nous attacherons à identifier l'influence de l'ouverture de cette fenêtre asthénosphérique sur l'évolution de la partie orientale de la Patagonie centrale à partir, d'une part, d'une synthèse des données sédimentologiques et tectoniques existantes et d'autre part de nouvelles données géomorphologiques que nous comparerons avec un modèle semi-analytique de topographie dynamique.

3.2. Neogene uplift of central-eastern Patagonia: dynamic response to active spreading-ridge subduction?

Benjamin Guillaume[1], Joseph Martinod[1], Laurent Husson[2], Martin Roddaz[1], Rodrigo Riquelme[3]

[1] Université de Toulouse; UPS (SVT-OMP); LMTG; 14, Avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France.

[2] Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118; Université Rennes-1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France.

[3] Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte; Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile.

Article sous presse à *Tectonics*

Résumé en français

L'évolution sédimentologique, tectonique et géomorphologique de la zone orientale de la Patagonie centrale depuis l'Oligocène supérieur et sa relation avec la topographie dynamique est présentée ci-après sous la forme d'un article sous presse dans la revue *Tectonics.*

La topographie de la Terre est généralement considérée comme résultant essentiellement du processus d'isostasie, les reliefs positifs étant compensés par une racine crustale et/ou un manteau lithosphérique chaud. Cependant, les déplacements de matière au sein du manteau asthénosphérique génèrent également des forces importantes qui peuvent déprimer la surface terrestre avec des amplitudes de plusieurs centaines de mètres (Hager et Clayton, 1989; Le Stunff et Ricard, 1997; Čadek et Fleitout, 2003), créant ainsi une topographie dite "dynamique". Cette topographie dynamique atteint des valeurs maximales au-dessus des zones de subduction (Husson, 2006) où elle génère des dépressions de grande longueur

d'onde. Néanmoins, en domaine continental, la part de topographie liée à la topographie dynamique est plus difficile à quantifier.

La Patagonie centrale est une cible idéale pour étudier les effets en terme de topographie dynamique de l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique. En effet, depuis 14 millions d'années, la dorsale du Chili est entrée en subduction sous le continent sud-américain. La géométrie particulière de cette dorsale, avec différents segments sub-parallèles à la direction de la fosse de subduction, entraîne la migration vers le nord du point triple du Chili, depuis 54°S jusqu'à sa position actuelle à 46°30'S. Nous nous sommes attachés à l'étude du bassin de Patagonie centrale, entre 44°S et 48°S, depuis le piedmont oriental de la Cordillère jusqu'à la côte Atlantique, soit une zone d'environ 180000 km^2. C'est une région privilégiée pour l'étude de la topographie dynamique car le signal topographique est très peu perturbé aussi bien par la tectonique récente que par les phénomènes glaciaires.

Depuis l'Oligocène supérieur et jusqu'au Miocène inférieur, le bassin de Patagonie centrale est marqué par une transgression généralisée se traduisant par le dépôt de séries marines peu profondes (Formation Centinela et équivalents latéraux), suivi par le dépôt d'une molasse continentale (Formation Santa Cruz et équivalents latéraux) (Ramos, 1989; De la Cruz et Suárez, 2006). Ces séries présentent des structures syn-tectoniques (Flint et al., 1994; Suárez et De la Cruz, 2000; Lagabrielle et al., 2004) et sont synchrones de la rupture de la plaque Farallon qui a lieu il y a 24 Ma (Lonsdale, 2005) et qui se traduit par une augmentation de la convergence entre la plaque Nazca (ex-Farallon) et Amérique du Sud. Au cours du Miocène moyen, la dynamique du bassin change fortement, puisque depuis l'arrêt de la sédimentation de la molasse continentale à environ 14 Ma, seuls de grands épandages de galets, connus dans la littérature sous le nom de "Rodados Patagonicos" et d'une épaisseur moyenne de 5-10 m, se sont mis en place. Ils forment une couverture de piedmont qui couvre la quasi-totalité du bassin et dans laquelle se sont développés trois principaux systèmes fluviatiles (Río Senguerr au nord du bassin, Cañadon Salado-Cañadon del Carril au centre du bassin et Río Senguerr au sud du bassin). Nous avons produit une carte précise des différents niveaux de terrasses de galets à partir de l'analyse d'images satellitales Landsat et de Modèles Numériques de Terrain SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) d'une résolution horizontale de 90 m.

L'étude de la morphologie des terrasses indique une dynamique profondément différente de part et d'autre de la position actuelle du point triple du Chili (PTC), à 46°30'S. En effet, au

nord du PTC, la géométrie des terrasses témoigne d'un basculement vers le nord, dans la direction parallèle à la direction de la fosse de subduction, qui débute après le Miocène moyen et qui se poursuit au moins jusqu'au Pliocène. Le basculement cumulé a été estimé à environ 0,12±0,04 %. Au sud du PTC, en revanche, l'enregistrement est différent, puisque la région a subi, avant 5,28 Ma, un basculement en direction du nord d'au moins 0,06±0,02 % suivi d'un basculement en direction du sud de 0,11±0,01 %. Depuis la transition Miocène supérieur-Pliocène, le basculement vers le sud n'est plus enregistré. A l'échelle du bassin, les différents basculements enregistrés sont à l'origine de la capture des cours d'eau principaux, ce qui résulte à l'heure actuelle en un système hydrographique divergent de part et d'autre de la latitude du PTC.

Le soulèvement enregistré depuis le Miocène moyen et les basculement parallèles à la direction de la fosse ne peuvent trouver leur origine dans une réponse flexurale du bassin d'avant-pays à l'érosion de la Cordillère. En effet, cette réponse a une longueur d'onde restreinte, non compatible avec nos observations. En revanche, la topographie dynamique est un phénomène de grande longueur d'onde. Pour tester les conséquences de l'ouverture d'une fenêtre de slab sur les mouvements verticaux en surface en terme de topographie dynamique, j'ai utilisé un modèle semi-analytique développé par Laurent Husson (Géosciences Rennes) visant à reproduire le contexte géodynamique de la Patagonie au cours du Néogène. Dans ce modèle, la déflexion induite par la subduction rapide de la plaque Nazca, au nord du point triple, est importante (~1000 m à 325 km de la fosse) alors qu'au sud, où la subduction de la plaque Antarctique est lente, nous considérons que la déflexion est nulle. À mesure que le point triple se déplace vers le nord, la déflexion liée à la plaque Nazca s'annule générant alors un soulèvement de la zone située juste au sud de la nouvelle position du point triple.

L'organisation générale et l'amplitude des basculements observés dans ce modèle sont compatibles avec nos observations géomorphologiques. L'ouverture de la fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie au cours du Néogène est donc responsable à la fois du changement de dynamique de dépôt du bassin central de Patagonie, mais également du développement de basculements nord-sud, parallèles à la direction de la fosse de subduction, qui ont un contrôle important sur l'organisation actuelle du réseau hydrographique.

Abstract

The Chile Triple Junction (CTJ) episodically migrated northward during the past 14 Myr from 54°S to its present-day position at 46°30'S, as different almost trench-parallel spreading segments entered in subduction. This migration resulted in the opening of an asthenospheric window below Patagonia, inducing a disturbance in the regional mantle convection. On the overriding plate, the Middle Miocene time corresponds to a major change in the central Patagonian basin dynamics, with a transition from subsidence to generalized uplift. The detailed mapping and the morphological study of post-Middle Miocene terraces evidence regional scale trench-parallel tilt histories that differ depending on latitude. South of 46°30'S, the slopes of the fluvial terraces indicate a change from northward to southward tilt during Late Miocene. Terraces younger than the early Pliocene do not show any trench-parallel tilt. North of 46°30'S, in contrast, only northward tilt, active until the Pleistocene, is recorded. We use a semi-analytical model of dynamic topography which suggests that the northward migration of the Chile triple junction should be accompanied by a dynamic uplift of the central Patagonian basin. Uplift would cause both north-directed and south-directed tilt, north and south of the triple junction respectively, with values of ~0.1-0.2% 500 km east of the trench. Tilt measured in the south-eastern part of the central Patagonian basin (~0.1%) is comparable to values predicted using the semi-analytical model. The dynamic topography associated to the Chile ridge subduction may have exerted a major control on the Neogene dynamics of Patagonia.

Keywords : Patagonia; dynamic topography; subduction; Neogene; triple junction.

3.2.1. Introduction

Geologists often consider that the topography of the Earth essentially results from isostasy, topographic highs being balanced by crustal roots and/or hot lithospheric mantle [Airy, 1855; Pratt, 1859; Froidevaux and Isacks, 1984; Molnar et al., 1993; Garzione et al., 2006]. Mantle dynamics, however, also induce forces that deflect the earth topography. Global numerical models predict associated vertical displacements of several hundreds of meters [Hager and Clayton, 1989; Ricard et al., 1993; Le Stunff and Ricard, 1997; Čadek and

Fleitout, 2003], and therefore that the direct contribution of mantle dynamics in the topography of the Earth is far from being negligible. Dynamic topography reaches its maximum amplitude above subduction zones, where mass anomalies are large at depth [e.g. Mitrovica et al., 1989; Gurnis, 1993; Zhong and Gurnis, 1994; Husson, 2006].

In continental domains, the dynamic component of topography is difficult to discriminate, because the altitude is largely controlled by lithospheric loads and composition, which are highly variable. Active continental margins are nevertheless affected by long-wavelength surface deflections, and changes in the dynamics of subduction should be accompanied by vertical movements that can be recorded by the geological imprint [Mitrovica et al., 1989; Mitrovica et al., 1996; Catuneanu et al., 1997; Pysklywec and Mitrovica, 2000; Lock et al., 2006]. For instance, Mitrovica et al. [1989] showed that the process of subduction beneath Western North America during the Cretaceous resulted in large-scale vertical deflection and tilting of the continental lithosphere that was followed by a Tertiary uplift of the area.

In this paper, we study the Neogene evolution of central Patagonian, which was uplifted following the subduction of the Chile Ridge below the Andes since the Middle Miocene. We focus our study on the mild-deformed central Patagonian basin (Figure 3.1), which extends in the W-E direction from the eastern foothills of the Patagonian Andes to the Atlantic coast and in the N-S direction from the Sierra San Bernardo to the Deseado massif, because this area is poorly affected by post-Middle Miocene tectonics. Moreover this region remained ice-free during glaciations. It shows a pristine morphology, preserved from the erasure of glaciers that will be used to evidence its long-term Neogene uplift. The central Patagonian basin, which almost overlays the inland part of the San Jorge Gulf basin [Bianchi, 1981], is located at the latitude of the present-day Chile Triple Junction (CTJ), where the Chile active spreading ridge subducts beneath South America.

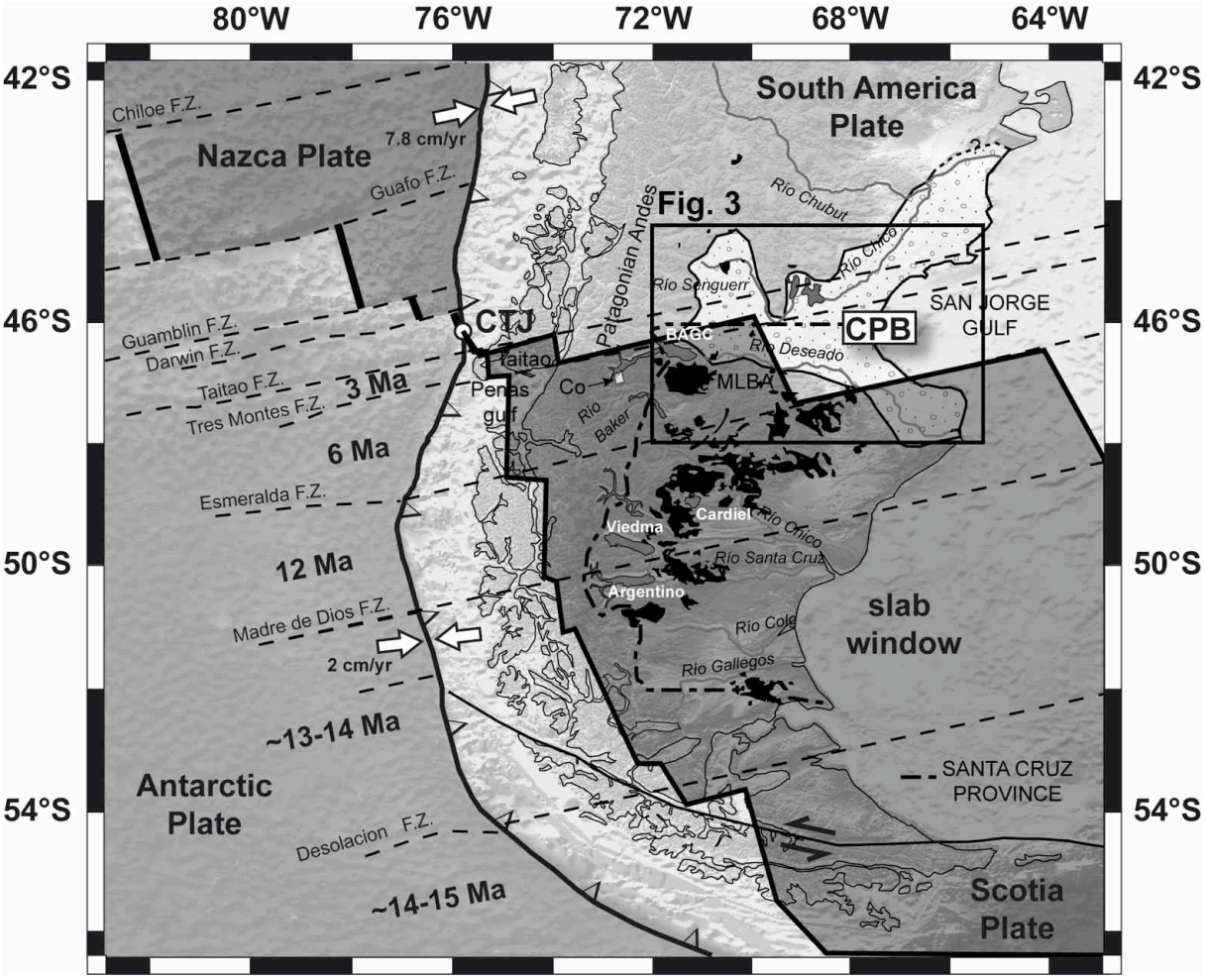


Figure 3.1. Geodynamic setting of southern South America displaying the different active segments and transform fault zones (F.Z.) of the Chile Ridge [modified from Cande and Leslie, 1986]. Timing of ridge subduction is indicated by bold black numbers [from Gorring et al., 1997] and relative present-day convergence velocities [from De Mets et al., 1994]. The Chile Triple Junction (CTJ) is currently located west of the Taitao Peninsula. Neogene plateau basalts, including the Meseta del Lago Buenos Aires (MLBA), are displayed in black [from Panza et al., 2003] and slab window current projection at the surface in grey [from Breitsprecher and Thorkelson, 2008]. The central Patagonian basin (CPB) and the Cosmelli basin (Co), south of the Buenos Aires-General Carrera Lake (BAGC), are displayed in white. The location of Figure 3 is indicated by a black box.

During the past 14 Myr, the CTJ migrated northward, from the latitude of 54°S to its present-day position at about 46°30'S, west of the Taitao Peninsula, as different segments of the Chile spreading ridge successively entered the subduction zone [Cande and Leslie, 1986]. North of the CTJ, the convergence rate between Nazca and South America plates is 7.8 $cm.yr^{-1}$ whereas south of the CTJ, the convergence rate between South America and the Antarctic oceanic plate decreases to 2 $cm.yr^{-1}$ [De Mets et al., 1994], leading to the opening of

an asthenospheric window [Ramos and Kay, 1992; Kay et al., 1993; Gorring et al., 1997, 2003; D'Orazio et al., 2000, 2001, 2003, 2005; Gorring and Kay, 2001; Guivel et al., 2003, 2006; Lagabrielle et al., 2004, 2007; Espinoza et al., 2005; Breitsprecher and Thorkelson, 2008] that disturbs mantle dynamics beneath the continent (Figure 3.1). In order to investigate the impact of the associated mantle flow on the vertical surface motion, we synthesize published data and analyze the evolution of sedimentation, erosion, and tectonic features as well as evidence of deformation during the Neogene. We produce a regional-scale map of the post-Middle Miocene system of terraces, and measure the tilting affecting each of the terraces to characterize the uplift of the central Patagonian basin. Then, we compare its evolution with a semi-analytical model of dynamic topography simulating the geodynamic context of Patagonia.

3.2.2. Geological setting of central Patagonia

3.2.2.1. Late Oligocene to early Middle Miocene: marine transgression and syn-orogenic continental molasse

From Late Oligocene to Early Miocene, a widespread transgression occurred in the Patagonian basin. This transgression is marked by the deposition of near-shore marine Centinela Formation and lateral equivalents (Figure 3.2). The "Patagonian transgression" covered most of southern Patagonia [Malumián, 1999]. The epicontinental seaway was largely open to the south, south of the Deseado massif, and to the east, north of the Deseado massif [Malumián, 1999]. Close to the present-day Atlantic coast, the corresponding marine series are the Chenque (San Jorge Gulf) and Monte León Formations. In Chile, marine series corresponding to the Centinela Formation are assigned to the Guadal Formation [Suárez et al., 2000; De la Cruz and Suárez, 2006]. The marine transgression extended to the west above part of the present-day Cordillera, and Oligo-Miocene marine sediments are preserved in the Cosmelli syncline [Flint et al., 1994; De la Cruz and Suárez, 2006], south of the Buenos Aires-General Carrera Lake. Although this locality is only 100 km east of the Miocene outcrops of the Penas Gulf area on the Pacific coast (Figure 3.1), the different macro-invertebrate fauna suggest that the marine transgression that invaded Patagonia from the Atlantic to the Guadal area was separated from the Pacific Ocean by the continuous geographic barrier of the

Andean Cordillera [Frassinetti and Covacevich, 1999; Flynn et al., 2002]. Marine series form an Oligocene to Early Miocene eastward-prograding sequence of coarse conglomerates, sandstones, and shales containing shells and microfossils [Ramos, 1989; Barreda and Caccavari, 1992; Bellosi and Barreda, 1993; Frassinetti and Covacevich, 1999; Malumián, 1999]. The thickness of the deposits reaches 500 m on the Atlantic coast [Bellosi and Barreda, 1993]. It generally varies between 225 and 375 m in the Cordillera foothills [Ramos, 1989], and in the Cosmelli syncline measured thicknesses range between 110 m [De la Cruz and Suárez, 2006] and 650 m [Flynn et al., 2002].

South of the CTJ, marine series are followed by fluvial deposits of the Santa Cruz Formation and its lateral equivalent (Río Zeballos Group) [Ramos, 1989; Suárez et al.,2000; De la Cruz and Suárez, 2006] (Figure 3.2). This syn-orogenic formation consists of sandstones and silts, interbedded with conglomerate lenses that deposited in a high-energy fluvial environment [Ramos, 1989; De la Cruz and Suárez, 2006]. The Santa Cruz Formation thickness locally reaches up to 1500 m, south of Buenos Aires-General Carrera Lake [Ramos, 1989] and exhibits minimum thicknesses of 900-1000 m in the Cosmelli basin [De la Cruz and Suárez, 2006]. These deposits have been dated using intercalated tuffs levels between 22 and 14 Ma [Blisniuk et al., 2005]. North of the CTJ, the Río Frias Formation and lateral equivalents (Río Mayo and Pedregoso Formations) also correspond to fluvial series that were deposited during the Middle Miocene [Marshall and Salinas, 1990]. The maximum outcropping thickness of the Río Frias formation is about 250 m. Contractional tectonics during deposition of the continental series are evidenced by syn-sedimentary structures. Growth folds and intraformational thrusts have been reported in Chile in the Cosmelli syncline, and south of the region of Río Las Horquetas and Meseta del Guenguel [Flint et al., 1994; Suárez and De la Cruz, 2000; Lagabrielle et al., 2004].

The Patagonian transgression and the deposition of the overlying continental series are the result of a major change in the Andean geodynamic context. At around 26 Ma, the Farallon plate broke-up [Lonsdale, 2005]. This period is also marked by a change to a more trench-perpendicular and faster convergence between the oceanic and South America plates [Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998; Lonsdale, 2005]. Fission track analyses evidence an acceleration of the denudation at the western margin of the Cordillera during the Late Oligocene [Thomson et al., 2001], coeval with the deposition of the Oligo-Miocene series. Then, Oligocene and Miocene series were deposited during a major contractional

period of the Andes at the latitude of the central Patagonian basin [Ramos, 1989; Lagabrielle et al., 2004]. Between 47°30'S and 49°S, this shortening resulted in the formation of a complex fold-and-thrust belt in which the Tertiary molasse sequence (marine and continental) is involved [Ramos, 1989]. Shortening varies between 45 and 22 km from the north (47°40'S) to the south (49°S) of the fold-and-thrust belt [Ramos, 1989] and is at least of 35 km during the Late Miocene in the fold belt at 50°S [Kraemer, 1998]. The segment of the Patagonian Andes located north of the present-day triple junction is characterized by a weaker Oligo-Miocene shortening, resulting in restricted areas of foreland sedimentation that only accumulated about 100 m of synorogenic deposits [Ramos and Kay, 1992].

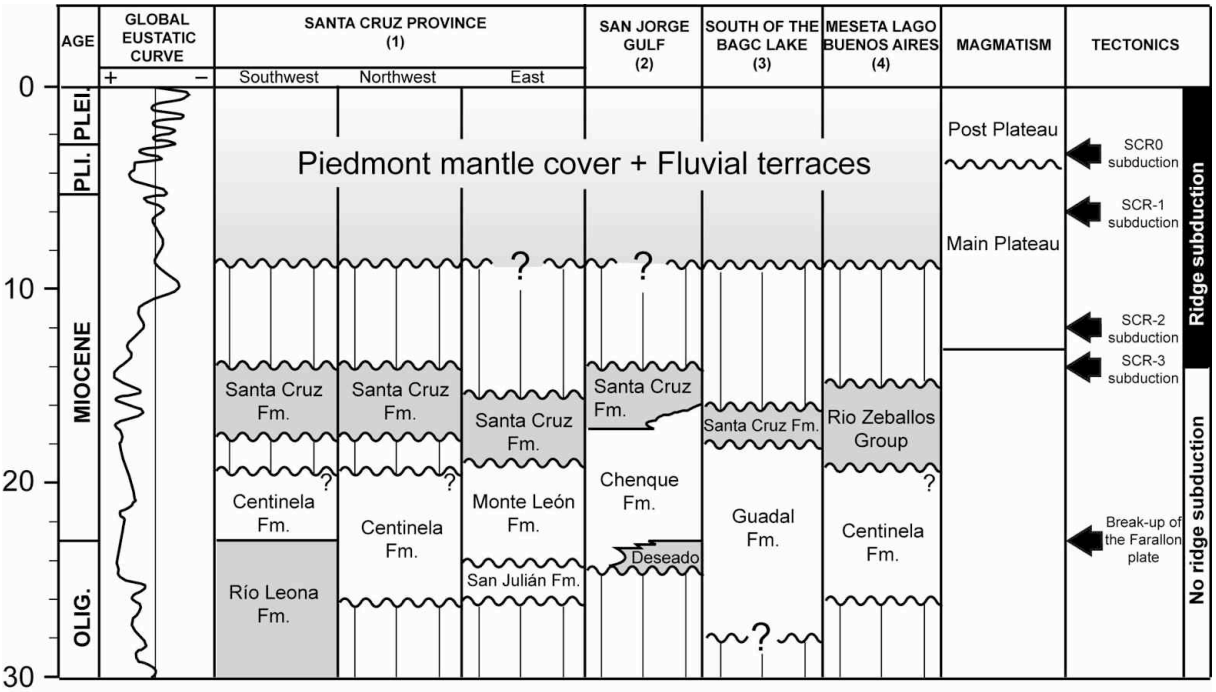


Figure 3.2. Chronological table displaying the stratigraphy of (1) the southwestern, northwestern and eastern sectors of the Santa Cruz province [Parras et al., 2008], (2) the San Jorge Gulf [Malumián, 1999], (3) the south of the Buenos Aires-General Carrera (BAGC) Lake [De la Cruz and Suárez, 2006], and (4) the Meseta del Lago Buenos Aires [Lagabrielle et al., 2007]. Continental Formations are grey-colored and marine Formations are white-colored. The main magmatic and tectonic events along with the global eustatic curve [Haq et al., 1987] are also indicated.

3.2.2.2. Late Miocene to Holocene: back-arc plateau basalts and widespread detrital cover

The Patagonian back-arc region has been the locus of widespread volcanic activity during the entire Cenozoic. South of 46°S, a magmatic pulse started ~13 Ma ago during Middle Miocene [Ramos and Kay, 1992; Gorring et al., 1997; Guivel et al., 2006]. The Late Miocene to Pleistocene magmatism mainly consists of massive tholeiitic plateau lavas covered by less voluminous alkalic post-plateau lavas [Gorring et al., 1997]. The emplacement of main plateau lavas has been dated between 12.4 and 3.3 Ma at the Meseta del Lago Buenos Aires and between 8.2 and 4.4 Ma at the Meseta Chile Chico [Guivel et al., 2006]. South of 46°30'S, the main plateau lavas range between 12 and 7 Ma in the western part of the backarc region and between 5 to 2 Ma in the eastern part of the Deseado massif [Gorring et al., 1997]. The Plio-Pleistocene post-plateau basalts have ages from 3.4 to 0.125 Ma [Gorring et al., 2003] at the Meseta del Lago Buenos Aires. Therefore, most of the plateau and post-plateau basalts postdate the deposition of the Early to Middle Miocene continental molasses, and their emplacement helps in dating the subsequent evolution of the region. In the region of Buenos Aires-General Carrera Lake, plateau basalts are emplaced on a planar surface gently tilted towards the east, and seal the eastern thrust front of the Patagonian Andes [Ramos, 1989; Lagabrielle et al., 2004]. This implies that the compressive tectonic activity in this part of the orogen essentially ceased before 13 Ma [Lagabrielle et al., 2007]. The same observation has been done by Coutand et al. [1999] at the latitude of Viedma lake (49°S), where gently tilted Early Pliocene basalts [Mercer et al., 1975] unconformably overlie deformed Paleogene sediments.

In northern Patagonia, in contrast, transpression is still active. Oblique thrusting predominates outside the magmatic arc, and dextral strike-slip shear zones develop within it [e.g. Lavenu and Cembrano, 1999; Cembrano et al., 2002]. The transpressional dextral Liquiñe -Ofqui fault, whose present-day activity is demonstrated by seismic records [Lange et al., 2008], is a more than 900 km-long structure that initiates close to the current Chile Triple Junction.

In central Patagonia, following the deposition of the Santa Cruz Formation, the depositional environment drastically changes. The Santa Cruz Formation is overlain by Late Cenozoic continental deposits, as the so-called "Rodados Patagonicos", which have formerly

been accurately described by Feruglio [1950]. These series correspond to poorly consolidated conglomerates that are widespread from the Andean foothills to the Atlantic coast and which thickness often does not exceed 10 m. The pebbles generally have a roughly constant size from the Andes to the Atlantic Ocean. They form a piedmont mantle cover in which the activity of fluvial systems elaborated a succession of fluvial terraces (Río Senguerr, Río Deseado, Cañadon Salado, Cañadon del Carril, Río Mayo) [see Panza, 2002, for a review].

3.2.3. Post-Middle Miocene landscape evolution

We mapped the conglomeratic surfaces, (piedmont mantle cover and fluvial terraces), on the basis of the synthesis of Panza [2002], complemented by 1:250,000 scale geological maps of the SEGEMAR [Dal Molin et al., 1998; Giacosa, 1998; Sciutto et al., 2000; Cobos and Panza, 2001; SEGEMAR, 2001; Ardolino et al., 2003; Escosteguy et al., 2003; Sciutto et al., 2004; Panza and Genini, 2005] and observation of Landsat images and SRTM Digital Elevation Model, analyses being confirmed by field observations (Figure 3.3). We will use the different surfaces as geologic markers to infer the geomorphologic and tectonic evolution since Middle Miocene.

3.2.3.1. Description of piedmont mantle cover and fluvial terrace systems

We distinguish three sectors in which piedmont mantle cover deposits have been preserved (Río Guenguel and Arroyo Verde areas to the west, and Pampa del Castillo area to the east), extending from the Andes foothills to the Atlantic coast (Figure 3.3). Piedmont mantle cover gently dips eastward and results from the coalescence of alluvial cones [Panza, 2002], that generally lie more or less conformably on the Santa Cruz continental Formation (Early to Middle Miocene) in the western region, and on the marine Patagonia and Chenque Formations (Late Oligocene to Early Miocene) close to the Atlantic Ocean. The higher surface is ~850 masl in the Río Guenguel area and is still remarkably high close to the Atlantic coast (~750 masl in Pampa del Castillo, only 25 km NW of the coast). Seven younger levels of piedmont surfaces (T2Gu to T8Gu, see Figure 3.3) are preserved in the Río Guenguel area. The difference in elevation between the first and last level is roughly 200 meters.

Fluvial terrace levels correspond to more recent systems of terraces resulting from the activity of rivers flowing from the Andes into the Atlantic Ocean. We distinguish three main groups of terraces corresponding to different fluvial systems: (1) the Cañadon Salado-Cañadon del Carril, (2) the Río Senguerr, and (3) the Río Deseado. These fluvial terraces result from the action of rivers whose flow has been incomparably larger than that of the present-day rivers going to the Atlantic Ocean. The semi-arid climate of the continent, east of the Cordillera, and the fact that the present-day drainage divide between rivers flowing towards the Atlantic Ocean vs. rivers flowing towards the Pacific Ocean is essentially located on the eastern and drier side of the mountain belt explains the modest flow of these rivers at present-day. In fact, the drainage divide shifted eastward after Neogene glaciations remodeled the Andean landscape. Between 45°S and 47°30'S, several major glacial valleys crosscut the chain, the most striking example being the valley occupied by the Buenos Aires-General Carrera Lake and the Río Baker. Their formation resulted in the capture of Andean rivers flowing eastward by the Pacific side, subsequently starving rivers flowing into the Atlantic Ocean. During cold periods, however, the ice cap covers the Patagonian Andes, fills valleys in the Cordillera and the eastward flowing drainage is reactivated [Feruglio, 1950; Mercer, 1976; Turner et al., 2005]. This evolution of the watershed system explains the presence of several major fluvial terrace systems that do not correspond to the flow of the present-day rivers.

The Cañadon Salado-Cañadon del Carril fluvial system, located southwest and south of the Río Senguerr system, is the oldest preserved fluvial system of the study area. The Cañadon Salado and Cañadon del Carril are currently temporary rivers flowing into the Río Senguerr (Figure 3.3). The second level of this fluvial system (T2Cs) covers the Ruta 16 valley, indicating that the paleoriver flowed out east of its present-day course before being captured by the paleo-Río Senguerr, that was flowing at that time in the arc-shaped Hermoso valley (Figure 3.4). The capture of the Cañadon Salado occurred before the emplacement of the T3Cs deposits since the latter displays the same spatial organization than the present-day river (Figure 3.4).

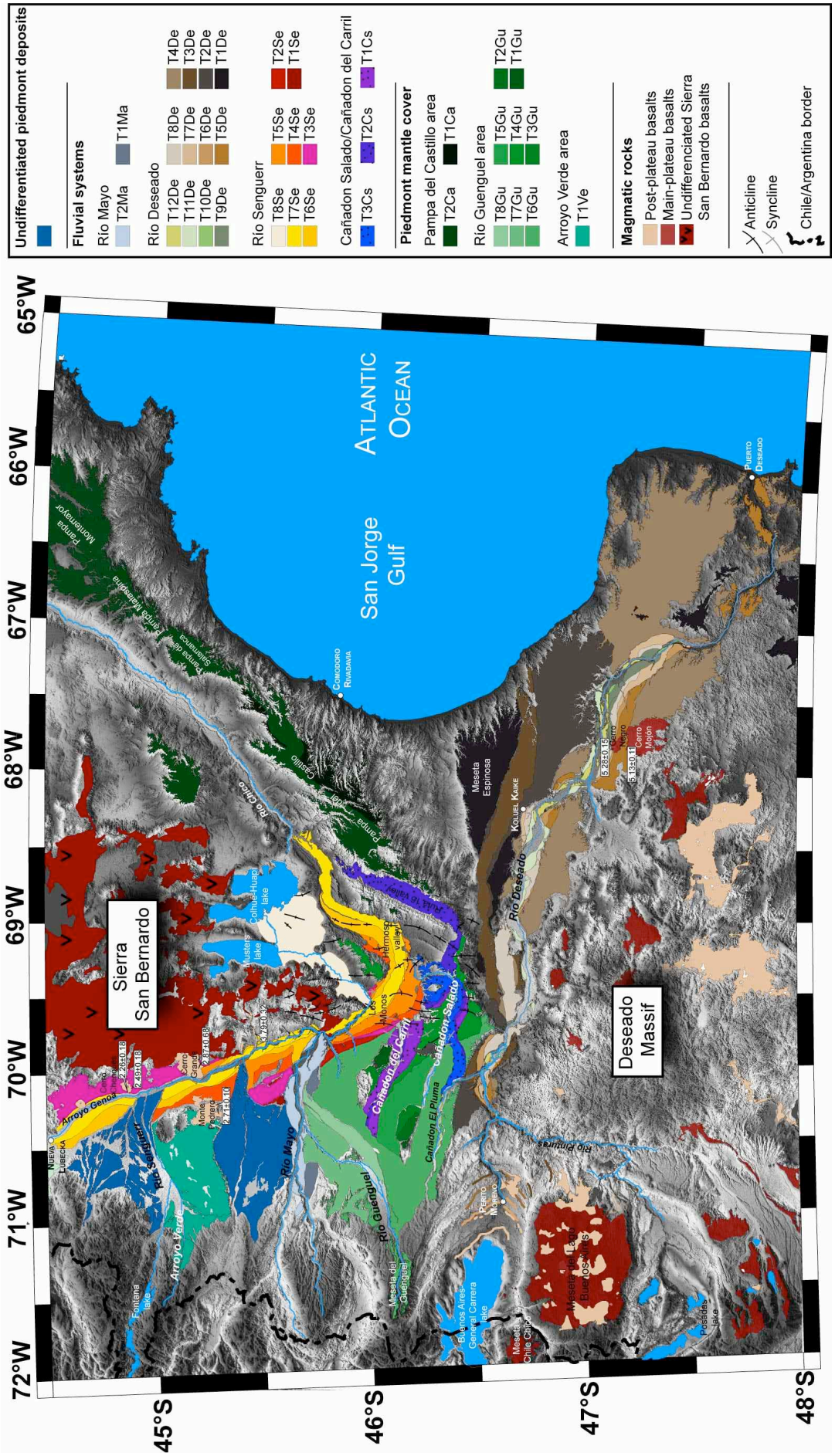

Undifferentiated piedmont deposits
Fluvial systems
Río Mayo T2Ma T1Ma
Río Deseado T12De T11De T10De T9De T8De T7De T6De T5De T4De T3De T2De T1De
Río Senguerr T8Se T7Se T6Se T5Se T4Se T3Se T2Se T1Se
Cañadon Salado/Cañadon del Carril T3Cs T2Cs T1Cs
Piedmont mantle cover
Pampa del Castillo area T2Ca T1Ca
Río Guenguel area T8Gu T7Gu T6Gu T5Gu T4Gu T3Gu T2Gu T1Gu
Arroyo Verde area T1Ve
Magmatic rocks
Post-plateau basalts
Main-plateau basalts
Undifferenciated Sierra San Bernardo basalts
Anticline
Syncline
Chile/Argentina border
Atlantic Ocean
San Jorge Gulf
Sierra San Bernardo
Deseado Massif
Comodoro Rivadavia
Puerto Deseado
Kolluel Kaike
Meseta Espinosa
Río Chico
Río Deseado
Río Mayo
Río Guenguel
Río Senguerr
Cañadon del Carril
Cañadon Salado
Cañadon El Pluma
Arroyo Verde
Arroyo Genoa
Colhue Huapi lake
Buster lake
Fontana lake
Posadas lake
Pampa Montemayor
Pampa Maquinchao
Pampa Asencio
Pampa del Castillo
Meseta del Guenguel
Meseta del Lago Buenos Aires
Meseta Chile Chico
Cerro Mojon
Cerro Negro
Cerro Grande
Monte Padreja
Los Monos
Pedregoso Valley
Nueva Lubecka
Pto. Deseado
65°W
66°W
67°W
68°W
69°W
70°W
71°W
72°W
45°S
46°S
47°S
48°S

Figure 3.3 (Previous page). Map of the conglomerate surfaces covering central Patagonia. T1Ma and T2Ma: Río Mayo fluvial terraces; T1De to T12De: Río Deseado fluvial terraces; T1Se to T8Se: Río Senguerr fluvial terraces; T1Cs to T3Cs: Cañadon Saladon-Cañadon del Carril fluvial terraces; T1Ca and T2Ca: piedmont alluvial surfaces of the Pampa del Castillo area; T1Gu to T8Gu: piedmont alluvial surfaces of the Río Guenguel area; T1Ve: piedmont alluvial surface of the Arroyo Verde area.

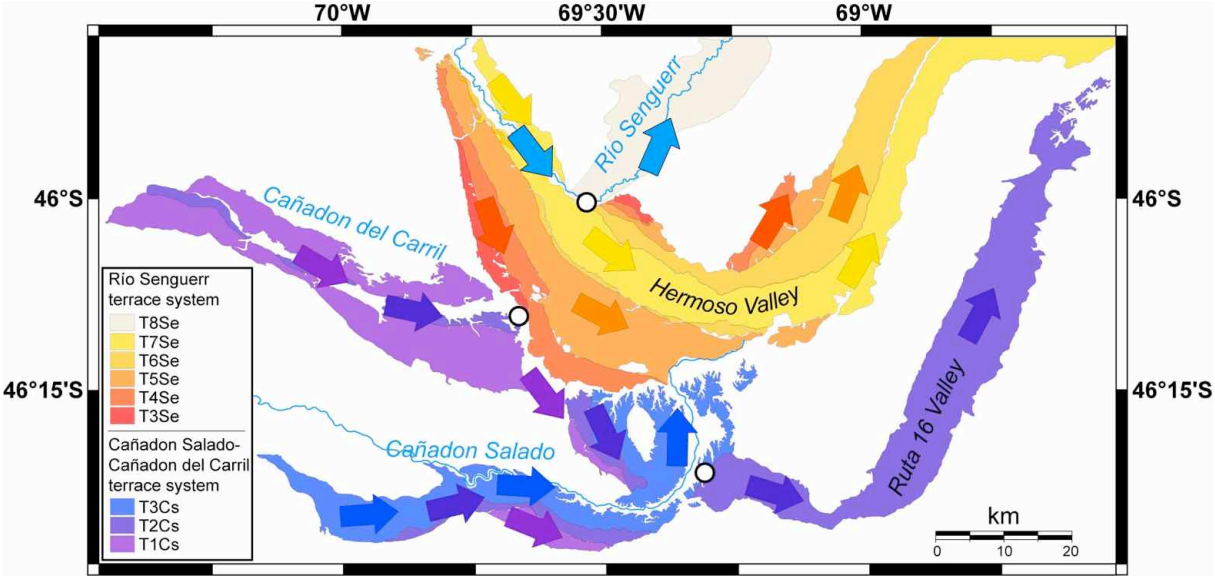


Figure 3.4. Stream directions during the deposition of the fluvial terraces of the Río Senguerr and Cañadon Salado-Cañadon del Carril systems. Captures are marked by white circles. Cañadon Salado and Cañadon del Carril have been captured by the paleo-Río Senguerr before the deposition of T3Cs, abandoning the Ruta 16 valley. Afterwards, Río Senguerr has been captured by the Musters Lake during or just after the deposition of T7Se, abandoning the Hermoso valley.

The Río Senguerr is currently 395 km long, flowing from Fontana Lake at an elevation of 925 masl, into the Musters and Colhué-Huapi Lakes at an elevation of 270 masl. Its main tributaries are the Arroyo Verde and the Río Mayo. It produced a system of eight terraces, exposed from Nueva Lubecka to the north to the abandoned Hermoso valley. The presence of wide fluvial terraces north of 45°S (northern extent of the present-day course of the Río Senguerr) shows that during their formation, the major flow was coming from the north. In

the region of Los Monos, the Río Senguerr abandoned the Hermoso valley during or after the deposition of the terrace T7Se (Figure 3.4), resulting in the present-day river flow towards the basin of the Musters and Colhué-Huapi Lakes.

Río Deseado is a major fluvial system of the Patagonian foreland, located in the Santa Cruz province, in the southern part of the study area. Río Deseado currently originates from the region of Perito Moreno, east of the eastern edge of the Buenos Aires-General Carrera Lake, and flows on a length of 520 km to the Atlantic Ocean at Puerto Deseado. The river produced a system of twelve terraces (Figure 3.3). The course of the Río Deseado also changed through time, abandoning in the Meseta Espinosa, the T1De to T3De deposits tens of kilometers north of the present-day river course.

In fact, all regional major river courses changed during the deposition of fluvial terrace systems. The courses of the northern rivers (Río Senguerr, Cañadon Salado) shifted northward, while the Río Deseado valley moved to the south, resulting in the present-day divergent hydrographic network. The Río Deseado now joins the Atlantic Ocean ~160 km south of the San Jorge Gulf, while the Río Senguerr flows through the Río Chico valley to the north-east and reaches the ocean ~300 km north of the San Jorge Gulf.

3.2.3.2. Age of terraces

Most of the ages proposed in the literature are relative ages based on stratigraphic relationships, which leads to discrepancy between authors. Only radiometric ages of basalt flows overlying some piedmont surfaces and fluvial terraces give some absolute constraints.

All the terraces overlie the deposits of the Santa Cruz Formation and are consequently younger than ~14 Ma. Levels of piedmont mantle cover are older than the first level of each fluvial system (Río Senguerr, Cañadon Salado-Cañadon del Carril, Río Deseado). From their relative topographic position, we infer that T1Cs and T2Cs are older than T3Se, and T3Cs is at least older than T4Se and T1De.

Five basalts crop out in the Río Senguerr valley. K/Ar radiometric ages have been obtained by Bruni [2007] in the basalts of Cerro Chenques (2.26±0.11 Ma and 2.49±0.18 Ma), Cerro Grande (2.87±0.68 Ma) and Monte Pedrero (2.71±0.10 Ma) (Figure 3.3). T3Se is covered by both the Cerro Chenques and Cerro Grande basalts, T4Se is covered by the Monte Pedrero basalts, and T5Se is covered by the Cerro Grande basalts. Thus, T5Se and older terraces of the

Río Senguerr valley are older than 2.87 Ma and are at least Middle Pliocene in age. T7Se bypasses the Cerro Grande basalts, suggesting that it formed following their emplacement and would therefore be younger than 2.87 Ma.

Some absolute constraints on the age of the Río Deseado terrace system is also given by Ar/Ar radiometric ages on basalts emplaced above terraces. Ages of 5.13±0.11 Ma and 5.28±0.11 Ma have been obtained by Gorring et al. [1997] in the Cerro Monjón and Cerro Negro basalts, respectively. The Cerro Monjón basalts cover T5De, and the Cerro Negro basalts also cover younger terraces (T6De to T8De), indicating that the eight older terraces of the Río Deseado fluvial system are older than 5.28 Ma, i.e. that they are Late Miocene. T9De, in contrast, is younger than 5.28 Ma and appeared during Pliocene.

Figure 3.5 summarizes our knowledge of the age of the systems of terraces. Piedmont mantle terraces are Middle to Late Miocene in age, and the fluvial terrace system began its formation before Pliocene.

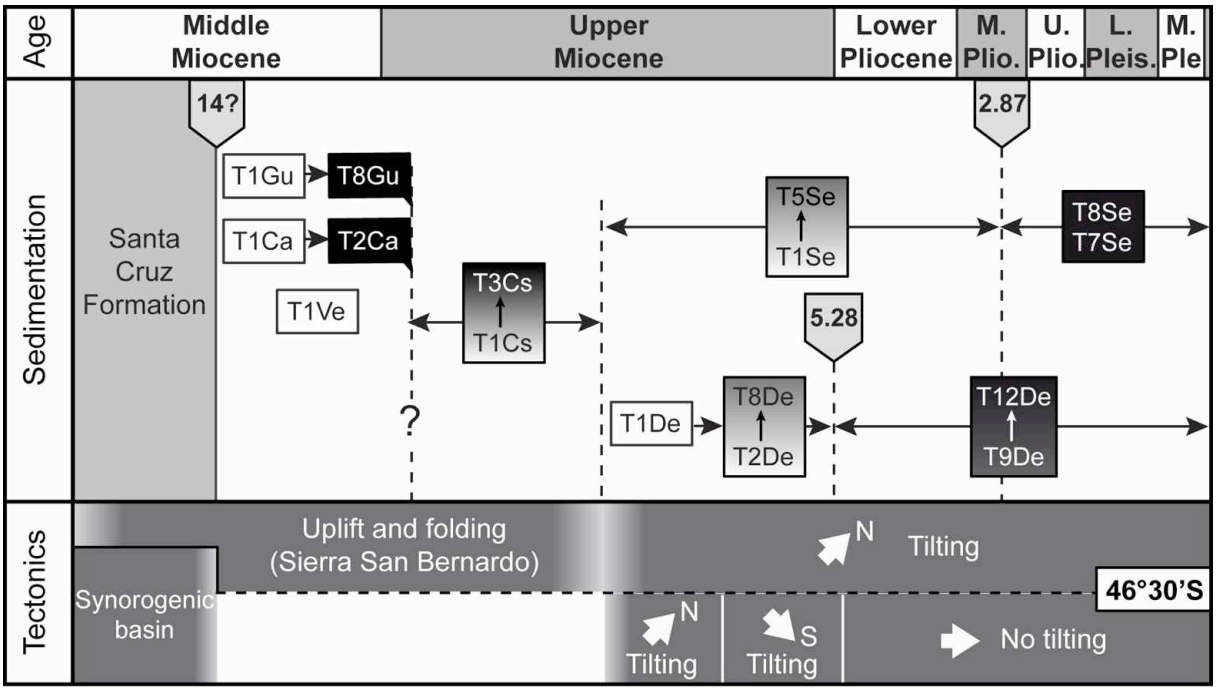


Figure 3.5. Age distribution of the piedmont mantle cover, fluvial terraces and tectonic events north and south of the Chile triple junction. Absolute ages of basalts covering terraces are from Gorring et al. [1997] and Bruni [2007].

3.2.3.3. Local tectonics

As detailed above, the end of the deposition of the Santa Cruz Formation corresponds to the end of the major Oligo-Miocene shortening episode of the Cordillera. Farther east, at about 150 km from the Cordilleran thrust front, in the Sierra San Bernardo and farther south, mild deformation is attested by the presence of gentle folds and reverse faults that result from the reactivation of pre-Cretaceous extensional fault systems [Barcat et al., 1989; Homovc et al., 1995; Peroni et al., 1995; Chelotti, 1997]. The San Bernardo fold belt, a 150 km long and 50 km wide NNW-SSE trending band, corresponds to the easternmost evidence of Andean shortening. Rodriguez and Littke [2001] present a detailed mapping of the folds affecting the top of the Lower Cretaceous Castillo Formation (Figure 3.6). Structures involve rocks of ages up to Early-Middle Miocene, belonging to the Superpatagoniano succession, contemporaneous of the Santa Cruz Formation [Peroni et al., 1995]. The San Bernardo fold belt is still today marked in the geomorphology of that part of Patagonia, locally reaching altitudes of 1500 masl. The Río Senguerr deviates its course to the south to bypass the San Bernardo fold belt, approaching the Cañadon Salado and Río Deseado rivers.

The San Bernardo folds do not deform the fluvial terraces of the Río Senguerr, showing that shortening in the Sierra San Bernardo is now inactive. However, older terrace systems are uplifted above the San Bernardo fold belt. The elevation of the piedmont cover terrace T4Gu and of the older fluvial terraces of the Cañadon Salado system (T1Cs and T2Cs) locally increases eastward approaching the western boundary of the fold belt (Figure 3.6). The elevation of T4Gu increases by ~90 m, and that of T1Cs of ~50 m over a distance of about 15 km. The ~E-W oriented Cañadon Salado valley is steep-sided within older piedmont terraces, evidencing that the local west-directed slope of its oldest terraces does not result neither from lateral sediment supply nor from flows coming from the east (Sierra San Bernardo). Therefore, a modest-amplitude, large-wavelength uplift of the San Bernardo fold belt posterior to the formation of the Cañadon Salado-Cañadon del Carril terrace systems must have occurred, and this uplift is almost not accompanied by shortening.

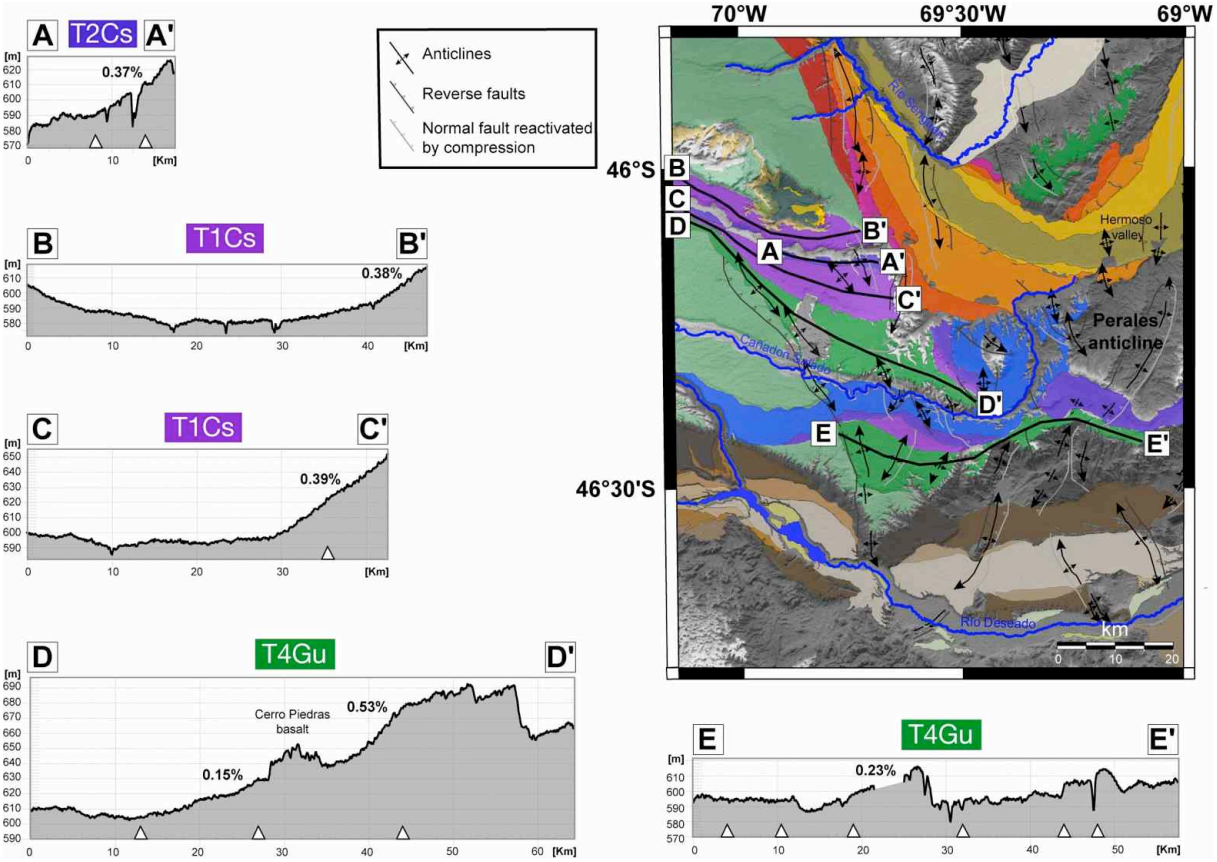


Figure 3.6. Topographic profiles of uplifted terraces (see map for location and Figure 3.3 for color legend). Vertical exaggeration is 180. T1Cs and T2Cs are for level 1 and level 2 of the Cañadon Salado-Cañadon del Carril terrace system, and T4Gu is for level 4 of the piedmont mantle cover of the Río Guenguel area. The white triangles below the topographic profiles indicate the position of the anticlines axis at the top of the Lower Cretaceous Castillo Formation [Rodriguez and Littke, 2001].

3.2.3.4. Regional tilt

We studied the present-day slopes of terraces to investigate a possible long-wavelength regional uplift. If the initial downstream slope of terraces is difficult to constrain, it is reasonable to consider that terraces displayed horizontal profiles in the direction perpendicular to the paleovalleys. Based on this assumption, tilts would correspond to any deviation from this horizontality. Topographic profiles through terraces have been obtained using SRTM Digital Elevation Models.

3.2.3.4.1. South of the current CTJ position

Figure 3.7 shows that at least the five older levels of the Río Deseado terrace system (south of 46°30'S) are inclined towards the south. The fact that steep scarps separate the different levels and that the southward slope of terrace levels is similar on both sides of the present-day Río Deseado valley shows that these slopes do not result from lateral sediment supply. In fact, southward tilt resulting from a larger regional uplift north of the terraces must have occurred to explain the observed slopes. In the N-S direction, however, T1De exhibits a slight slope towards the south (0.05±0.01 %) and appears locally subhorizontal. T2De and T3De, which can be followed on large distances, present a regional slope of 0.11±0.01 % and 0.10±0.02 % towards the south, respectively, at the longitude of Koluel Kaike. The southward slope of T4De is smaller (0.07±0.01 % north of the Cerro Negro basalt and close to the mouth of the Río Deseado), and that of T5De, west of the Cerro Negro basalts, is even smaller (0.05±0.01 %). For comparison, these slopes are comparable to the longitudinal WNW-ESE trending slope of these terraces in the same area and to the present-day slope of the Río Deseado (0.08%). Terraces T6De and T7De are not extended enough to detect a potential tilt using SRTM data. The younger levels of the Río Deseado system (T8De to T12De) are not tilted. In fact, the present-day topography of the Río Deseado terrace system suggests that a gentle southward regional tilt occurred following the deposition of T3De and before T6De (or T8De). It would have been preceded by a northward regional tilt between the deposition of T1De and T2De, explaining why the present-day slope of T1De towards the south (0.05±0.01 %) is smaller than that of T2De (0.11±0.01 %). Figure 3.7 shows that the southward tilt that occurred between the formation of T2De and T8De resulted in the southward shift of the course of the Río Deseado, leaving abandoned the valley that resulted in the formation of T3De.

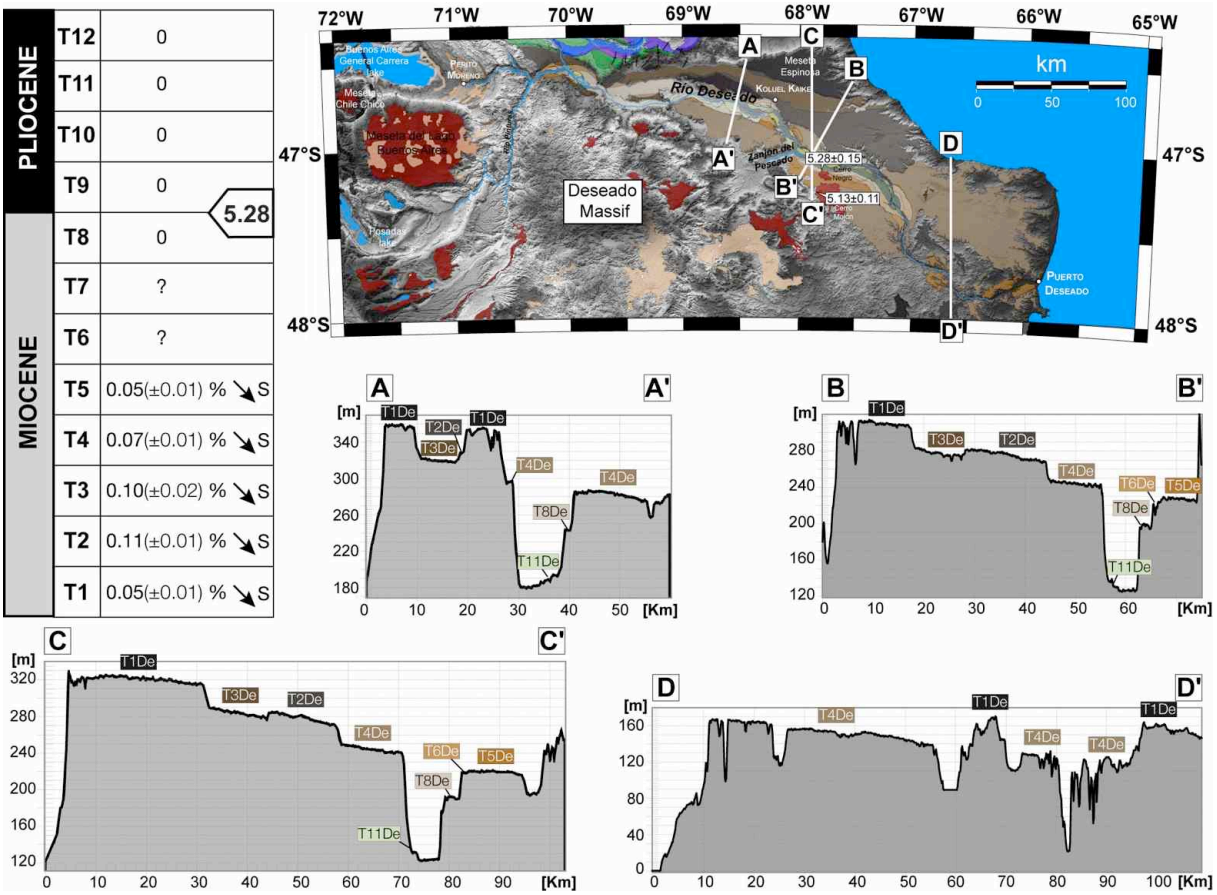


Figure 3.7. Topographic profiles of Río Deseado terraces (see map for location and Figure 3.3 for color legend) and values of N-S slope for each terrace. 5.28: numerical age in Ma of the Cerro Negro basalts [Gorring et al., 1997].

3.2.3.4.2. North of the current CTJ position

In contrast, the analysis of the topography of terraces located just north of 46°30'S suggests that this region has essentially been tilted towards the north. East of the San Bernardo fold belt, T1Ca forms a wide planar surface that extends over 400 km from the Pampa del Castillo, west of Comodoro Rivadavia, to the Río Chico mouth to the north (Figure 3.8). The topography of this surface is tilted towards the north-east with a slope of 0.14±0.05 %. Clearly, part of the present-day slope of T1Ca results from its genesis and does not reflect subsequent tilt. However, paleocurrents observed using psephites orientations [Beltramone and Meister, 1992], although controversial [Bellosi, 1996], indicate an eastward flow direction in the Pampa del Castillo whereas the corresponding terrace is tilted towards

the north-east. In addition, the present-day slope of this surface is more than three times larger than the longitudinal profile of Río Chico and larger than the longitudinal slope of other terraces that have been preserved in the eastern part of the study area (Hermoso valley, distal part of the Río Deseado terrace system). Thus, we propose that the present-day observed slope of T1Ca would partly result from a post-depositional tilt towards the north or north-east of that area.

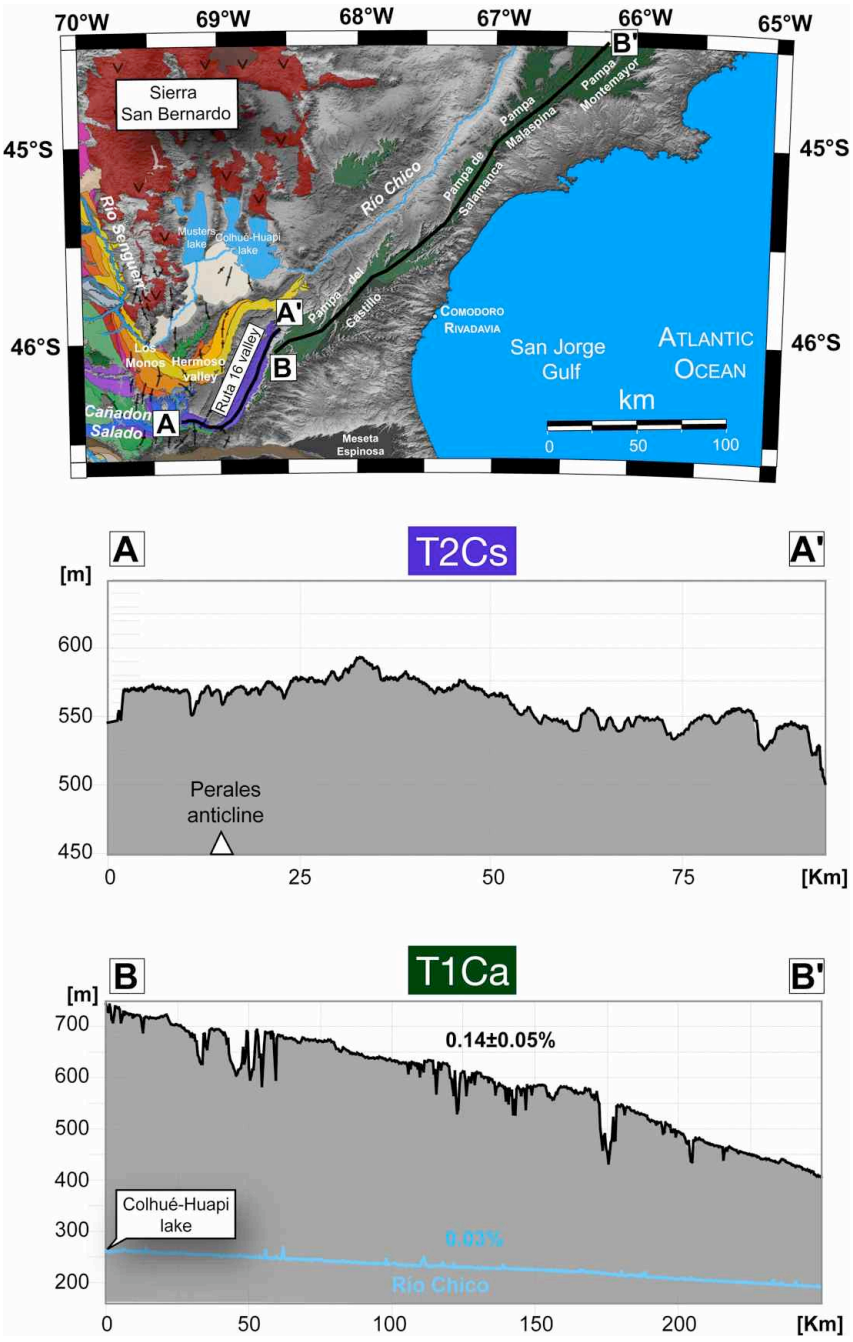


Figure 3.8. Topographic longitudinal profiles of Cañadon Salado-Cañadon del Carril terrace T2Cs (AA') and Pampa del Castillo piedmont mantle cover level T1Ca (BB'). See map for location and Figure 3.3 for color legend. The present-day longitudinal slope of T2Cs depends on the orientation of the valley, suggesting that regional tilt occurred following the formation of T2Cs. The position of the Perales anticline axis is indicated by a white triangle on the profile AA'.

The northward tilt of the region located north of 46°30'S is also suggested by the longitudinal profile of the second terrace of the Cañadon Salado system in the Ruta 16 valley. This terrace corresponds to an abandoned valley incised within Oligo-Miocene sediments (Monte León and Santa Cruz Formations). Its upstream portion is WNW-ESE oriented whereas the downstream part is directed toward the NE (Figure 3.8). The valley-parallel profile AA' in Figure 3.8 shows that the present-day longitudinal slope of that terrace is inverted towards the upstream direction in the upper WNW-ESE oriented part of the valley, whereas it goes down toward the NE in the lower part of the valley. In fact, again, this change in the slope of the terrace suggests that the area has been tilted northward. Tilting would have inverted the longitudinal slope of the part of the valley flowing towards the ESE and increased the slope of the lower part of the valley. Another possibility could be that the activity of the Sierra San Bernardo fold-and-thrust belt would have subsequently produced the uplift of the upper part of the valley and the observed counterslope for T2Cs. However, the nearest known tectonic structure along the course of T2Cs is the Perales anticline [Homovc et al., 1995; Rodriguez and Littke, 2001] and its location at depth does not fit the change of slope observed in the Ruta 16 valley (Figure 3.8). Since T2Cs is not involved in any tectonic structure and since the change in its present-day slope coincides with the changing orientation of the valley, we suggest that a regional northward tilt may have caused this abnormal longitudinal profile.

The longitudinal profiles of the seven terraces of the Río Senguerr system suggest that the northward tilt of the northern part of the study area pursued during their formation (Figure 3.9). The slope of each terrace is measured in the direction parallel to the current valley and obtained values are systematically smaller for the older terraces. For instance, T6Se lies 85 m above the present-day Río Senguerr bed just above the elbow of capture. Upstream, the difference in elevation decreases to 35 m, south of Cerro Chenques. Close to the capture, T2Se is 70 m above T6Se, while the two levels are close together 35 km NE of Cerro Chenques (Figure 3.9).

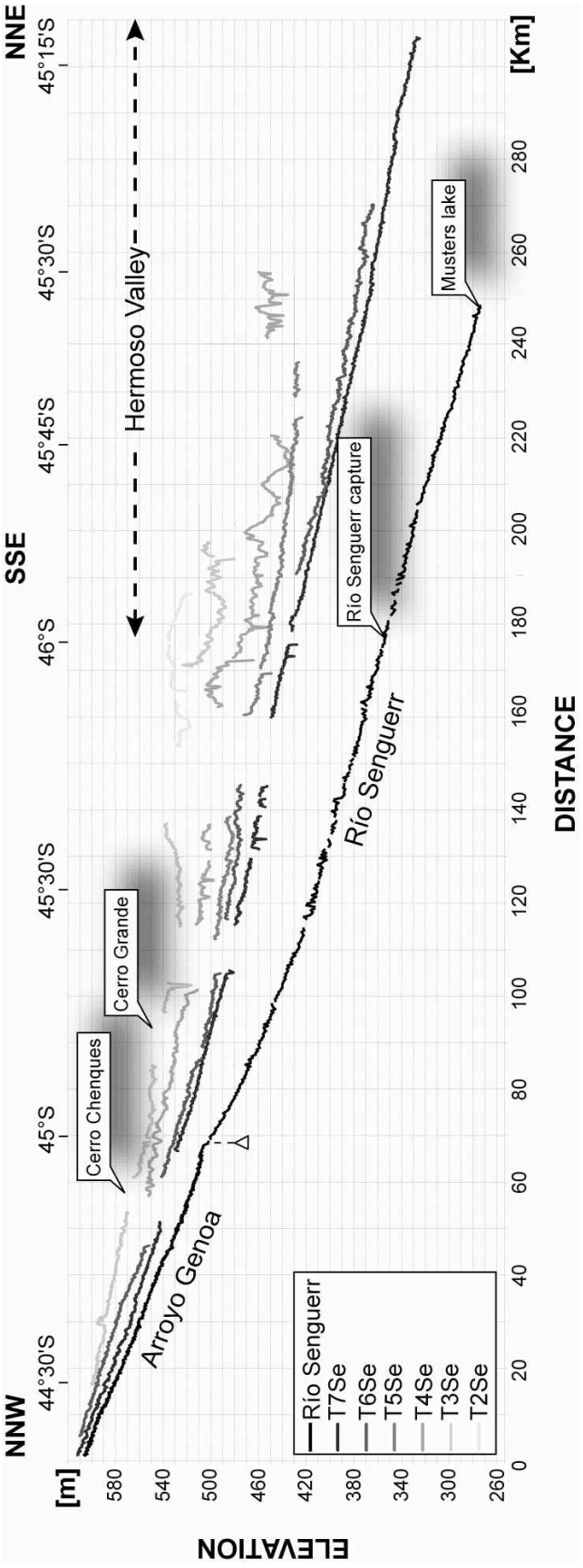


Figure 3.9. Topographic longitudinal profiles of the fluvial terraces of the Río Senguerr system.

Clearly, the higher longitudinal slope of the present-day Río Senguerr valley may also result from its capture by the Musters Lake basin. But in fact this capture may also have been triggered by the northward tilt of this region, as it has done for the capture of the Cañadon Salado by the Hermoso valley (Figure 3.4). Moreover, this capture having occurred following the formation of T7Se, it cannot explain the smaller longitudinal slopes of older terraces compared to that of T7Se. These captures would argue for a continuation of the northward tilt until recent times since the capture of the Río Senguerr postdates the deposition of the next to last terrace of the Río Senguerr fluvial system.

3.2.3.5. Synthesis of N-S tilts deduced from the analysis of the present-day slopes of terraces

Regions located north and south of the current CTJ position had different tilting histories from the Late Miocene. In the northern area, the trench-parallel tilting is permanently northward-directed and may have pursued until recent times. Absolute values of tilting are difficult to constrain since the course of the main valleys is almost parallel to the direction of tilting, the present-day slope of these terraces resulting both from tilting and from the process of terrace formation. Nevertheless, in the Río Senguerr fluvial system, if we consider that all terraces share a common upstream elevation at a latitude of 44°20'S (see Figure 3.9), the values of tilt can be approximated measuring the difference in elevation between the terraces at the latitude of the elbow of capture (46°S). We obtain values ranging between ~0.01 and 0.02% between successive terraces and the cumulative northward tilt between T2Se and T7Se would be ~0.06%. Present-day different slopes of the upstream and downstream segments of the older terrace T2Cs suggest a cumulative tilt of 0.12±0.04 % since its formation.

In contrast, south of the CTJ, before 5.28 Ma, the area recorded a minimum northward tilt of 0.06±0.02% (difference of N-S slope between T1De and T2De), that has been followed by a cumulative southward tilt of 0.11±0.01% between T2De and T8De. Since the transition between the Late Miocene and the Pliocene (T8De), southward tilting is not anymore recorded by the terraces of the Río Deseado.

Both northward and southward tilts, north and south of the CTJ, resulted in captures that explain the present-day diverging pattern of the hydrographic network east of the Sierra San Bernardo and Deseado massif.

3.2.4. Possible causes for the post-Middle Miocene uplift of central-eastern Patagonia

The analysis of the geological and morphological evolution of central Patagonia, east of the Andean front during the Neogene, shows a major shift from subsidence marked by the accumulation of the Santa Cruz Formation, followed by a regional uplift contemporaneous with the deposition of the piedmont mantle cover and fluvial terraces. The Oligo-Miocene transgression starts when the convergence between the Nazca and South American plates becomes more orthogonal to the margin, and is coeval to the major episode of shortening in central Patagonian Andes.

Sedimentation of the Oligo-Miocene marine strata, followed by the deposition of the Early to Middle Miocene molasse east of the Andean front, could partly result from the flexural subsidence of the foreland induced by the growth of the chain at that time. Fission tracks data [Thomson et al., 2001], indeed show that denudation accelerates in the western part of the mountain chain at that latitude in the Oligocene, which suggests that the Andes where uplifting close to the Pacific coast. We interpret the sedimentary record of the basin and especially the deposition of the Santa Cruz Formation and its equivalents, with a maximum depocenter located close to the Cordillera foothills, as a result of the overfilling of a subsiding basin. Although the subsidence of this basin may result from the flexural response of the continental lithosphere to the growth of the Cordillera, it may also have been enhanced by the dynamic deflection of the lithosphere generated by the increasing velocity of the subduction of the Nazca slab [Gurnis, 1993] (see discussion below).

The end of the deposition of the Santa Cruz continental series corresponds to drastic changes in the paleogeography of Patagonia. The end of Early Miocene is marked by an increased aridity of the eastern side of southern Andes [Bellosi, 1999; Blisniuk et al., 2005]. This climatic change essentially results from rain shadow phenomenon, the Cordillera being high enough to become a barrier to atmospheric circulation [Blisniuk et al., 2005]. These authors, in turn, suggest that the end of the deposition of the Santa Cruz Formation 14 Ma

ago would also result from the increased aridity of the Patagonian foreland. Our data suggest that the main cause for the end of sedimentation is the uplift of the foreland. As a matter of fact, although Patagonia east of the Andes has been arid enough to preserve the fluvial terrace systems described in this paper since the Late Miocene, the widespread occurrence of vast terraces covered by decimeter scale pebbles covering the entire zone from the Andes to the Atlantic Ocean indicates that powerful streams episodically flowed from the Cordillera. These streams would certainly have brought sediments to the basin in case its subsidence would have pursued more recently than Middle Miocene.

Then, the question is to understand why the uplift of the Andes, controlling from the Middle Miocene the semi-arid climate of eastern Patagonia, has been rapidly followed by the slow uplift of its foreland. Uplift of central-eastern Patagonia correlates with a period of colder climate, culminating with the formation of an ice cap above the Andes. The long-term increasing ice load from the Upper Miocene should have triggered subsidence of the Andean foreland, contrary to the observed uplift. In contrast, foreland uplift may have resulted from a decreasing load of the Cordillera, possibly enhanced by glacial erosion. We show below that flexural foreland rebound cannot explain the large dimension of the uplifted area. In contrast, dynamic topography resulting from the opening of the asthenospheric window may explain the continental-scale observed uplift.

3.2.4.1. Flexural response of the lithospheric plate

The growth of southern Andes in the Oligo-Miocene resulted from crustal shortening, which, in turn, triggered subsidence in the foreland and deposition of the Santa Cruz molasse [e.g. Ramos, 1989; Alvarez-Marrón et al., 1993; Thomson et al., 2001; Kraemer et al., 2002; Lagabrielle et al., 2004; Ramos, 2005]. Then, the subsequent uplift of the foreland may have resulted from the diminution of the Andean load above the continental plate. As a matter of fact, crustal shortening has been very small in the Patagonian Andes since Middle Miocene [Ramos, 1989; Coutand et al., 1999; Lagabrielle et al., 2004, 2007]. Moreover, the very humid climatic conditions on the western side of the chain that has been enhanced by its uplift, and the development of Neogene glaciations may have increased the rapid erosion of the Pacific side of the continent and central part of the Cordillera. The flexural response of these accelerated erosion processes would favor uplift of the eastern foreland.

The elastic thickness of the Patagonian continental lithosphere has been estimated between about 20 km and 30 km by Tassara et al. [2007] at the CTJ latitude using gravity data. Using standard elastic parameters [e.g. Turcotte and Schubert, 1982], the distance between the chain and the forebulge would range between 150 and 210 km. Flexural parameters of the continental plate are also evidenced by the distribution of the Santa Cruz continental deposits, which are restricted to the western part of the Patagonian foreland, less than 250 km from the Andes. In turn, the flexural uplift of the foreland resulting from the diminution of the Andean load should be restricted to a narrow area close to the chain, and should not affect the distal zones close to the Atlantic coast, ~500 km away from the present-day Cordillera.

3.2.4.2. Dynamic topography

Dynamic topography on Earth is the deflection of the surface in response to the viscous flow that occur in the convecting underlying mantle. Over subduction zones, it may result in long-wavelength downward deflections of the overriding topographic surface exceeding 1000 meters [Mitrovica et al., 1989; Gurnis, 1993; Zhong and Gurnis, 1994; Husson, 2006]. The northward migration of the CTJ from Middle Miocene lead to the opening of an asthenospheric window below southern Patagonia. South of 46°30'S, the Antarctic oceanic plate is now slowly subducting below the continent. The corresponding slab is short. A recent slab window reconstruction shows that the Antarctic slab should not have reached depths greater than 45 km [Breitsprecher and Thorkelson, 2008]. Thus, the dynamic effect of that subduction on the overriding continent is virtually absent. North of the CTJ, in contrast, the Nazca plate subducts rapidly, which in turn deflects the continental plate downwards. We propose that this downward deflection has been progressively cancelled in southern Patagonia as the CTJ was migrating northward, resulting in the uplift of that part of the continent. The free air anomaly is positive north of the CTJ (40 mGal) while it is neutral to slightly negative south of it; this observation outlines the departure of topography from an isostatic situation north of the CTJ and the fact that the dynamic deflection vanishes south of it.

We computed the dynamic deflection induced by a slab subducting within the upper mantle with a dip angle of 37°, using a simple 3D Newtonian model based on the Stokeslet

approximation [Morgan, 1965; Batchelor, 1967; Harper, 1984; Husson, 2006]. A subducting slab of finite width is discretized into elementary spheres, or "Stokeslet", for which an analytical flow solution exists. Each point mass i induces an elementary spherical flow (Stokeslet) for which the Stokes stream function is known and can be written $\Psi_i = \frac{\Delta\rho v_i g}{8\pi\eta} r_{ij} sin^2\theta_{ij}$, where $\Delta\rho v_i$ is the mass anomaly associated with each point mass, g is the gravitational acceleration, η is the viscosity, r_{ij} is the distance from each point mass to the observation point j, and θ_{ij} is the angle between the vector ij and the direction of g. The normal stress on the upper free surface of a half-space can be calculated using the image technique [Morgan, 1965]. It writes $Fzz_{ij} = \frac{3\Delta\rho v_i g z_i^3}{\pi r_{ij}^5}$, where z_i is the depth of the point mass body beneath the surface. Because inertial terms are negligible, stress does not depend on viscosity. If the surface is stress-free, then there will instead be a deflection of the surface by a distance h_{ij} , such that $h_{ij} = Fzz_{ij} / \rho_m g$ is equal to Fzz_{ij}. The total Stokes flow is given by the sum of the Stokeslets; in aerial domains the total surface deflection H_j will be the sum of the deflections resulting from each point mass, hence

$$H_j = \sum_i \frac{3\Delta\rho v_i z_i^3}{\pi r_{ij}^5 \rho_m}, (1)$$

where ρ_m denotes the density of the mantle.

Deflections have been calculated for a 50 km-thick slab with a negative buoyancy of –80 kg.m^{-3}. We assume that the deflection, south of the triple junction, is null. This is supported by the fact that the Antarctic slab currently reaches depths smaller than 45 km [Breitsprecher and Thorkelson, 2008]. Conversely, the dynamic effect of the trailing edge of the Nazca slab south of the CTJ should not be negligible but is difficult to quantify since it depends on many poorly constrained parameters like the slab geometry, the convergence velocity, the rheological stratification of the upper mantle, thermal erosion of the slab edge. Anyway, its effect would only introduce a delay between ridge subduction at trench, and dynamic uplift. A first order approximation of this delay can be evaluated calculating the time necessary for the horizontal projection of the trailing edge of the slab to reach an horizontal distance greater than that of the central Patagonian basin (~5 Myr).

Analytical calculations predict that vertical deflections appear as far as 1600 km from the trench and reach a maximum value close to 1000 meters at a distance of ~325 km from the trench. The maximum N-S trending surface slope at a distance of 300, 500, and 700 km from the trench is, ~0.33%, 0.2% and 0.13%, respectively (Figure 3.10B). The amplitude of the deflection varies when parameters (thickness, buoyancy and dip of the slab) are changed but the general observed pattern is maintained.

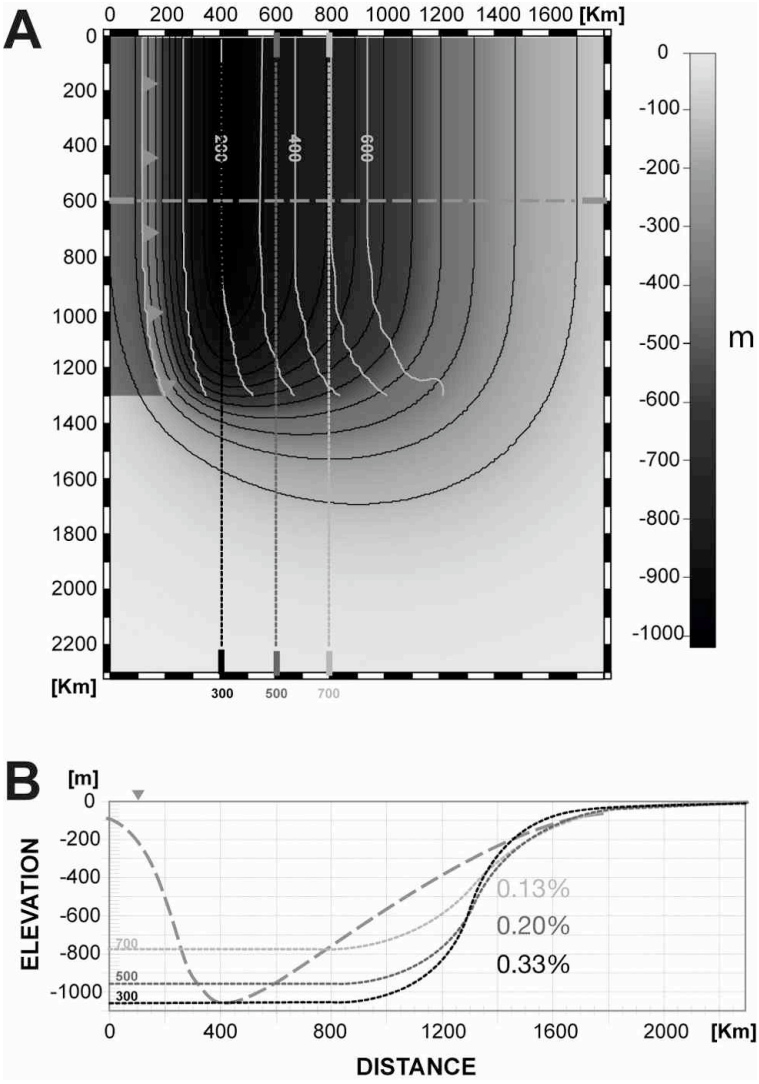


Figure 3.10. (A) Topographic deflections induced by the subduction of a semi-infinite, 50 km-thick negatively buoyant slab ($\Delta\varrho$=-80 kg.m^{-3}, steady-state slab dip=37°). Black solid lines are isodepth contours of topographic deflection and grey solid lines show the depth of the subducting slab (in km). The grey solid line with triangles indicates the position of the trench. **(B)** Topographic profiles of the dynamic topography, in the direction parallel to the trench, at a distance of 300 km (black dotted line), 500 km (dark gray dotted line), and 700 km (light gray dotted line) from the trench, and in the direction perpendicular to the trench (dashed line), with the corresponding trench-parallel slopes indicated on the right. Profiles are positioned on Figure 10A and the location of the trench is indicated by a triangle.

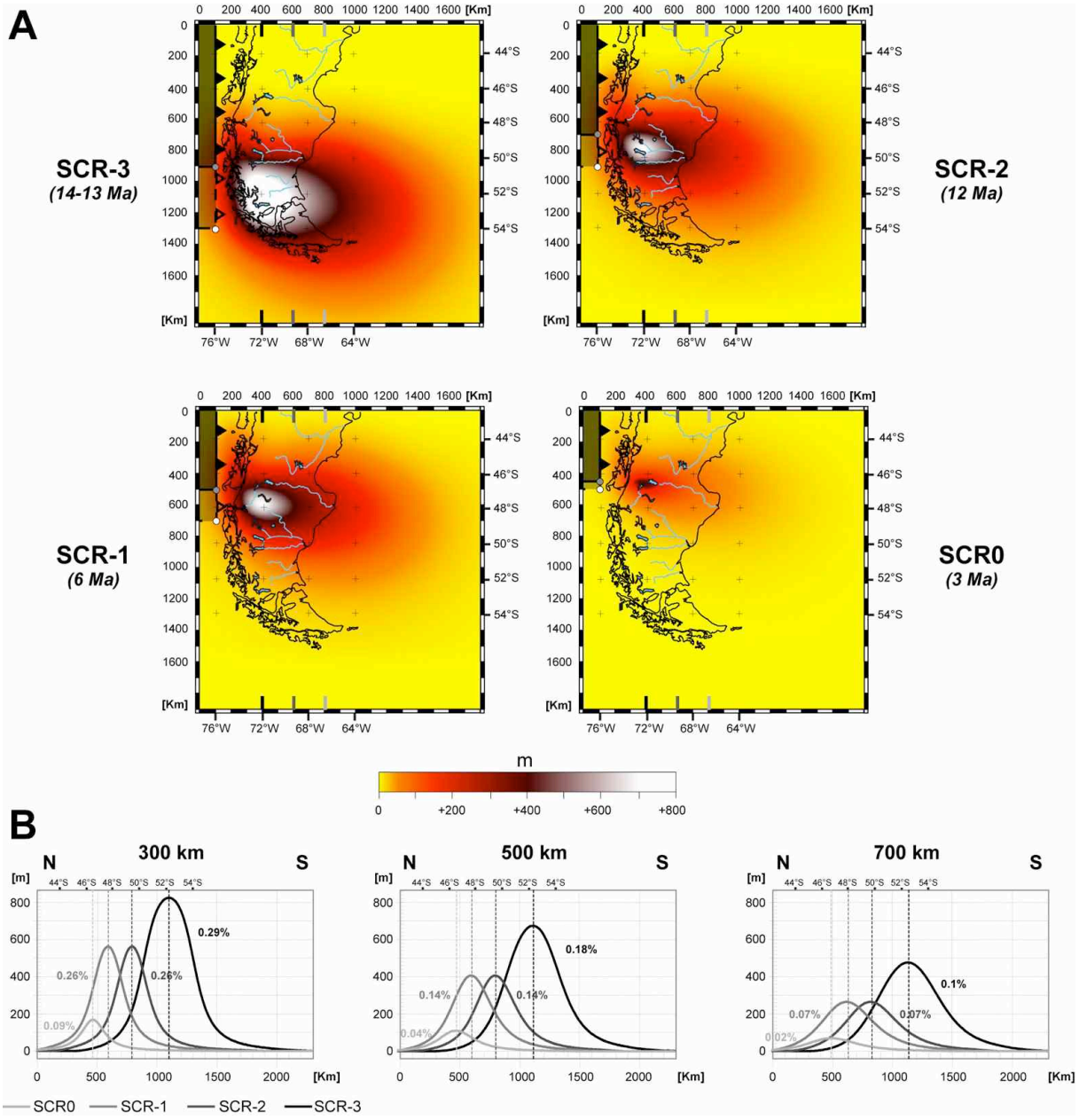


Figure 3.11. (A) Map of the uplift of the overriding plate resulting from the episodic subduction of 4 ridge segments below South America accompanying the northward migration of the CTJ. White and grey dots mark the position of the CTJ before and after the subduction of each ridge segment, respectively. **(B)** Topographic profiles parallel to the trench direction at 300 km, 500 km, and 700 km from the trench for each triple junction migration increment. The boundary between regions of northward and southward tilt for each longitudinal profile (dotted lines) shifts towards the north, delineating sectors with different tilt history.

The CTJ abruptly migrates northward when ridge segments enter the subduction zone. From Middle Miocene, several ridge segments subducted below the southern Andes (Figure 3.1). We model the dynamic response of the subduction of four ridge segments with lengths of 400 km, 200 km, 200 km and 50 km that respectively correspond to the lengths of SCR-3, SCR-2, SCR-1 and SCR0 South Chile Ridge segments that subducted beneath South America 13.5, 12, 6 and 3 Ma ago, respectively [Cande and Leslie, 1986; Gorring et al., 1997]. Figure 3.11A gives a map view of surface uplift resulting from the subduction of each ridge segment, subsequent quasi cessation of the subduction and induced dynamic deflection. Figure 3.11B presents the corresponding uplift along 3 trench-parallel profiles located 300, 500 and 700 km from the trench. Uplift is maximum in front of each subducted ridge segment, resulting in northward tilt north of the segment and southward tilt south of it. Southern Patagonia can be divided into 4 domains. The first domain, located to the north, experienced a constant northward tilt during the whole migration of the triple junction. The three other domains first tilted northward, and then southward as the CTJ was migrating to the north.

3.2.4.3. Discussion

The calculations presented above show that dynamic topography resulting from subduction may result in significant long-wavelength deflections of the lithospheric plate, far enough from the trench to affect the entire width of Patagonia. At the end of Oligocene, the increase of trench-perpendicular convergence velocity between the Farallon-Nazca plate and South America may have resulted in a larger downward deflection of the continental plate, which would explain part of the Oligo-Miocene Patagonian transgression.

Following the deposition of the Miocene continental molasse, the entire continental plate uplifted, resulting in the appearance of continental-scale terraces. Available ages on basalts covering terraces [Gorring et al., 1997; Bruni, 2007] show that the older terraces are Middle-Late Miocene, and that only the lower terraces of the Río Senguerr and Río Deseado fluvial systems are Pliocene to Pleistocene. The present-day topography of these ancient terraces underlines periods of northward and southward tilt in the foreland of the Patagonian Andes. South of 46°30'S, terraces of the Río Deseado system evidence a former 0.06% northward tilt event (0.11% minus 0.05%) that occurred before the deposition of T2De, and partly following

the deposition of T1De, followed by a 0.11% southward tilt that followed the deposition of T2De and ended before the deposition of T8De, i.e. before 5.28 Ma. Just to the north of 46°30'S (Cañadon Salado and Río Senguerr terrace systems), the oldest surfaces are tilted towards the north, and the northward tilt recorded by the youngest terraces of the Río Senguerr fluvial system indicates that the tilt continued after the deposition of the Cerro Grande basalts, 2.87 Ma ago.

This general pattern of tilt basically reproduces the predicted vertical movements from dynamic topography modeling (Figure 3.12) that accommodate the northward migration of the CTJ: south of the CTJ, our model predicts that the uplift is accommodated by northward tilt followed by southward tilt, and north of the CTJ, only northward tilt should occur. Moreover, observed tilt values are approximately 0.1% at the longitude of the Atlantic coast, which corresponds to the range of values predicted by the semi-analytical models.

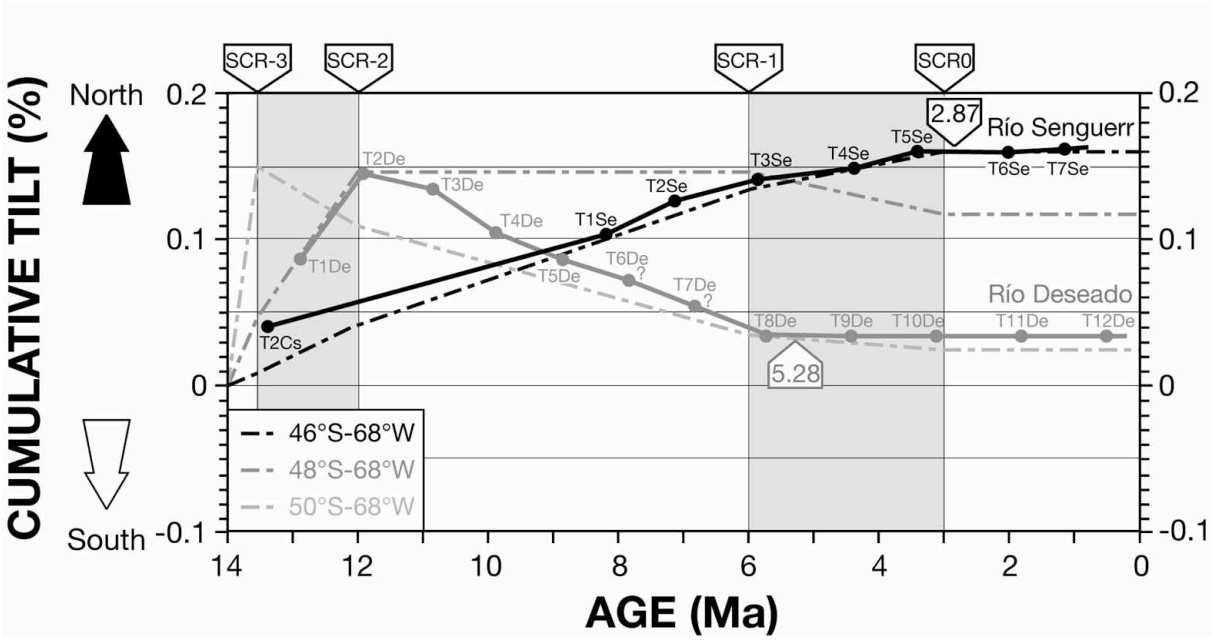


Figure 3.12. Modeled vs. observed tilts in the central-eastern Patagonia during the last 14 Myr. Dotted lines indicate the predicted cumulative tilt at 46°S-68°W (black), 48°S-68°W (dark grey), and 50°S-68°W (light grey). The corresponding observed cumulative tilts observed in terraces south (Río Deseado), and north of the CTJ (Río Senguerr and Cañadon Salado) are indicated by light grey and black solid lines, respectively. Note that the ages of terraces are not known. We only know their stratigraphic position with respect to 5.28 Ma-old basalts in the Río Deseado fluvial system [Gorring et al., 1997], and 2.87 Ma-old basalts in the Río Senguerr fluvial system [Bruni, 2007].

However, model results suggest that southward tilt of the region located between 46°30'S and 48° would occur following the final step of migration of the CTJ that resulted from the subduction of the SCR0 ridge segment, 3 Ma ago. Moreover, as discussed above, our simple analytical model does not integrate the effect of the trailing edge of the Nazca slab at depth, south of the triple junction, which should introduce a delay between ridge subduction and the corresponding dynamic response. Ages of the Río Deseado fluvial system, in contrast, suggest that the southward tilt occurred in the Miocene, before the deposition of the 5.28 Ma-old Cerro Negro basalts. This discrepancy outlines the limitation of our simple analytical analysis in explaining the timing and/or location of observed tilt. In the semi-analytical model presented above, dynamic deflections are computed for a slab having an uniform buoyancy while the Nazca slab is in fact younger and therefore less negatively buoyant next to the CTJ. Thus, taking precisely into account the age structure of the subducting slab would subsequently shift the maximum deflection northward with respect to model results (Figure 3.11) and southward tilt would occur earlier.

Another possibility is that the migration of the CTJ has been preceded by a slab break-off, resulting in the opening of an asthenospheric window before the subduction of the last ridge segments, as already proposed by Guivel et al. [2006] to explain the occurrence of back-arc basalts older than the subduction of the ridge segments located at their latitude. Although the model could easily be adapted accordingly, such improvements would remain beyond the resolution of the model itself.

Ramos [1989; 2005], Ramos and Kay [1992] and Lagabrielle et al. [2007] point out a striking difference in the elevation of the highest peaks of the Cordillera, they relate with the opening of the slab window beneath the continent. North of the CTJ, highest Cordillera peaks do not exceed 2500 m whereas south of the CTJ, numerous peaks exceed 3000 m. Although larger amounts of uplift (>1000m) are indeed expected close to the Andes according to the analytical model, the signal is more difficult to decipher because of the tectonic activity, large erosion rates and the isostatic rebound related to episodic melting of Late Miocene to Quaternary glaciers that make any attempt to extract a reference level dubious.

3.2.5. Conclusions

The major Oligo-Miocene transgression that occurred in the southern Patagonia results both from shortening of the Cordillera and larger downward dynamic deflections of the continental plate resulting from the increase of the trench-perpendicular convergence velocity between the subducting and overriding plates (Figure 3.13). The Santa Cruz Formation deposited in the overfilled subsiding Patagonian basin. The Middle Miocene time is characterized by a switch from subsidence to uplift of the Andean foreland. Terraces overlaid by coarse fluvial series are found across the entire continent, from the Andes to the Atlantic Ocean. They mark a generalized uplift of the continental plate that started in the Middle-Late Miocene when the overall subduction dynamics changed. Although part of this uplift, close from the Andes, could possibly result to some extent from the flexural response of the continental lithosphere to the erosion of the chain and subsequent unloading, dynamic topography resulting from mantle–lithosphere interaction is necessary to explain uplift occurring on larger wavelengths, from the Andes to the Atlantic coast. The episodic northward migration of the Chile Ridge Triple Junction, resulting in the opening of a slab window below southern Patagonia, cancels the dynamic downward deflection of the continental plate above the subduction zone and induces the uplift (or better said the cessation of the dynamic defection) of the overriding plate (Figure 3.13). The uplift resulting from the dynamic response of the continental lithosphere to subduction explains the diverging present-day pattern of the hydrographic network at the latitude of the CTJ, the region located north of the CTJ being tilted northward while the region located to the south tilts towards the south. The comparison between the model and the observations show that both the occurrence of the Patagonian basin and its evolution are of dynamic origin.

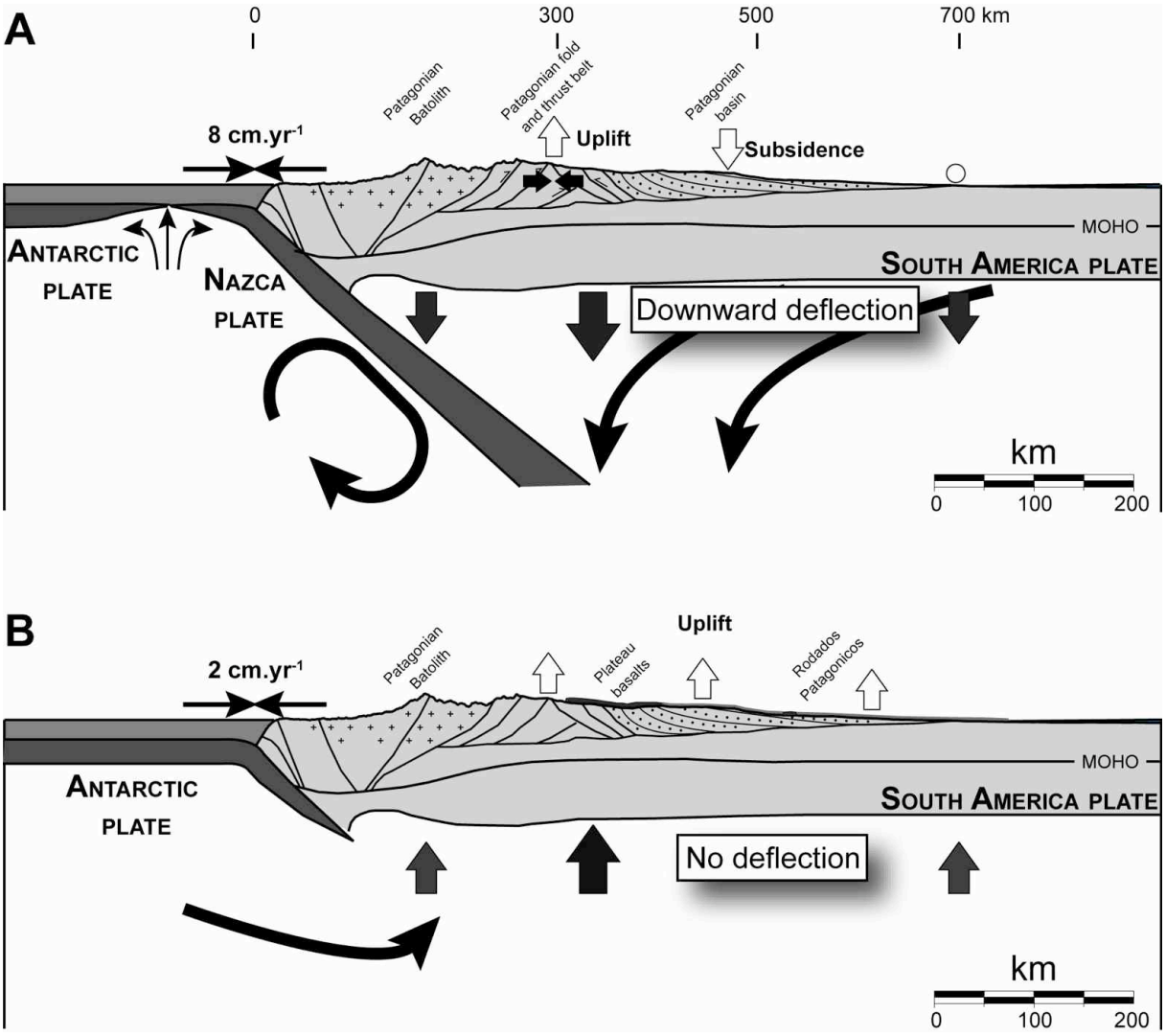


Figure 3.13. Cartoons illustrating the geodynamic setting south of the Chile triple junction. **(A)** Before the subduction of the Chile ridge, the Nazca slab subduction induces mantle flow that causes a downward deflection of the overlying Patagonian lithosphere. The rapid convergence rate is responsible for the emplacement of the eastern Patagonian fold and thrust belt and associated subsiding flexural basin. **(B)** After the subduction of the Chile ridge, the opening of the asthenospheric window cancels the downward mantle motion that deflected the South America plate, resulting in the uplift of the continent at that time.

Acknowledgments

This research was supported by the French CNRS-INSU "Reliefs de la Terre" program. Authors thank Serge Lallemand and two anonymous reviewers for a complete and detailed review of a previous version of this paper. They thank IRD (Institut de la Recherche pour le Développement) for help in organizing the field work, and Silvia Espinach (Universidad de Buenos Aires) for field assistance. This work benefited from fruitfull discussions with Raúl Giacosa (Universidad de Comodoro Rivadavia) and Ernesto Cristallini (Universidad de Buenos Aires).

References

Airy, G.B. (1855), On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys, Philos. Trans. R. Soc. London, 145, 101-104.

Alvarez-Marrón, J., K.R. McClay, S. Harambour, L. Rojas, and J. Skarmeta (1993), Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, southern Chile, AAPG Bulletin, 77, 1904-1921.

Ardolino, A., J.L. Panza, and E. Yllañez (2003), Hoja Geológica 4566-I Garayalde, escala 1:250,000, provincia del Chubut, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Barcat, C., J.S. Cortiñas, V.A. Nevistic, and H.E. Zucchi (1989), Cuenca del Golfo San Jorge, in Cuencas Sedimentarias Argentinas, edited by G. Chebli and L. Spaletti, pp. 319-345, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6.

Barreda, D.V., and I. Caccavari (1992), Mimosoideae (Leguminosae) occurrences in the Early Miocene of Patagonia (Argentina), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 94, 243-252.

Batchelor, G. (1967), An introduction to fluid mechanisms, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 615 p.

Bellosi, E.S. (1996), Fabrica de los "rodados patagónicos" y paleocorrientes: comentario y replica, Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51(1), 87-89.

Bellosi, E.S. (1999), El Cambio climático-ambiental de la Patagonia en el Mioceno temprano-Medio, paper presented at 14th Congreso Geológico Argentino, Actas 1, 57.

Bellosi, E.S., and D.V. Barreda (1993), Secuencias y palinología del Terciario medio en la cuenca San Jorge, registro de oscilaciones eustáticas en Patagonia, paper presented at 11th Congreso Geológico Argentino and 2nd Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1, 76-87.

Beltramone, C., and C.M. Meister (1992), Paleocorrientes de los Rodados Patagónicos, tramo Comodoro Rivadavia - Trelew, Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47(2), 147-152.

Bianchi, J.L. (1981), Cuenca del Golfo San Jorge. Su genesis e interconexiones, Petrotecnia, Agosto 1981, 27-35.

Blisniuk, P.M, L.B. Stern, C.P. Chamberlain, B. Idleman, and P.K. Zeitler (2005), Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes, Earth Planet. Sci. Lett., 230, 125-142.

Breitsprecher, K., and D.J. Thorkelson (2008), Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula, Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto. 2008.02.013.

Bruni, S. (2007), The Cenozoic back-arc magmatism of Central Patagonia (44°-46°S): activation of different mantle domains in space and time, PhD thesis, 159 pp., Universitá di Pisa, Italy.

Čadek, O., and L. Fleitout (2003), Effect of lateral viscosity variations in the top 300 km on the geoid and dynamic topography, Geophysical Journal International, 152, 566-580.

Cande, S., and R.B. Leslie (1986), Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile Trench, J. Geophys. Res., 91, 471-496.

Catuneanu, O., C. Beaumont, and P. Waschbusch (1997), Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge, Geology, 25(12), 1087-1090.

Cembrano, J., A. Lavenu, P. Reynolds, G. Arancibia, G. López, and A. Sanhueza (2002), Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction, Tectonophysics, 354, 289-314.

Chelotti, L. (1997), Evolución tectónica de la Cuenca del Golfo San Jorge en el Cretácico y Terciario: algunas observaciones desde la interpretación sísmica, Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca, 49, 62-82.

Cobos, J.C., and J.L. Panza (2001), Hoja Geológica 4769-III El Pluma, escala 1:250,000, provincia de Santa Cruz, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Coutand, I., M. Diraison, P.R. Cobbold, D. Gapais, E.A. Rossello, and M. Miller (1999), Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S), Journal of South American Earth Sciences, 12, 1-15.

Dal Molin, C., M. Márquez, and B. Maisonabe (1998), Hoja Geológica 4571-IV Alto Río Senguerr, escala 1:250,000, provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

De la Cruz, R., and M. Suárez (2006), Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, escala 1:100,000, Región Aisén del General Carlos Ibañez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 95, 58 p.

De Mets, C., R.C. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Lett., 21, 2191-2194.

D'Orazio, M., S. Agostini, F. Mazzarini, F. Innocenti, P. Manetti, M.J. Haller, and A Lahsen (2000), The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America, Tectonophysics, 321, 407-427.

D'Orazio, M., S. Agostini, F. Innocenti, M.J. Haller, P. Manetti, and F. Mazzarini (2001), Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (≈52°S, Argentina-Chile), Lithos, 57, 67-89.

D'Orazio, M., F. Innocenti, P. Manetti, M. Tamponi, S. Tonarini, O. González-Ferrán, A. Lahsen, and R. Omarini (2003), The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (≈45°S, Chile), Journal of South American Earth Sciences, 16, 219-242.

D'Orazio, M., F. Innocenti, P. Manetti, M.J. Haller, G. Di Vicenzo, and S. Tonarini (2005), The Late Pliocene mafic lavas from the Camusú Aike Volcanic Field (~50°S, Argentina): evidences for geochemical variability in slab window magmatism, Journal of South American Earth Sciences, 18, 107-124.

Escosteguy, L., C. Dal Molin, M. Franchi, S. Geuna, and O. Lapido (2003), Hoja Geológica 4772-II Lago Buenos Aires, escala 1:250,000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Espinoza, F., D. Morata, E. Pelleter, R.C. Maury, M. Suárez, Y. Lagabrielle, M. Polvé, H. Bellon, J. Cotton, R. De la Cruz, and C. Guivel (2005), Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab windows, Lithos, 82, 315-343.

Feruglio, E. (1950), Descripción geológica de la Patagonia., Tomo III, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, Argentina.

Flint, S.S, D.J. Prior, S.M. Agar, and P. Turner (1994), Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin and its relationship to the Chile triple junction, Journal of the Geological Society of London, 151, 251-268.

Flynn, J.J., M.J. Novacek, H.E. Dodson, D. Frassinetti, M.C. McKenna, M.A. Norell, K.E. Sears, C.C. Swisher III, and A.R. Wyss (2002), A new fossil mammal assemblage from the southern Chilean Andes: implications for geology, geochronology, and tectonics, Journal of South American Earth Sciences, 15, 285-302.

Frassinetti, D., and V. Covacevich (1999), Fauna de invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal en Pampa Castillo, sur del Lago General Carrera, Aisén, Chile, Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería, 51, 1-96.

Froidevaux, C., and B.L. Isacks (1984), The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes, Earth Planet. Sci. Lett., 71, 305-314.

Garzione, C.M., P. Molnar, J.C. Libarkin, and B.J. Mac Fadden (2006), Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere, Earth Planet. Sci. Lett., 241(3-4), 543-556.

Giacosa, R. (1998), Hoja Geológica 4766-III/IV Puerto Deseado, escala 1/250,000, Provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Gorring, M.L., and S.M. Kay (2001), Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from Southern Patagonia, Argentina, Journal of Petrology, 42(6), 1067-1094.

Gorring, M.L., S.M. Kay, P.K. Zeitler, V.A. Ramos, D. Rubiolo, M.I. Fernandez, and J.L. Panza (1997), Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction, Tectonics, 16(1), 1-17.

Gorring, M.L., B. Singer, J. Gowers, and S.M. Kay (2003), Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism, Chem. Geol., 193, 215-235.

Guivel, C., Y. Lagabrielle, J. Bourgois, H. Martin, N. Arnaud, S. Fourcade, J. Cotten, and R. Maury (2003), Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile triple junction, J. Geophys. Res., 108(B7), 2345.

Guivel, C., D. Morata, E. Pelleter, F. Espinoza, R.C. Maury, Y. Lagabrielle, M. Polvé, H. Bellon, J. Cotten, M. Benoit, M. Suárez, and R. De la Cruz (2006), Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46-47°S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 149, 346-370.

Gurnis, M. (1993), Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs, Nature, 364, 589-593.

Hager, B.H., and R.W. Clayton (1989), Constraints on the structure of mantle convection using seismic observations, flow models and the geoid, in Mantle Convection, edited by W.R. Peltier, pp. 657-763, Gordon and Breach, New-York.

Haq, B.U., J. Hardenbol, and P.R. Vail (1987), Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago to present), Science, 235, 1156-1167.

Harper, J.F. (1984), Mantle flow due to internal vertical forces, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 36, 285-290.

Homovc, J.F., G.A. Conforto, P.A. Lafourcade, and L.A. Chelotti (1995), Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion, in Basin Inversion, edited by J.G. Buchanan, and P.G. Buchanan, pp. 235-248, Geological Society Special Publications 88.

Husson, L. (2006), Dynamic topography above retreating subduction zones, Geology, 34(9), 741-744.

Kay, S.M., V.A. Ramos, and M. Marquez (1993), Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America, Journal of Geology, 101, 703-714.

Kraemer, P.E. (1998), Structure of the Patagonian Andes: Regional Balanced Cross Section at 50°S, Argentina, International Geology Review, 40, 896-915.

Kraemer, P.E., J.V. Ploszkiewicz, and V.A. Ramos (2002), Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52°S, provincia de Santa Cruz, Argentina, in Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, edited by M.J. Haller, pp. 353-364, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino 1.

Lagabrielle, Y., M. Suárez, E.A. Rossello, G. Hérail, J. Martinod, M. Régnier, and R. De la Cruz (2004), Neogene to Quaternary evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction, Tectonophysics, 385, 211-241.

Lagabrielle, Y., M. Suárez, J. Malavieille, D. Morata, F. Espinoza, R.C. Maury, B. Scalabrino, L. Barbero, R. De la Cruz, E. Rossello, and H. Bellon (2007), Pliocene extensional tectonics in the Eastern Central Patagonian Cordillera: geochronological constraints and new field evidence, Terra Nova, 19, 413-424.

Lange, D., J. Cembrano, A. Rietbrock, C. Haberland, T. Dahm, and K. Bataille (2008), First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes, Tectonophysics, 455, 14-24.

Lavenu, A., and J. Cembrano (1999), Compresional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile), Journal of Structural Geology, 21, 1669-1691.

Le Stunff, Y., and Y. Ricard (1997), Partial advection of equidensity surfaces: A solution for the dynamic topography problem?, J. Geophys. Res., 102, 24,655-24,667.

Lock, J., H. Kelsey, K. Furlong, and A. Woolace (2006), Late Neogene and Quaternary landscape evolution of the northern California Coast Ranges: Evidence for Mendocino triple junction tectonics, Geol. Soc. Am. Bull., 118(9-10), 1232-1246.

Lonsdale, P. (2005), Creation of the Cocos and Nazca plates by the fission of the Farallon plate, Tectonophysics, 404, 237-264.

Malumián, N. (1999), La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia extraandina, in Geología Argentina, edited by R. Caminos, pp. 557-612, Instituto de Geología y Recursos Minerales Anales 29.

Marshall, L.G., and P. Salinas (1990), Stratigraphy of the Río Frías Formation (Miocene), along the Alto Río Cisnes, Aisén, Chile, Revista Geológica de Chile, 17, 57-88.

Mercer, J.H. (1976), Glacial History of Southernmost South America, Quaternary Research, 6, 125-166.

Mercer, J.H., R.J. Fleck, E.A. Mankinen, and W. Sander (1975), Southern Patagonia: Glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago, in Quaternary Studies, edited by R.P. Guggatre and M.M. Cresswell, pp. 223-230, Royal Society of New Zealand Journal, Wellington, New Zealand.

Mitrovica, J.X., C. Beaumont, and G.T. Jarvis (1989), Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction, Tectonics, 8(5), 1079-1094.

Mitrovica, J.X., R.N. Pysklywec, C. Beaumont, and A. Rutty (1996), The Devonian to Permian sedimentation of the Russian platform: an example of subduction-controlled long-wavelength tilting of continents, Journal of Geodynamics, 22(1-2), 79-96.

Molnar, P., P. England, and J. Martinod (1993), Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon, Rev. Geophys., 31, 357-396.

Morgan, W. (1965), Gravity anomalies and convection currents, J. Geophys. Res., 70, 6175-6187.

Panza, J.L. (2002), La cubierta detrítica del Cenozoico superior, in Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, edited by M.J. Haller, pp. 259-284, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino 1.

Panza, J.L., and A. Genini (2005), Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados, escala 1:250,000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Panza, J.L., L.E. Sacomani, and J.C. Cobos (2003), Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz, República Argentina, 1:750,000. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Pardo-Casas, F., and P. Molnar (1987), Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time, Tectonics, 6, 233-248.

Parras, A., M. Griffin, R. Feldmann, S. Casadío, C. Schweitzer, and S. Marenssi (2008), Correlation of marine beds based on Sr- and Ar- date determinations and faunal affinities across the Paleogene/ Neogene boundary in southern Patagonia, Argentina, Journal of South American Earth Sciences, 26, 204-216.

Peroni G.O., A.G. Hegedus, J. Cerdan, L. Legarreta, M.A. Uliana, and G. Laffitte (1995), Hydrocarbon Accumulation in an Inverted Segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central

Patagonia, in Petroleum basins of South America, edited by A.J. Tankard, S Suárez, and H.J. Welsink, pp. 403-419, AAPG Memoir 62.

Pratt, J.H. (1859), On the deflection of the plumb line in India caused by the attraction of the Himalaya Mountain and of the elevated regions beyond and its modification by the compensation effect of a deficiency of matter below the mountain mass, Philos. Trans. R. Soc. London, 149, 745.

Pysklywec, R.N., and J.X. Mitrovica (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.

Ramos, V.A. (1989), Andean Foothills Structures in Northern Magallanes Basin, Argentina, AAPG Bulletin, 73(7), 887-903.

Ramos, V.A. (2005), Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes, Tectonophysics, 399, 73-86.

Ramos, V.A., and S.M. Kay (1992), Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions, Tectonophysics, 205, 261-282.

Ricard, Y., M. Richards, C. Lithgow-Bertelloni, and Y. Le Stunff (1993), A geodynamic model of mantle density heterogeneity, J. Geophys. Res., 98, 21,895-21,909.

Rodriguez, J.F.R, and R. Littke (2001), Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: a basin modeling study, Marine and Petroleum Geology, 18, 995-1028.

Sciutto, J.C., O. Césari, V. Escribano, and H. Pezzuchi (2000), Hoja Geológica 4566-III Comodoro Rivadavia, escala 1:250,000, provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Sciutto, J.C., O. Césari, and N. Iantanos (2004), Hoja Geológica 4569-IV Escalante, escala 1:250,000, provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

SEGEMAR (2001), Hoja Geológica 4569-III Sarmiento, escala 1:250,000, provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

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, 11, 211-215.

Suárez, M., and R. De La Cruz (2000), Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°30'-47°30'S), Journal of the Geological Society of London, 157, 995-1001.

Suárez, M., R. De La Cruz, and C.M. Bell (2000), Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt, Geological Magazine, 137, 345-353.

Tassara, A., C. Swain, R. Hackney, and J. Kirby (2007), Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data, Earth Planet. Sci. Lett., 253, 17-36.

Thomson, S.N., F. Hervé, and B. Stöckhert (2001), Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes, Tectonics, 20(5), 693-711.

Turcotte, D.L., and G. Schubert (1982), Geodynamics Applications of Continuum Physics to Geological Problems, John Wiley and Sons, New York.

Turner, K.J., C.J. Fogwill, R.D. McCulloch, and D.E. Sugden (2005), Deglaciation of the eastern flank of the North Patagonian Icefield and associated continental-scale lake diversions, Geografiska Annaler, 87, 363-374.

Zhong, S., and M. Gurnis (1994), Controls on trench topography from dynamic models of subducted slabs, J. Geophys. Res., 99, 15,683-15,695.

CHAPITRE IV

INFLUENCE DE LA SUBDUCTION DE LA DORSALE DU CHILI SUR LA DÉNUDATION DES ANDES DE PATAGONIE

4. Influence de la subduction de la dorsale du Chili sur la dénudation des Andes de Patagonie

4.1. Introduction

Nous avons observé dans le chapitre précédent que la position actuelle du point triple du Chili correspondait à une limite majeure dans le bassin d'avant-chaîne, délimitant, au nord du PTC, une région enregistrant une faible accumulation sédimentaire au cours de l'Oligocène supérieur-Miocène moyen puis à partir du Miocène moyen un basculement d'échelle régionale en direction du nord et, au sud du PTC, une région accumulant une forte épaisseur de sédiments syn-orogéniques à l'Oligocène supérieur-Miocène moyen puis un basculement vers le nord suivi d'un basculement vers le sud au cours du Miocène supérieur.

Au niveau de la Cordillère, la latitude de 46°30'S semble également constituer une importante discontinuité puisqu'elle marque un changement majeur en terme de topographie actuelle de la chaîne mais également en ce qui concerne la mise à l'affleurement du socle et le développement d'un système de plis et de chevauchements associés. Ainsi, au nord du PTC, le piedmont oriental de la chaîne n'a pas enregistré le développement d'un système de plis et de chevauchements associés alors que plus au sud, le système de plis et de chevauchements associés de Patagonie ("Patagonian fold-and-thrust belt") a accomodé entre 22 et 45 km de raccourcissement entre respectivement 49° et 47°40'S (Ramos, 1989), et environ 35 km de raccourcissement à la latitude de 50°S au cours du Miocène supérieur (Kraemer, 1998). De la même façon, le socle est peu exposé au nord du PTC alors qu'au sud du PTC, le batholithe de Patagonie ainsi que les roches pré-Jurassiques sont exhumées. Enfin, en ce qui concerne la topographie actuelle de la chaîne, au nord du PTC la Cordillère est peu élevée, n'excédant pas 2300 m alors qu'au sud du PTC elle culmine à plus de 4000 m (Cerro San Valentín) (Ramos, 2005) (Figure 4.1). Si l'on considère, au lieu des points d'altitude maximale, l'altitude moyenne sur une distance de 2,5° de part et d'autre de la latitude du point triple (Figure 4.1), cette différence bien que moins nette (~300 m) est toutefois présente.

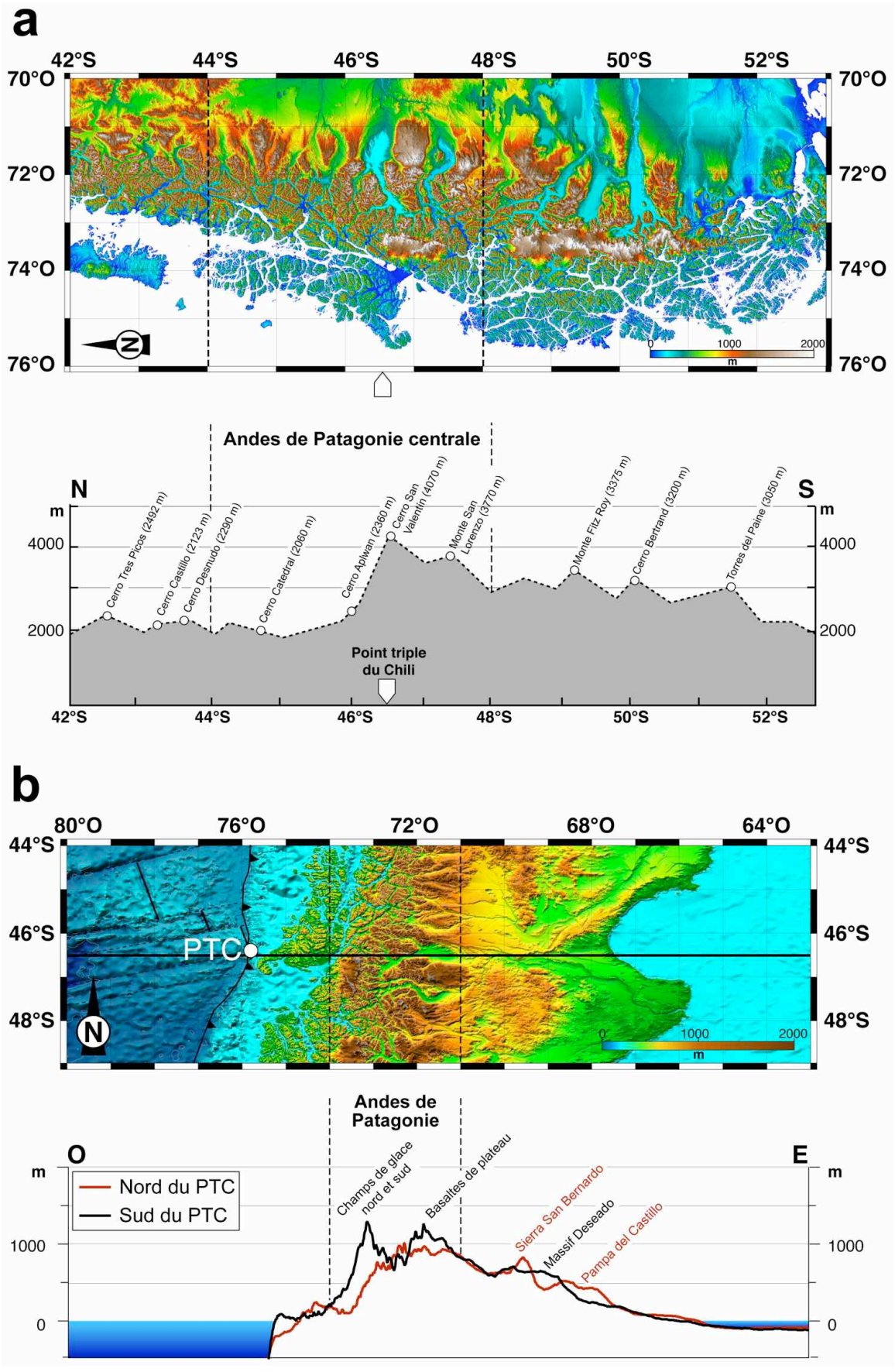

a
42°S
44°S
46°S
48°S
50°S
52°S
70°O
72°O
74°O
76°O
0
1000
2000
m
Andes de Patagonie centrale
N
S
m
4000
2000
Cerro Tres Picos (2492 m)
Cerro Castillo (2123 m)
Cerro Desnudo (2290 m)
Cerro Catedral (2060 m)
Cerro Aplwan (2360 m)
Cerro San Valentin (4070 m)
Monte San Lorenzo (3770 m)
Monte Fitz Roy (3375 m)
Cerro Bertrand (3200 m)
Torres del Paine (3050 m)
Point triple du Chili
b
80°O
76°O
72°O
68°O
64°O
44°S
46°S
48°S
PTC
N
Andes de Patagonie
O
E
Nord du PTC
Sud du PTC
Champs de glace nord et sud
Basaltes de plateau
Sierra San Bernardo
Massif Deseado
Pampa del Castillo
1000
0

Figure 4.1 (Page précédente). (a) Altitude maximale de la Cordillère de Patagonie entre 42°S et 53°S (d'après Ramos, 2005). Les sommets les plus hauts sont actuellement situés au sud de la latitude du point triple du Chili. (**b)** Altitude moyenne de la Patagonie centrale entre 44°S et 46°30'S (ligne rouge) et entre 46°30'S et 49°S (ligne noire). Les deux profils topographiques ont été ajustés pour partager une position de la fosse de subduction commune. Les basaltes de plateau, au sud du point triple du Chili (PTC), incluent la Meseta del Lago Buenos Aires, la Meseta Belgrano, la Meseta Pobre, la Meseta del Once, la Meseta del Viento, la Meseta de Tamel Aike, la Meseta del Strobel, et la Meseta de la Muerte. L'altitude calculée sur le profil sud peut être localement surestimée à cause de la présence de calottes glaciaires résiduelles.

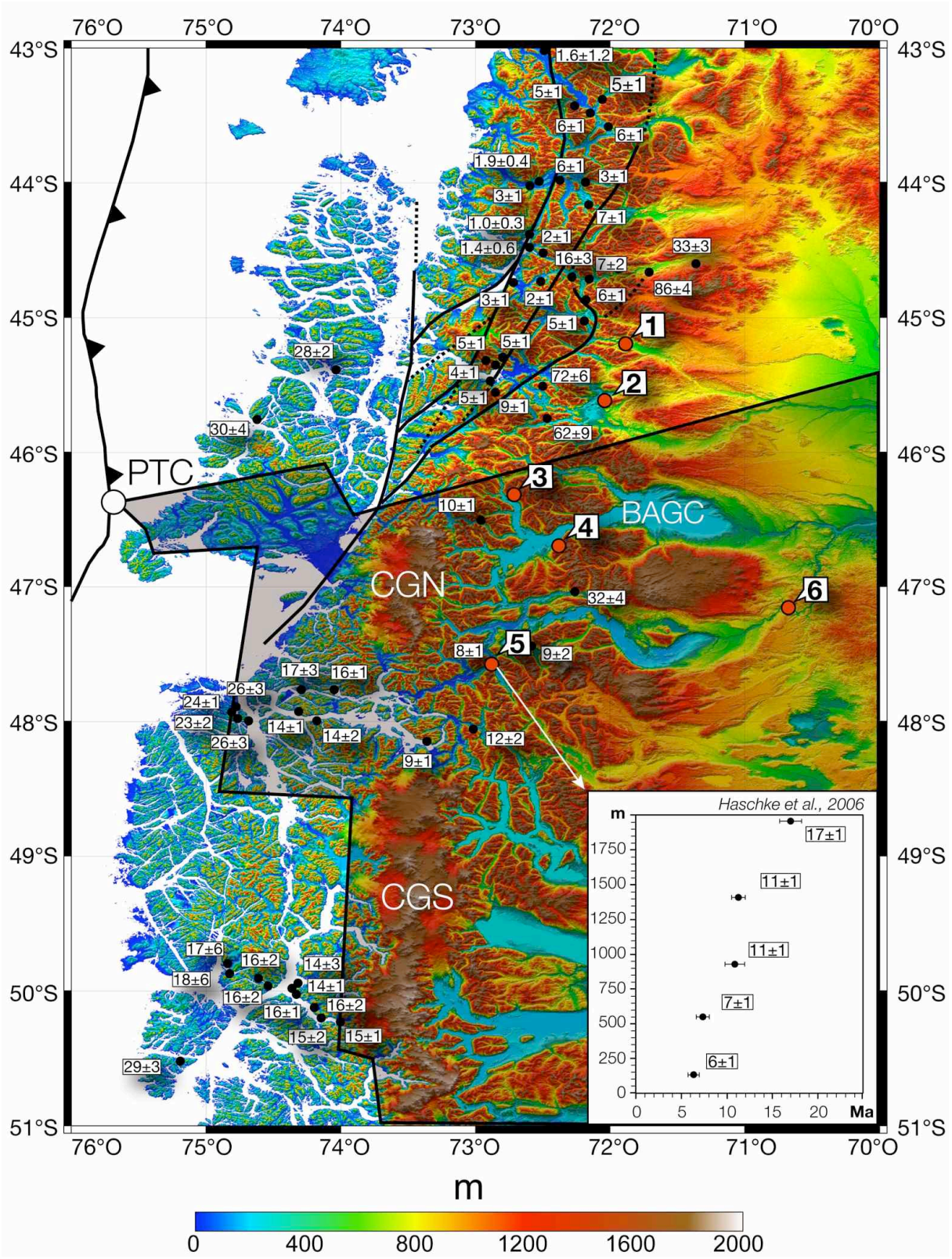
L'ouverture de la fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie, qui débute à 14 millions d'années à la latitude de 54°S, est postérieure au développement du système de plis et de chevauchements associés de Patagonie et des dépôts de bassin d'avant-pays associés, qui cessent à la même période (Ramos et Kay, 1992; Suárez et al., 2000; Ramos, 2005; Blisniuk et al., 2005). En revanche, les basculements parallèles à la direction de la fosse de subduction observés dans le bassin de Patagonie centrale ont clairement pour origine le développement de la fenêtre asthénosphérique sous-continentale. L'influence de cette fenêtre sur les mouvements verticaux affectant la plaque supérieure au niveau de la chaîne, et par voie de conséquence sa dénudation, reste à établir. Pour répondre à cette problématique, nous avons décidé de mener une étude basée sur la thermochronologie basse température par la méthode (U-Th)/He sur apatite.

4.2. Etudes préalables et choix des cibles

La question de l'influence de l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique sous la Patagonie a déjà fait l'objet de trois études récentes basées sur la thermochronologie basse température par traces de fission sur apatite et zircon (Thomson et al., 2001; Thomson, 2002; Haschke et al., 2006). Ces trois études arrivent à des conclusions différentes. Thomson (2002) estime ainsi qu'au nord du point triple, la subduction des différents segments de la dorsale du Chili est responsable du régime en transpression enregistré le long de la faille de Liquiñe-Ofqui; ceci entraîne une dénudation rapide de la chaîne, qui n'existait pas avant 16 Ma, comme indiqué par les âges traces de fission (Figure 4.2). Au sud du point triple, en revanche, Thomson et al. (2001) remarquent que loin de la faille de Liquiñe-Ofqui, l'effet de l'ouverture de la fenêtre

asthénosphérique sur la dénudation semble minime, la période de subduction des segments de dorsale correspondant même à une période de ralentissement de la dénudation. Ces auteurs voient plutôt les âges traces de fission sur apatite obtenus comme le résultat d'une part, de l'accélération de la convergence entre la plaque Nazca et Amérique du Sud au cours de l'Oligocène supérieur, expliquant l'accélération de la dénudation enregistrée entre 30 et 23 Ma dans la partie occidentale des Andes de Patagonie (Figure 4.2), puis d'autre part d'une migration d'environ 200 km vers l'est de la zone de dénudation maximale jusqu'à 12-8 Ma (Figure 4.2). Ils expliquent cette migration par l'effet conjugué de la migration vers l'est de la déformation d'arrière-arc, de l'érosion par subduction au niveau de la fosse et à un degré moindre par une diminution de l'angle de subduction. Haschke et al. (2006), sur un profil vertical échantillonné au niveau du pluton crétacé de Cerro Barrancos (~47°33,8'S-72°50'O), suggèrent que l'accélération de la dénudation en relation avec la migration vers l'est du système de plis et de chevauchements associés commence vers 17 Ma, avant l'entrée en subduction de la fenêtre asthénosphérique. En revanche, Haschke et al. (2006) mettent en évidence une phase de "réchauffage" du pluton, entre 10 et 6 Ma, non documentée par les deux autres études, et qui est attribuée à l'ouverture de la fenêtre de slab sous le continent. Finalement, ces auteurs suggèrent que la dernière phase de refroidissement est la plus rapide et débute il y a seulement 4 Ma.

Figure 4.2 (Page suivante). Âges traces de fission sur apatite (points noirs) obtenus par Thomson et al. (2001), Thomson (2002) et Haschke et al. (2006) (profil âge-altitude en bas à droite). Les points rouges indiquent les 6 profils échantillonnés dans le cadre de notre étude. Les profils 1 et 2 sont situés au nord de la position actuelle du point triple du Chili (PTC), les profils 3 et 4 au droit du PTC, et les profils 5 et 6 au sud du PTC. Les cinq premiers profils sont distribués entre les longitudes 72° et 73°W, le dernier profil étant localisé plus à l'est, à la limite occidentale du Massif du Deseado. Sur cette carte est également représentée la projection en surface de la fenêtre de slab se développant sous la Patagonie (d'après Breitsprecher et Thorkelson, 2008) et le système de faille de Liquiñe-Ofqui (d'après Thomson, 2002). CGN : Champ de glace nord; CGS : champ de glace sud; BAGC : lac Buenos Aires-General Carrera.


76°O
75°O
74°O
73°O
72°O
71°O
70°O
43°S
44°S
45°S
46°S
47°S
48°S
49°S
50°S
51°S
PTC
CGN
CGS
BAGC
1.6±1.2
5±1
5±1
6±1
6±1
1.9±0.4
6±1
3±1
3±1
7±1
1.0±0.3
2±1
1.4±0.6
33±3
16±3
7±2
86±4
3±1
2±1
6±1
5±1
1
5±1
5±1
28±2
4±1
72±6
2
5±1
9±1
30±4
62±9
3
10±1
4
32±4
6
8±1
5
9±2
17±3
16±1
26±3
24±1
23±2
14±1
14±2
26±3
12±2
9±1
17±6
16±2
14±3
18±6
14±1
16±2
16±2
16±1
15±2
15±1
29±3
Haschke et al., 2006
m
1750
1500
1250
1000
750
500
250
0
17±1
11±1
11±1
7±1
6±1
0
5
10
15
20
Ma
m
0
400
800
1200
1600
2000

Ces trois études permettent de se rendre compte que l'influence de la fenêtre de slab est diversement enregistrée, d'une part en fonction de la zone géographique étudiée et d'autre part en fonction de la stratégie d'échantillonnage utilisée. Ces études pionnières montrent toutefois leurs propres limites. En effet, les études de Thomson et al. (2001) et Thomson (2002) se basent sur une stratégie consistant à collecter les échantillons sur une très grande zone d'étude allant de la latitude 43°S à 50°30'S avec un seul échantillon par localité. Or, pour mieux comprendre et contraindre l'histoire thermochronologique d'une région, il est nécessaire de réaliser des profils verticaux avec une amplitude de dénivelé maximale (Gallagher et al., 1998). C'est ce qui a été réalisé par Haschke et al. (2006), mais malheureusement dans une seule localité (Cerro Barrancos), empêchant ainsi toute comparaison avec les régions situés au nord du PTC. Enfin, les âges traces de fission sont très nombreux au nord de 46°S et au sud de 47°30'S mais la région centrale reste peu documentée (Figure 4.2). Ces trois études utilisent des âges obtenus par traces de fissions sur apatite dont la température de fermeture est de l'ordre de 110±10°C (Gallagher et al., 1998 ; Donelick et al., 2005). Dans ce qui suit, nous utiliserons des âges (U-Th)/He sur apatite, méthode de datation jamais mise en oeuvre dans cette région des Andes, qui a l'avantage d'avoir une température de fermeture inférieure (70-80°C, voir § 4.3.4.) et permet ainsi de contraindre les stades ultimes de l'exhumation (Ehlers et Farley, 2003).

Pour contraindre la part de l'exhumation liée à l'entrée en subduction de la fenêtre asthénosphérique dans la Cordillère, six sites ont été sélectionnés. Sur chacun de ces sites, nous avons échantillonné des profils verticaux pour datation ultérieure par la méthode (U-Th)/He sur apatite (Figure 4.2). Ces sites devaient réunir trois conditions majeures:

- une accessibilité par voie terrestre; la partie occidentale des Andes de Patagonie humide à ces latitudes est couverte d'une forêt dense et la plupart du temps impénétrable. Cette condition a été la plus contraignante, nous privant ainsi de l'échantillonnage de la partie occidentale du batholithe patagonien, totalement inaccessible.
- des roches cibles avec une probabilité de contenir des apatites la plus forte; les granitoïdes ont ainsi été privilégiés.
- des sites d'échantillonnage présentant le dénivelé le plus important, condition également difficile à réaliser, la limite du couvert neigeux se situant aux environs de 1500 m d'altitude.

Pour détecter une éventuelle réponse de la Cordillère à l'ouverture de la fenêtre, deux sites ont été choisis au nord de la position du PTC, deux autres au droit du PTC et un au sud

du PTC, ce dernier étant le même que celui échantillonné par Haschke et al. (2006), nous permettant ainsi de comparer les résultats des deux méthodes de datation (traces de fission vs. (U-Th)/He). Un dernier site a été sélectionné plus à l'est, au niveau de la bordure occidentale du Massif du Deseado.

Malheureusement, sur les 27 échantillons originellement prélevés, seuls 22 contenaient des apatites exploitables et, à ce jour, seuls 9 âges ont pu être déterminés, le reste des échantillons étant toujours en cours d'analyse.

4.3. Principes de la thermochronologie basse température par la méthode (U-Th)/He sur Apatite

Tout comme la géochronologie, la thermochronologie est basée sur l'utilisation de systèmes isotopiques pour contraindre l'âge des différents processus géologiques opérant sur les roches. Alors que la géochronologie permet de dater l'âge de formation du minéral, la thermochronologie permet de dater le passage du minéral sous une température donnée (ou domaine thermique), et donc de quantifier les vitesses des processus d'exhumation et d'enfouissement opérant dans la croûte continentale supérieure. Un thermochronomètre est un système isotopique comprenant un isotope radioactif père, un isotope radiogénique fils ainsi que le minéral dans lequel se produit cette désintégration. Pour chaque thermochronomètre, on définit une zone de température au dessus de laquelle le système isotopique se comporte comme un système fermé. Il existe également un domaine de températures, appelé Zone de Rétention Partielle (ZRP), dans lequel la diffusion de l'isotope fils n'est pas assez rapide pour maintenir une concentration nulle et pas assez lente pour que la rétention soit complète. Les températures encadrant cette zone de rétention partielle varient en fonction des thermochronomètres utilisés. L'age mesuré par un thermochronomètre correspond donc au temps qu'il a fallu à l'échantillon analysé pour quitter la ZRP et se retrouver à la surface.

Les datations (U-Th)/He sur apatite sont basées sur l'accumulation d' ^{4}He produit par la désintégration alpha des chaînes radioactives ^{238}U, ^{235}U, ^{232}Th et ^{146}Sm et sur la rétention partielle des particules alphas dans les apatites.

4.3.1. Préparation des échantillons et séparation des apatites

Le processus d'extraction et de sélection des apatites utilisées pour analyse a été entièrement réalisé par mes soins, à la fois au sein du Laboratoire de Modélisation et Transferts en Géologie de l'université de Toulouse mais également dans le laboratoire Interactions et Dynamique des Environnements de Surface de l'université Paris-Sud Orsay avec l'aide de Cécile Gautheron (Maître de Conférences et responsable du laboratoire de thermochronologie basse température de l'UMR IDES, Université d'Orsay). Il s'appuie sur la méthodologie développée par N. Espurt (2007). Pour chaque échantillon, entre cinq et dix kilos de roches ont été prélevés sur le terrain. La première étape consiste en le broyage en plusieurs étapes de ces roches, à l'aide d'un broyeur à mâchoires. Entre chaque passage, seule la fraction supérieure à 400 μm est remise dans le broyeur dont l'écartement de la mâchoire est progressivement réduit. Une fois récupérée la totalité de la fraction minérale inférieure à 400 μm, cette dernière est tamisée à 200 μm, puis les éléments inférieurs à 63μm sont écartés. Au final, on récupère donc la fraction 63-200 μm, dont la masse idéale doit se situer autour de 500 à 800g. Les apatites ayant une densité proche de 3,2, une séparation de la fraction minérale est ensuite effectuée par liqueur dense au bromoforme, dont la densité est de 2,85, qui permet ainsi d'éliminer les minéraux légers (quartz, feldspath,...). Cette séparation s'effectue sous une hotte à aspiration horizontale pour des raisons de sécurité. La fraction récupérée est ensuite lavée à l'éthanol puis passée au séparateur magnétique Frantz, pour éliminer les minéraux lourds magnétiques. La fraction finale obtenue est d'à peine quelques grammes et contient les apatites qui vont être triées ensuite à la pince sous binoculaire.

Figure 4.3. Loupe binoculaire utilisée pour effectuer le tri des apatites. La sélection se fait avec des grossissement supérieurs à ×100.

Les critères de sélection des apatites (Figures 4.3 et 4.4) pour analyse sont stricts :

(1) critère de taille : les apatites sélectionnées doivent avoir une section minimale d'au moins 100 μm.

(2) critère de forme : les apatites doivent avoir une forme géométrique hexagonale permettant une simulation de l'éjection.

(3) critère de pureté : les apatites doivent être exemptes de toute inclusion.

Pour chaque échantillon, une dizaine d'apatites sont choisies. Nous notons la géométrie des grains qui peuvent posséder soit une ou deux pyramides, ou pas de pyramides, ou une ou deux faces cassées. Il est important de prendre en compte la géométrie du grain car elle intervient dans le calcul du facteur de correction (cf. § 4.3.4). Après mesure de leurs longueur, largeur et épaisseur, les apatites sont introduites dans des capsules en platine par lot de deux ou trois dont les caractéristiques de forme et de taille sont similaires.

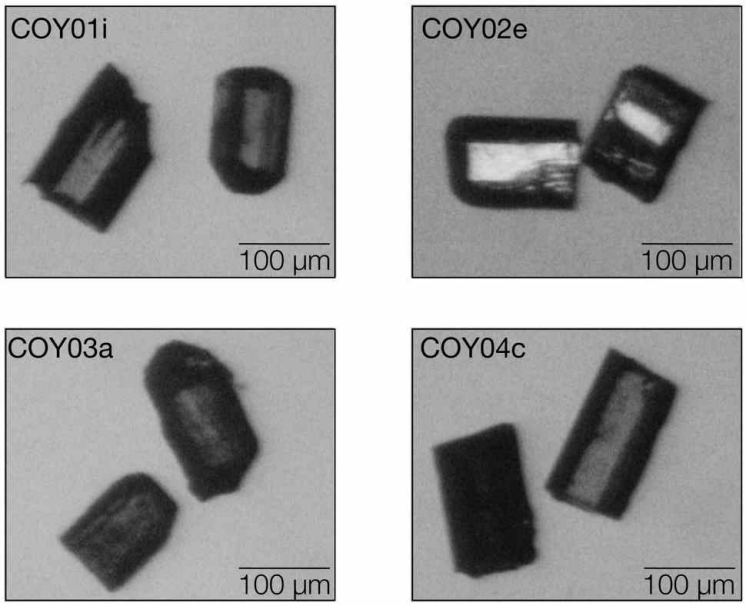


Figure 4.4. Exemples d'apatites présentant tous les critères nécessaires pour une analyse ultérieure par la méthode (U-Th)/He.

Les datations (U-Th)/He se décomposent alors en deux temps. Dans un premier temps, la concentration d'^{4}He est déterminée. L'hélium est extrait de l'échantillon par chauffage à l'aide d'un laser et mesuré à l'aide d'un spectromètre de masse. Dans un second temps, les concentrations en U et Th sont mesurées à l'ICP-MS par dilution isotopique.

4.3.2. Analyse de la concentration en He

L'analyse de la concentration en ^{4}He de l'apatite se fait par dégazage du minéral chauffé par un laser et quantification à l'aide d'un spectromètre de masse (Figure 4.5). Cette étape se déroule au sein du laboratoire de thermochronologie basse température d'Orsay, en collaboration avec Cécile Gautheron. Dans le détail, l'analyse de la concentration en ^{4}He se fait en quatre étapes qui sont pilotées sous Labview:

(1) Les échantillons sont placés dans une enceinte mise ensuite sous ultra-vide (10^{-9} mbar) et le gaz est extrait par chauffage des capsules en platine à travers une fenêtre en saphir, à l'aide d'un laser à fibre dopé Ytterbium. La température est contrôlée via l'image thermique enregistrée par une caméra (Figure 4.6). Les échantillons, au nombre de neuf sur la platine XY motorisée, sont amenés un à un devant le laser fixe.

(2) Le gaz obtenu est purifié à l'aide d'un four à titane, d'un SAES getter. De plus, les gaz condensables à la température de l'azote liquide sont piégés sur du charbon actif. Une quantité d'^{3}He connue (1,34.10^{-5} mol) est ajouté au gaz extrait et purifié.

(3) Le ^{4}He et ^{3}He sont analysés à l'aide d'un spectromètre de masse quadrupolaire (Quadrupole Prisma).

(4) Un standard interne (mélange de gaz ^{4}He et ^{3}He) est utilisé pour calibrer le fractionnement de masse.

Des tests effectués par M. Roddaz et C. Gautheron en 2006 montrent que le chauffage du microtube en Pt ne fractionne pas les concentrations en U et Th des minéraux analysés.

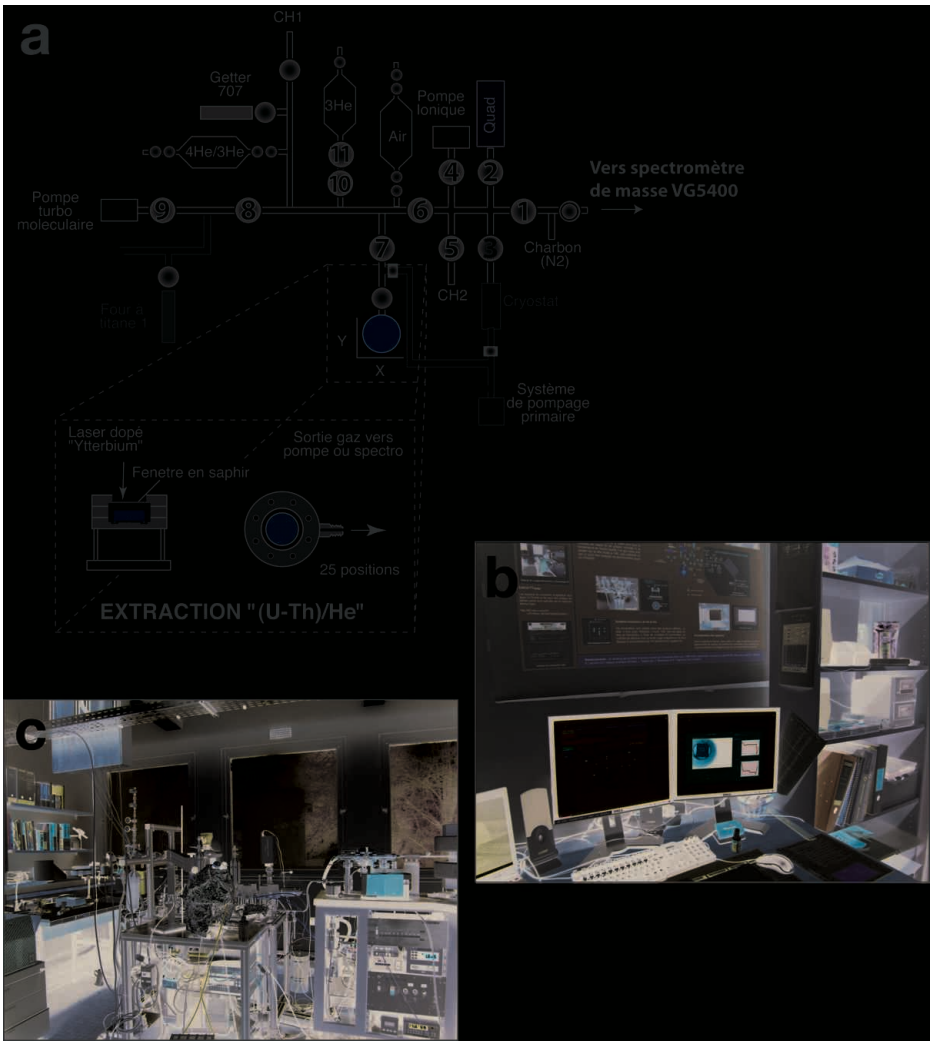


Figure 4.5. (a) Chaîne d'analyse de l' ^{4}He au laboratoire de thermochronologie de l'université d'Orsay. **(b)** La chaîne d'analyse de l'^{4}He est entièrement monitoré sous LabView. **(c)** Photographie de la partie extraction et purification de la chaîne d'analyse de l' ^{4}He. Schéma et photographie de C. Gautheron.

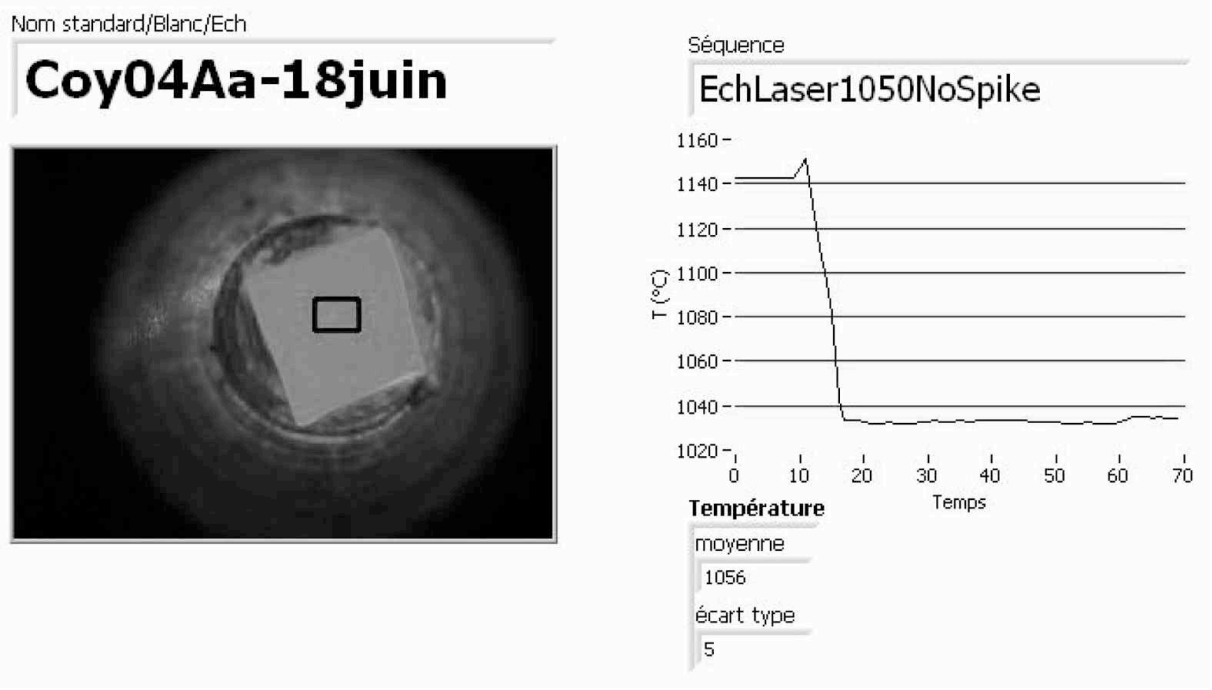


Figure 4.6. Contrôle de la température de chauffage de chaque échantillon (ici COY04a) par imagerie thermique. La mesure se fait au niveau du cadre noir (photo de gauche), qui se situe au centre de la capsule chauffée (en gris clair). La puissance du laser est diminuée pour passer d'une température initiale de ~1140°C à une température située autour de 1000°C. Le procédé est reproduit pour chaque échantillon.

4.3.3. Analyse de la concentration en U-Th

La détermination des concentrations en U et Th des minéraux dégazés se fait par dilution isotopique. Cette étape nécessite une préparation chimique en salle blanche, qui suit la méthodologie présenté par Evans et al. (2005). Les microtubes en Pt sont placés dans des récipients en Teflon (Savillex) et l'apatite est dissoute par ajout d'une solution d'acide nitrique contenant une concentration connue de ^{235}U et ^{232}Th (4,23 et 3,36 ppb dans 100 µl, respectivement). Après ajout de 1ml d'H_2O, la solution est prête pour l'analyse par ICP-MS quadripolaire (Agilent 7500ce), qui se déroule au LMTG (Figure 4.7). La sensibilité est calibrée avec des standards de plusieurs solutions d'U et Th dont les concentrations sont connues.

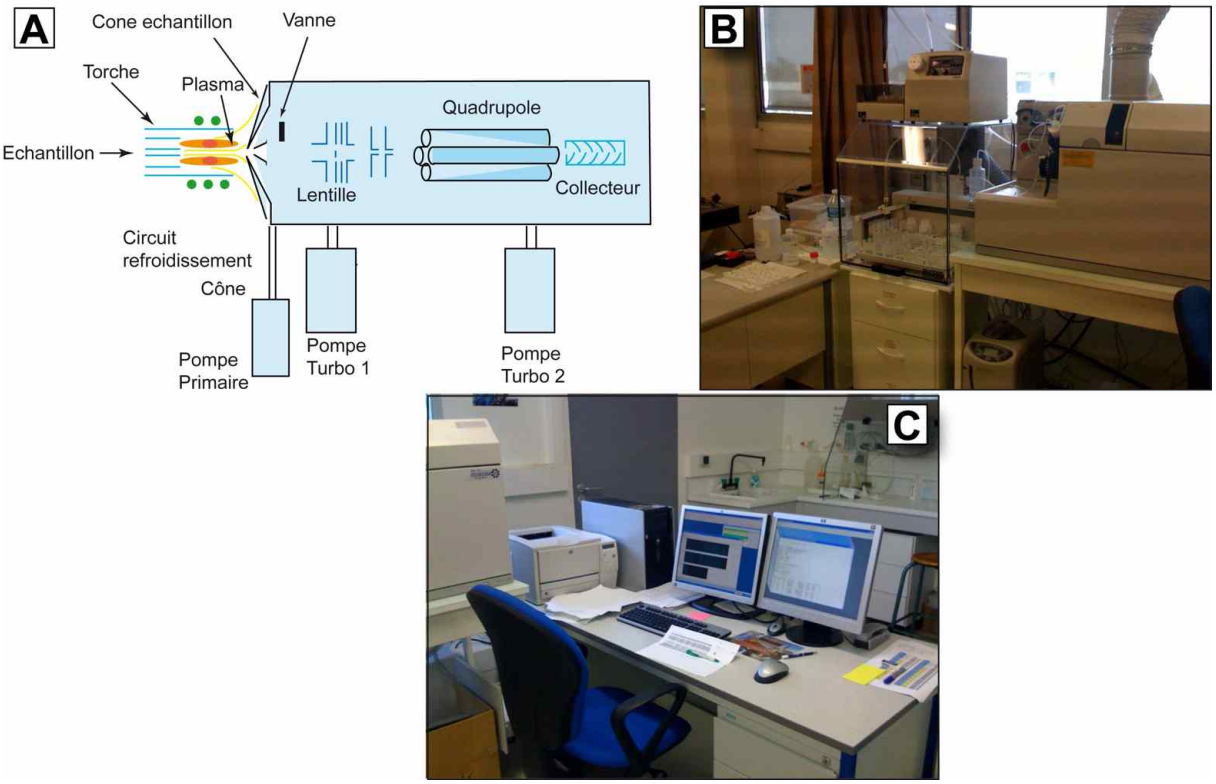


Figure 4.7. (A) Schéma de principe de l'ICP-MS quadripolaire ; **(B)** et **(C)** Photographies de l'ICP-MS en fonctionnement au LMTG. Schéma de C. Gautheron.

4.3.4. Méthode

La vitesse de diffusion de l'^{4}He dépend de la température et du coefficient de diffusion du minéral. A un temps t, la quantité d'^{4}He produit dans un minéral est donnée par :

$$[^4He] = (8\times137{,}88\,^{238}U(e^{\lambda 238t}-1))+(7/137{,}88\,^{238}U(e^{\lambda 235t}-1))+(6\,^{232}Th(e^{\lambda 232t}-1)) \quad (1)$$

Si on mesure les concentrations d'^{4}He radiogénique et des isotopes pères, on peut alors calculer un taux de production actuel d'He (P) :

$$P = \left(8\,\frac{137{,}88}{138{,}88}\lambda_{238} + \frac{7}{138{,}88}\lambda_{235}\right)\times[U] + 6\,\lambda_{232}\,[Th] \quad (2)$$

et en déduire un âge de fermeture du système (t) en supposant qu'il n'y a pas eu d'apport ultérieur extérieur d'^{4}He :

$$t = [^4He]/P \quad (3)$$

Cette méthode de datation peut aussi bien s'appliquer aux échantillons très jeunes dans le cas d'éruptions volcaniques vieilles de seulement quelques milliers d'années (Farley et al., 2002), ou très vieux pour datation de météorites vielles de plus de 4,5 milliards d'années (Min et al., 2002).

La rétention de l'hélium dans les minéraux n'est pas contrôlée par une température unique mais par une gamme de températures formant la zone de retention partielle (ZRP) qui dépend de l'histoire thermique et de la taille du cristal. On peut définir une température de fermeture (Tf) qui correspond à une température où la fraction d'hélium émise qui reste dans le cristal est la même que celle qui est perdue (Figure 4.8). Les apatites ont une température de fermeture comprise entre 55 et 80°C (Farley, 2000). Pour des températures supérieures à ~70-75°C, la diffusion au sein du minéral élimine l'He aussi rapidement qu'il est produit par désintégration d'U et de Th (Wolf et al., 1996). Par conséquent les âges obtenus par cette méthode documentent les derniers stades de refroidissement dans la partie supérieure de la croûte (2-4 derniers kilomètres).

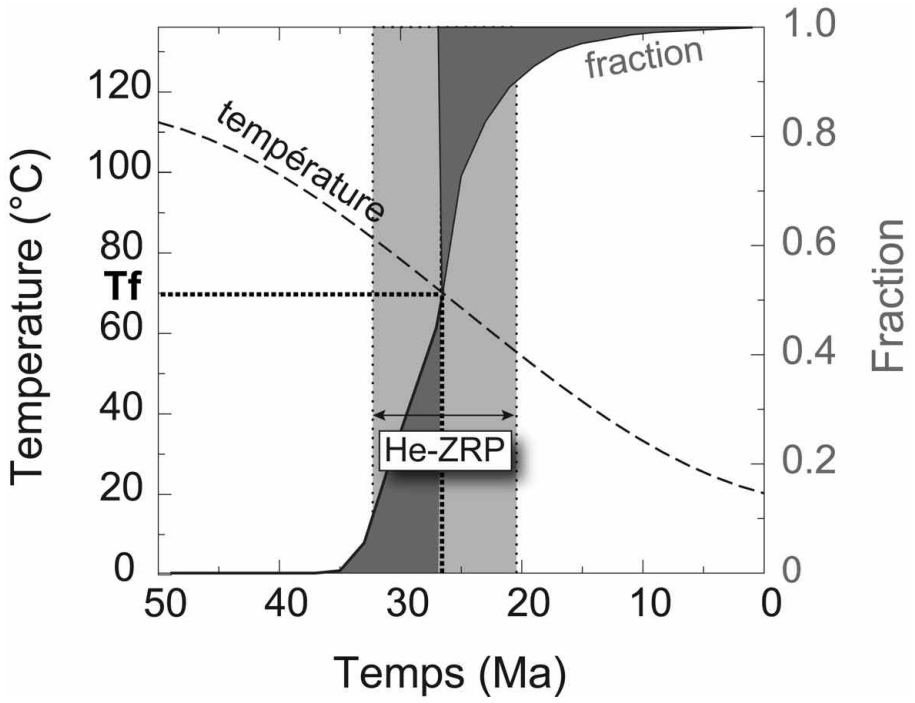


Figure 4.8. Notion de température de fermeture (Tf). Dans le cas de l'He au sein d'une apatite, cette température de fermeture est de l'ordre de 70-75°C. A cette température, la fraction d'He émise et qui reste dans l'apatite est équivalente à celle qui est perdue. La zone de rétention partielle (ZRP) correspond à la zone de température pour laquelle la rétention de l'He est comprise entre 10 et 90%.

L'U et le Th émettent des particules α qui parcourent en moyenne un trajet de 20 μm au sein de l'apatite (Ziegler et al., 1985). En conséquence les atomes de U et Th initialement proches du bord du cristal (<20 μm) peuvent éjecter des hélium à l'extérieur du minéral alors que certaines particules venant de minéraux voisins peuvent être injectés par éjection au sein de l'apatite (Farley et al., 1996). Ce dernier phénomène est généralement admis comme étant mineur, même s'il peut s'avérer important dans le cas d'apatites pauvres en U et Th (Farley et al., 2002) ou dans le cas d'une activité radioactive environnante importante. Pour ce qui concerne l'éjection de particule hors du cristal, la quantité éjectée va être fonction du rapport entre la surface et le volume de l'apatite considérée et va donc dépendre de la géométrie du minéral. Un facteur de correction F_T a été défini pour tenir compte de ce phénomène. Dans cette étude, ce facteur est déterminé à partir d'une simulation Monte Carlo qui prend en compte la forme des cristaux (présence de pyramide ou faces cassées) et la géométrie tridimensionnelle. Cette simulation est mise à disposition par C. Gautheron et L. Tassan-Got à cette adresse:

http://h0.web.u-psud.fr/UThHeNe_MonteCarloSimulation

Il est à noter que la taille des cristaux est le paramètre limitant de cette correction avec une erreur supérieure à 5% pour des cristaux de longueur inférieure à 100μm (Ehlers et Farley, 2003) (Figure 4.9).

Les apatites peuvent également être zonées et introduire des erreurs de l'ordre de ±10-25% par rapport à ce qui est présenté sur la Figure 4.9 (Ehlers et Farley, 2003). Les analyses sont répliquées pour un même échantillon pour être sûr que des phénomènes secondaires (cracks, inclusions, injection d'He par éjection) n'ont pas affecté l'âge.

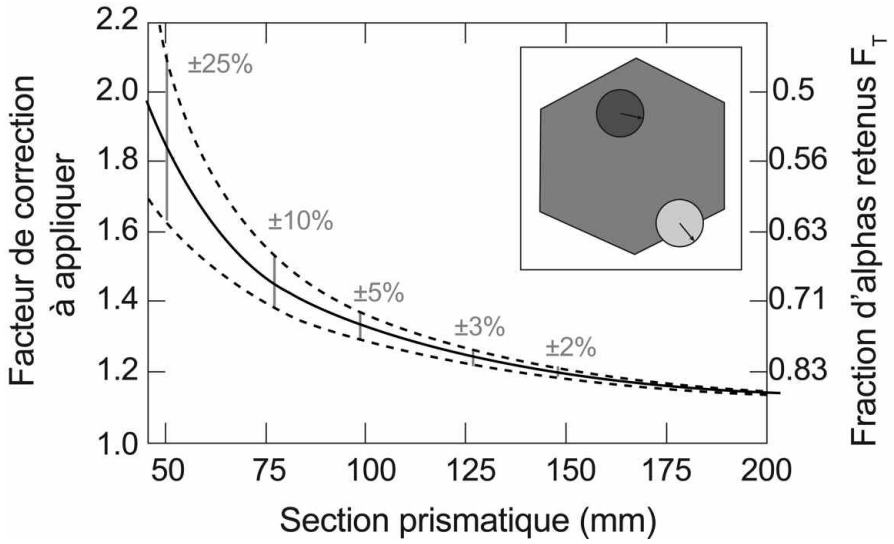


Figure 4.9. Incertitude sur les âges liée à l'éjection de particule alphas dans le cas d'une apatite homogène (Ehlers et Farley, 2003). Pour les noyaux parents (U ou Th) situés à une distance supérieure à 20 μm du bord du cristal, tout l'He est retenu (cercle gris foncé). Au contraire, pour les noyaux parents situés à une distance inférieure à 20 μm, il y a une probabilité pour que l'He soit ejecté du cristal (cercle gris clair). L'incertitude est d'autant plus importante que la taille de l'apatite diminue. En-deça de 100 μm, les apatites ne sont pas sélectionnées.

4.3.5. Détermination de l'âge d'un échantillon

Pour chacun des échantillons, plusieurs capsules (entre 3 et 5 en fonction du nombre d'apatites triées) sont préparées et analysées. Elles permettent de vérifier la reproductibilité des mesures effectuées. Pour certaines d'entre elles des âges aberrants sont obtenus (3198,7±520,0 Ma pour l'aliquot DES24d par exemple). Ceci peut s'expliquer par la présence d'inclusions minérales riches en U et Th (zircon ou monazite par exemple) non détectées lors de la sélection à la loupe binoculaire. Lors de la phase de dégazage, l'He contenu dans ces inclusions est éjecté et mesuré par le spectromètre de masse. En revanche, les inclusions riches en U et Th ne sont pas dissoutes lors de l'ajout d'acide nitrique. En conséquence, l'U et le Th contenus dans ces inclusions ne sont pas pris en compte dans le calcul de l'âge (U-Th/He) de l'aliquot et l'âge observé est alors trop vieux. Ces âges biaisés sont donc exclus du calcul de l'âge moyen de l'échantillon.

De plus, la température de fermeture du système (U-Th)/He sur apatite étant inférieure à celle des traces de fission sur apatite ou zircon, lorsque un âge obtenu est supérieur à un âge traces de fission, celui-ci est également éliminé lors du calcul de la moyenne.

Pour obtenir un âge synthétique de chaque échantillon, plusieurs méthodes sont appliquées (Tableau 1). La première consiste à déterminer un âge correspondant à la moyenne arithmétique des âges de chaque aliquot. L'erreur correspond alors à l'écart-type de la population. Cet âge est défini dans la suite comme l'âge moyen. Nous avons également calculé un âge moyen pondéré, dont le calcul implique des facteurs de poids correspondant à l'inverse de la variance de chaque aliquot, suivant la méthode utilisée par Fitzgerald et al. (2006) et précédemment décrite par Deino et Potts (1990) pour des datations de cendres volcaniques par méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$. Les âges obtenus avec cette seconde méthode sont généralement proches de la moyenne arithmétique (entre 0 et 23% de différence), excepté dans le cas où les âges des aliquots sont très dispersés et si l'un des âges est beaucoup plus jeune et présente un écart-type plus faible que les autres (échantillon DES16 par exemple).

Alternativement, Vermeesch (2008) a récemment proposé trois autres méthodes permettant de calculer un âge (U-Th)/He moyen :

- âge de groupe ("pooled age") : la méthode consiste à sommer les abondances respectives (en moles) en U, Th et He des différents aliquots d'un même échantillon pour déterminer un âge unique pour ce même échantillon. Cette technique est adaptée à la comparaison d'âges obtenus à partir d'aliquots multi-grains. Néanmoins, elle a également le désavantage d'introduire un biais lorsqu'un des aliquots a une abondance en U, Th, et He très élevée, prenant ainsi un poids très important dans le calcul alors que dans le même temps cet aliquot peut correspondre à des grains anormaux ayant subi des dommages par rayonnement ou un apport d'He. Au sein de nos échantillons, les âges de groupe sont relativement proches de la moyenne arithmétique avec une différence n'excédant pas 11%, sauf pour les échantillons COY02 et DES16 où la différence atteint respectivement 21 et 31%. Il est à noter que ce sont des échantillons dont la dispersion des âges des aliquots est importante.

- âge donné par l'isochrone (U-Th)/He : l'âge est obtenu en calculant la droite de régression entre la concentration en ^4He (en $mol.g^{-1}$) et la production en He actuelle calculée à partir des concentrations en U et Th (en $mol.g^{-1}$) des différents aliquots d'un même échantillon. Le fait de diviser l'abondance par la masse de l'aliquot a l'avantage de réduire

le biais qui est inhérent à la méthode précédente. Les âges isochrones sont également proches de la moyenne arithmétique. Mais comme précédemment, lorsque la dispersion des âges des aliquots d'un même échantillon est importante, les âges isochrones sont systématiquement plus jeunes avec une différence par rapport à la moyenne arithmétique pouvant atteindre ~26% (échantillon COY02). Dans ce cas-là, l'incertitude sur l'âge isochrone est grande.

- âge central : cette méthode est décrite par Vermeesch (2008) comme la méthode la plus précise et la plus statistiquement robuste. La procédure pour calculer cet âge central est toutefois plus complexe. Il s'agit de calculer pour chacun des n aliquots d'un même échantillon les deux rapports suivants :

pour i=1,...,n $$V_i = \ln\left(\frac{[U_i]}{[He_i]}\right),\ W_i = \ln\left(\frac{[Th_i]}{[He_i]}\right) \quad (4)$$

Ensuite, la moyenne arithmétique de chacun de ces rapports doit être calculée :

$$\overline{V} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} V_i\ ,\ \overline{W} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} W_i \quad (5)$$

puis la composition correspondant à la moyenne géométrique est obtenue avec les rapports suivants

$$\overline{[U]} = \frac{e^{\overline{V}}}{e^{\overline{V}} + e^{\overline{W}} + 1},\ \overline{[Th]} = \frac{e^{\overline{W}}}{e^{\overline{V}} + e^{\overline{W}} + 1},\ \overline{[He]} = \frac{1}{e^{\overline{V}} + e^{\overline{W}} + 1} \quad (6)$$

L'âge central est alors obtenu en réinjectant les valeurs de l'Éq. (6) dans les Éqs. (2) et (3). L'ensemble de la procédure a été automatisée par P. Vermeesch et réalisable directement à cette adresse:

http://pvermees.andropov.org/central

L'écart entre les âges centraux et la moyenne arithmétique n'excède pas 7% sauf pour l'échantillon DES24 où il atteint 16%.

En conclusion, les âges moyens obtenus par ces différentes méthodes sont généralement concordants, les différences les plus importantes étant observées pour les échantillons dont la

reproductibilité des âges est la moins bonne. Suivant la recommandation de Vermeesch (2008), dans la suite de la discussion seul l'âge central sera utilisé.

4.4. Résultats

Les six différents profils ont été échantillonnés entre les latitudes 45°13'S et 47°34'S, de part et d'autre de la position actuelle du point triple du Chili. Cinq des six profils ont été prélevés dans la partie chilienne de la Patagonie, au sein des occurrences les plus orientales du batholithe patagonien (Figure 4.10), entre les longitudes de ~72°O et 73°O ; le dernier profil a été prélevé dans la partie argentine de la Patagonie, au sud-ouest de la Meseta del Lago Buenos Aires (47°09'S, 70°39'O).

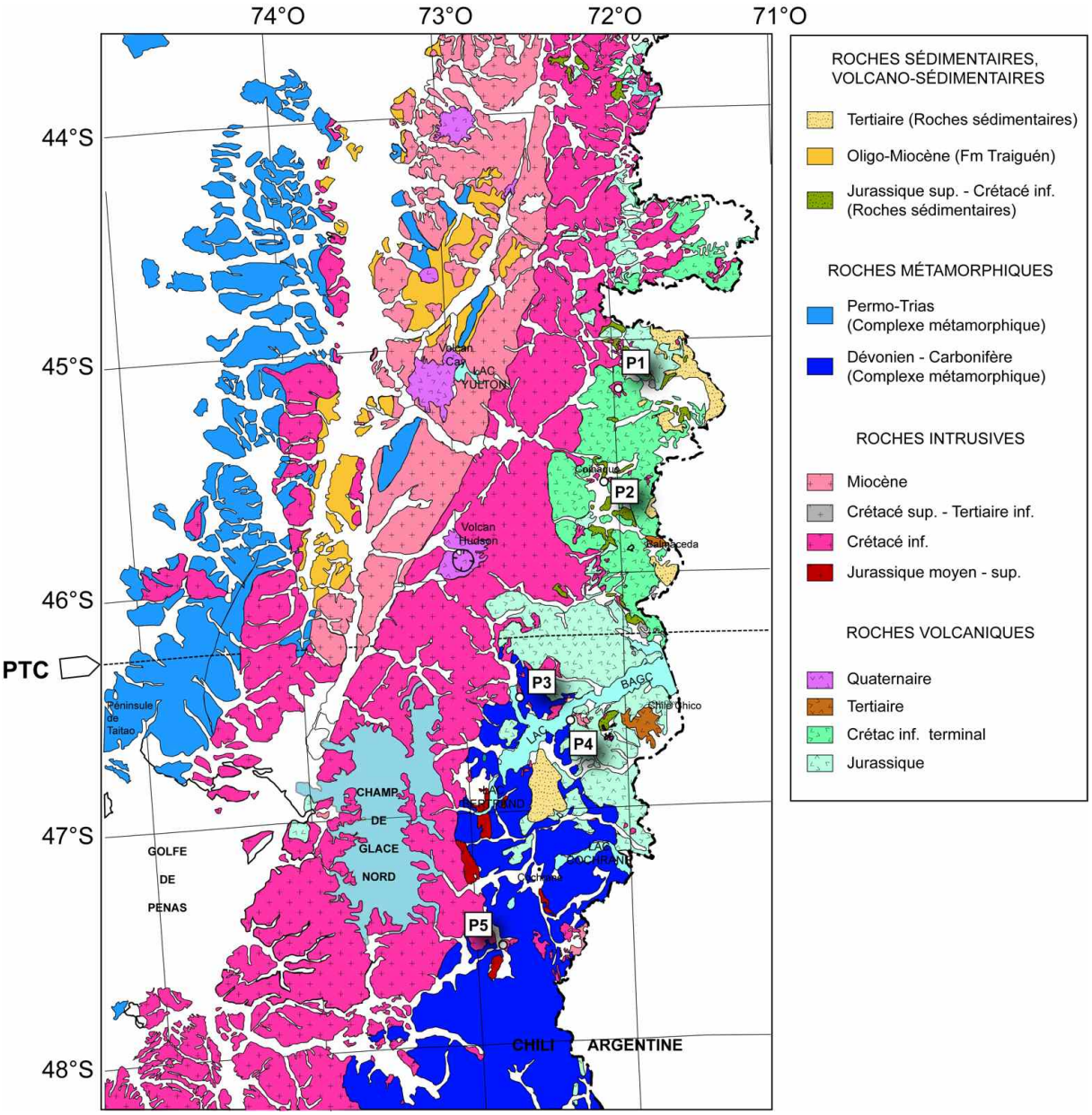


Figure 4.10. Carte géologique simplifiée du Chili entre 44° et 48°S (d'après la carte géologique au 1:1000000ème du SERNAGEOMIN, 2003). Les profils échantillonnés dans la partie chilienne de la Patagonie font partie des occurrences les plus orientales du batholithe patagonien (Crétacé inférieur pour P1, P3 et P5, Paléocène pour P2 et enfin Miocène pour P4).

4.4.1. Profil n°1 : Nirehuao

Le profil n°1, échantillonné à une quinzaine de kilomètres à l'ouest de la localité de Nirehuao, s'est avéré peu riche en apatites. En effet sur les quatre échantillons prélevés entre 1160 et 1360 m d'altitude (Figure 4.11), seul l'échantillon n°011206-III contenait une apatite utilisable, dont l'âge (U-Th)/He n'a pas encore été déterminé.

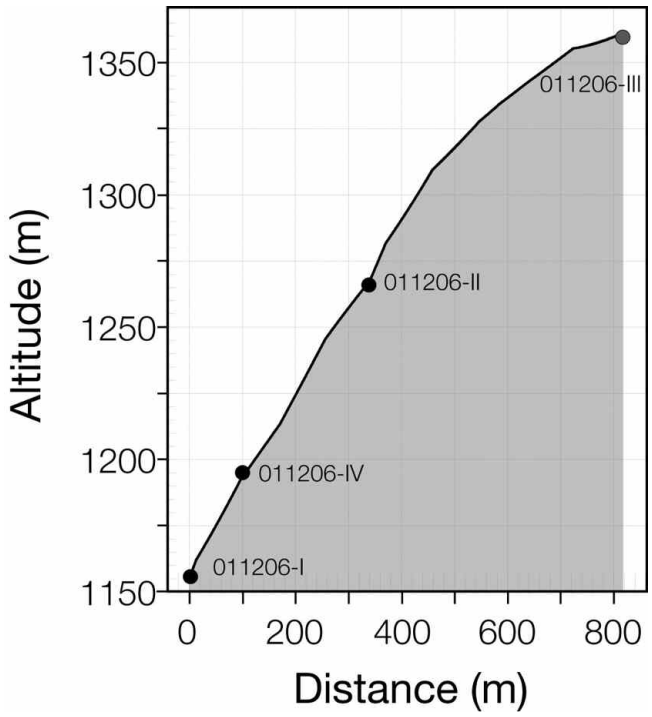


Figure 4.11. Diagramme altitude vs. distance pour les échantillons du profil n°1. En noir, les échantillons sans apatites; en gris, l'échantillon non encore analysé.

4.4.2. Profil n°2 : Cerro MacKay

Le profil n°2 a été échantillonné en grande partie au niveau du Cerro MacKay (Figure 4.12), au sud de la ville de Coyhaique, le dernier échantillon (COY05) ayant été prélevé plus à l'est dans les Cerros Divisaderos (Figure 4.13a). Le Cerro MacKay correspond à un stock de porphyre principalement dacitique et a été daté par la méthode K-Ar sur roche totale à 63±2 Ma (De la Cruz et al., 2003) . L'échantillon COY05 appartenait à un ensemble basaltique daté à 52±2,4 Ma (De la Cruz et al., 2003), qui ne contenait pas d'apatites. Pour le moment, seuls trois des quatre autres échantillons ont fourni un âge (U-Th)/He (Figure 4.13b et Tableau 4.1).

Ainsi pour l'échantillon COY04, situé à une altitude de 369 m, l'âge moyen obtenu est de 45,8±15,8 Ma et l'âge central de 48,1±2,9 Ma (Figure 4.13c et Tableau 4.1). Pour l'échantillon COY01, à une altitude de 577 m, l'âge moyen est de 43,6±4,1 Ma et l'âge central de 43,3±10,8 Ma (Figure 4.13c et Tableau 4.1). Enfin l'échantillon COY02, situé à une altitude de 797 m, l'âge moyen est de 30,2±7,0 Ma et l'âge central de 28,7±5,5 Ma (Figure 4.13c et Tableau 4.1).

Figure 4.12. Vue depuis l'ouest du Cerro MacKay, porphyre dacitique mis en place au Paléocène.

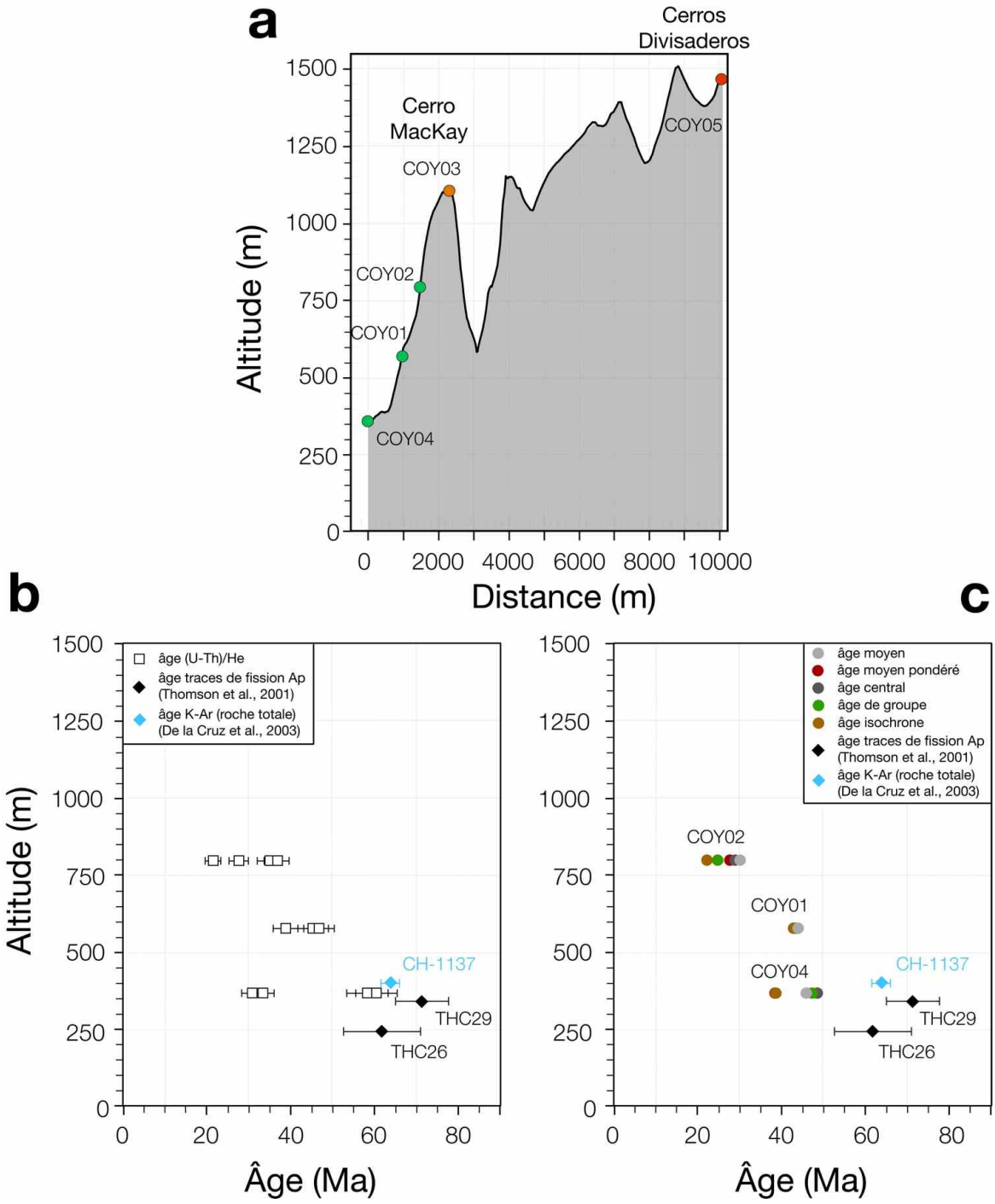


Figure 4.13. (a) Diagramme altitude vs. distance pour les échantillons du profil n°2. En rouge, les échantillons sans apatites; en orange, les échantillons non encore analysés; en vert, les échantillons ayant été datés. **(b)** Diagramme altitude vs. âge pour les différents aliquots des échantillons COY01, COY02 et COY04. Sont également représentés sur ce diagramme l'âge K-Ar de la roche (De la Cruz et al., 2003) et les âges traces de fission sur apatites de 2 localités proches (~20-30 km de distance) (Thomson et al., 2001). **(c)** Diagramme altitude vs. âges moyens obtenus par différentes méthodes (cf. § 4.3.5.). Pour les erreurs sur les âges moyens, voir le Tableau 4.1.

4.4.3. Profil n°3 : Monzogranite Murta

Le profil n°3 a été échantillonné dans le monzogranite Murta, situé sur la bordure septentrionale du lac Buenos Aires-General Carrera, à l'est de la baie de Murta (Figure 4.14). Cinq échantillons, situés entre 207 et 988 m d'altitude, ont été prélevés au sein de ce monzogranite (Figure 4.15a). Ce dernier a donné des âges compris entre 119±3 Ma et 118±3 Ma par la méthode K-Ar sur biotite (Suárez et De la Cruz, 2001; De la Cruz et Suárez, 2006), considérés comme des âges proches de la cristallisation.

Seul l'échantillon DES24 a pu être daté pour le moment. Sur les cinq âges donnés par cet échantillon, un est complètement aberrant (DES24d : 3198,7±520 Ma) et a été immédiatement exclu alors que les quatre autres fournissent des âges compris entre 4,3±0,3 Ma et 26,1±2,1 Ma. Les échantillons DES24c et DES24e, avec les âges les plus anciens, présentaient au moment de la sélection de très petites inclusions non biréfringentes, qui paraissent avoir fortement influencé l'âge (U-Th)/He. De plus, l'âge traces de fission obtenu par Thomson et al. (2001) dans une localité située 25 km à l'ouest de la nôtre est de 9,5±0,7 Ma, plus jeune que les valeurs de DES24c et DES24e. Ces deux échantillons ont donc été exclus du calcul de l'âge moyen. L'âge moyen de l'échantillon DES24, situé à une altitude de 804 m, sur la base des échantillons DES24a et DES24b est donc de 5,6±1,8 Ma et l'âge central de 4,7±4,1 Ma (Figure 4.15c et Tableau 4.1). Cependant, lorsque les autres échantillons du profil n°3 seront analysés, de nouvelles mesures pour DES24 seront effectuées, compte tenu de la dispersion importante observée lors de cette première analyse.

Figure 4.14. Monzogranite Murta

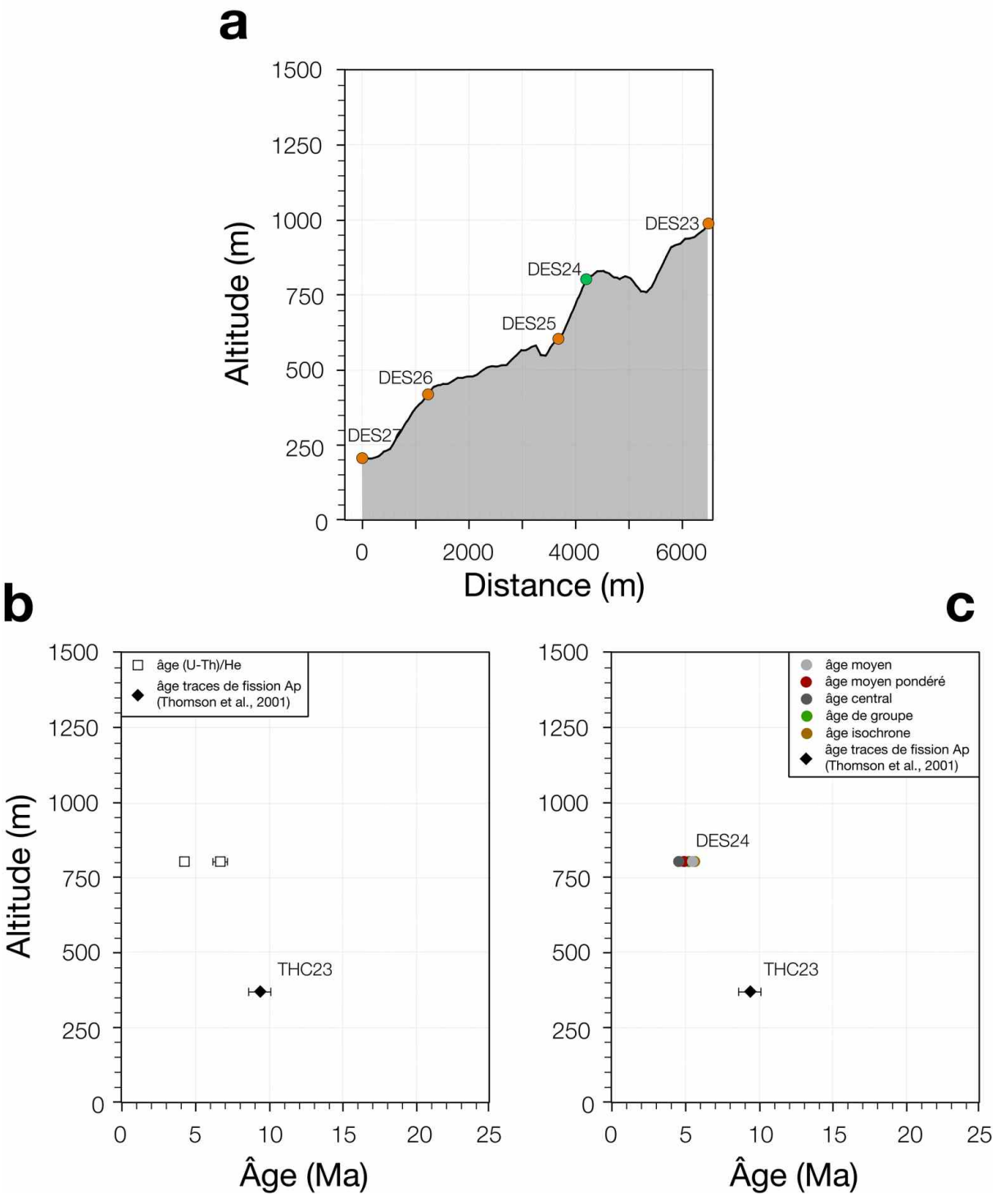


Figure 4.15. (a) Diagramme altitude vs. distance pour les échantillons du profil n°3. **(b)** Diagramme altitude vs. âge pour les aliquots de l'échantillon DES24. Est également représenté sur ce diagramme, l'âge traces de fission sur apatite de l'échantillon THC23, à 25 km à l'ouest du monzogranite Murta (Thomson et al., 2001). **(c)** Diagramme altitude vs. âges moyens obtenus par les différentes méthodes.

4.4.4. Profil n°4 : Pluton Paso Las Llaves

Le profil n°4 a été échantillonné au sein du pluton Paso Las Llaves, sur la bordure méridionale du lac Buenos Aires-General Carrera (Figure 4.16). Ce profil est peu éloigné du précédent (~25 km au sud-est de la baie de Murta) mais la roche échantillonnée s'est mise en place beaucoup plus récemment. En effet, si le monzogranite Murta est d'âge Crétacé inférieur, le pluton Paso Las Llaves s'est mis en place au Miocène comme l'indiquent les âges de : (1) 10,0±1,8 Ma obtenu par la méthode K-Ar sur biotite (De la Cruz et Suárez, 2006); (2) 10,3±0,4 Ma obtenu par l'isochrone Rb-Sr (Pankhurst et al., 1999); (3) 9,6±0,5 et 9,6± 0,4 Ma obtenu par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur biotite (Petford et Turner, 1996). Ces âges sont proches de l'âge trace de fission sur zircon de 10±1 Ma déterminé par Thomson et al. (2001).

Quatre échantillons ont été prélevés entre 264 et 779 m d'altitude (Figure 4.17a) et trois d'entre eux ont été datés par la méthode (U-Th)/He (Figure 4.17b et Tableau 4.1). L'échantillon Ll01 présente deux populations d'âge, une située autour de 21 Ma et la seconde autour de 12 Ma. Pour les mêmes raisons qu'exposées pour l'échantillon Des24 et compte tenu de l'âge de cristallisation du pluton, les âges autour de 21 Ma ont été éliminés. L'âge moyen de Ll01 est donc de 11,9±0,6 Ma et l'âge central de 12,3±6,2 Ma (Figure 4.17c et Tableau 4.1). Cet âge correspond à celui de la mise en place du pluton. L'échantillon Ll02, situé à une altitude de 466 m, présente un âge moyen de 8,9±3,3 Ma et un âge central de 8,7±8,2 Ma (Figure 4.17c et Tableau 4.1). Enfin Ll04, à une altitude de 598 m, a un âge moyen de 5,7±1,6 Ma et un âge central de 6,1±5,0 Ma (Figure 4.17c et Tableau 4.1).

Figure 4.16. Vue vers l'ouest du pluton Paso Las Llaves (au premier plan), localisé sur la bordure méridionale du lac Buenos Aires-General Carrera.

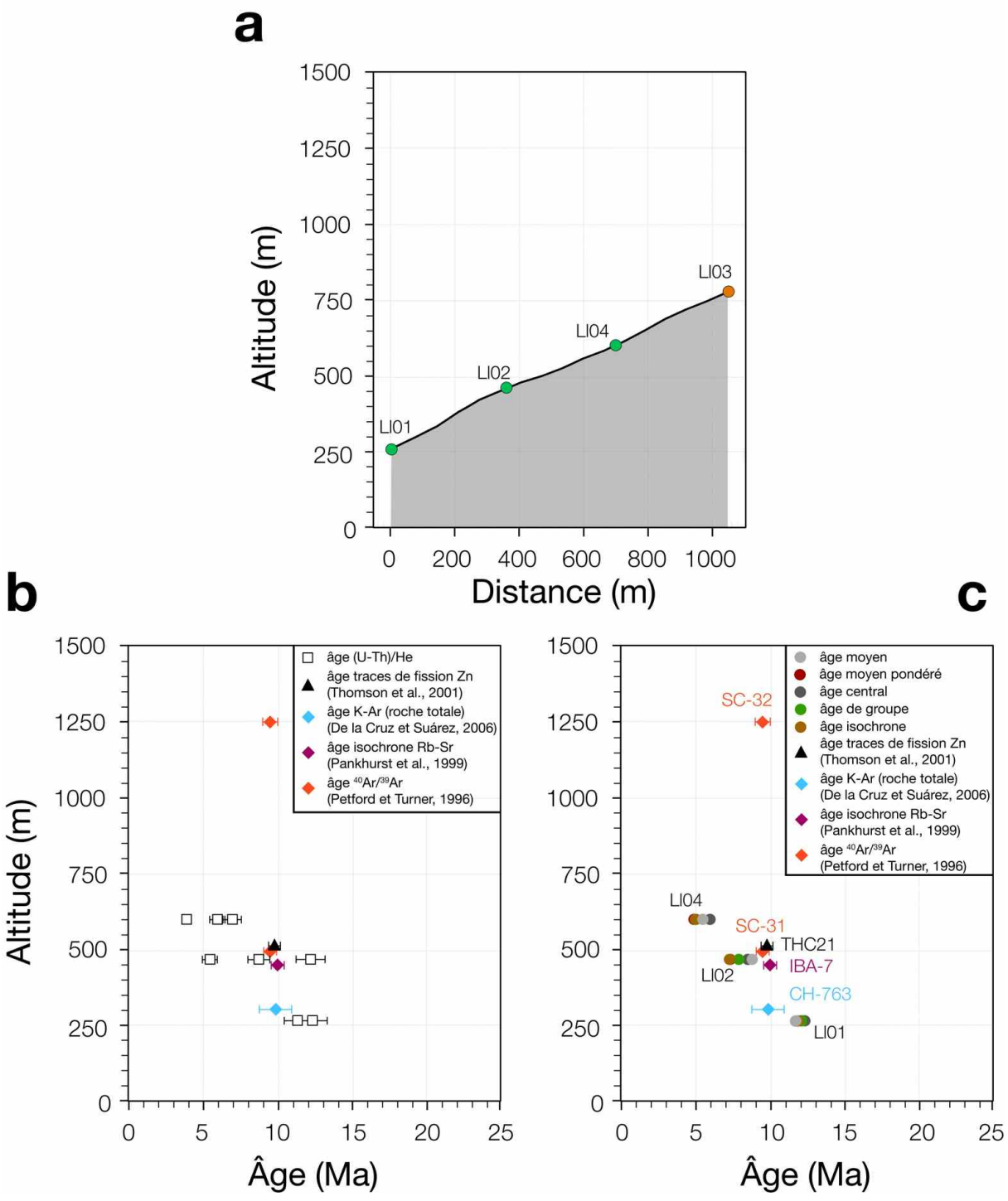


Figure 4.17. (a) Diagramme altitude vs. distance pour les échantillons du profil n°4. **(b)** Diagramme altitude vs. âge pour les différents aliquots des échantillons Ll01, Ll02 et Ll04. Sont également représentés sur ce diagramme l'âge traces de fission sur zircon (Thomson et al., 2001), l'âge K-Ar sur roche totale (De la Cruz et Suárez, 2006), l'âge isochrone Rb-Sr (Pankhurst et al., 1999) et deux âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur roche totale (Petford et Turner, 1996). **(c)** Diagramme altitude vs. âges moyens obtenus par les différentes méthodes.

4.4.5. Profil n°5 : Granodiorite Barrancos

Le profil n°5 a été échantillonné au sein de la granodiorite Barrancos, situé à environ 35 km à l'ouest du Monte San Lorenzo (3706 m) (Figure 4.18). Cette granodiorite fait partie du batholithe patagonien et a été daté par la méthode K-Ar sur biotite à 123±3 Ma à la fois dans la vallée du Río de Los Ñadis et dans l'Estero Las Tablas (De la Cruz et al., 2004). Il a également été daté par Townley (1996) à 114±1 Ma par la méthode $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur hornblende dans une tonalite et à 117±1 Ma par Pankhurst et al. (1999) en utilisant l'isochrone Rb-Sr sur roche totale.

La granodiorite Barrancos a également fait l'objet d'une étude récente par traces de fission sur apatite (Haschke et al., 2006). Nous avons choisi de prélever nos échantillons à des positions proches de celles de cette étude pour comparer les deux méthodes. Ainsi, sept échantillons ont été récoltés entre 147 et 1436 m d'altitude (Figure 4.19a). Seuls les deux échantillons avec les altitudes les plus élevées ont pu être datés pour le moment (Figure 4.19b et Tableau 4.1). L'échantillon DES16, situé à une altitude de 1436 m, présente un âge moyen de 6,8±5,0 Ma et un âge central de 7,0±6,3 Ma (Figure 4.19c et Tableau 4.1). L'aliquot DES16d a été exclu du calcul compte tenu de son âge plus ancien (17,3±1,4 Ma) que l'âge traces de fission correspondant (11,3±0,7 Ma). L'échantillon DES17, à une altitude de 1245 m, donne un âge moyen de 6,5±3 Ma et un âge central de 6,3±0,8 Ma (Figure 4.19c et Tableau 4.1).

Figure 4.18. Vue vers le nord de la granodiorite Barrancos (au premier plan).

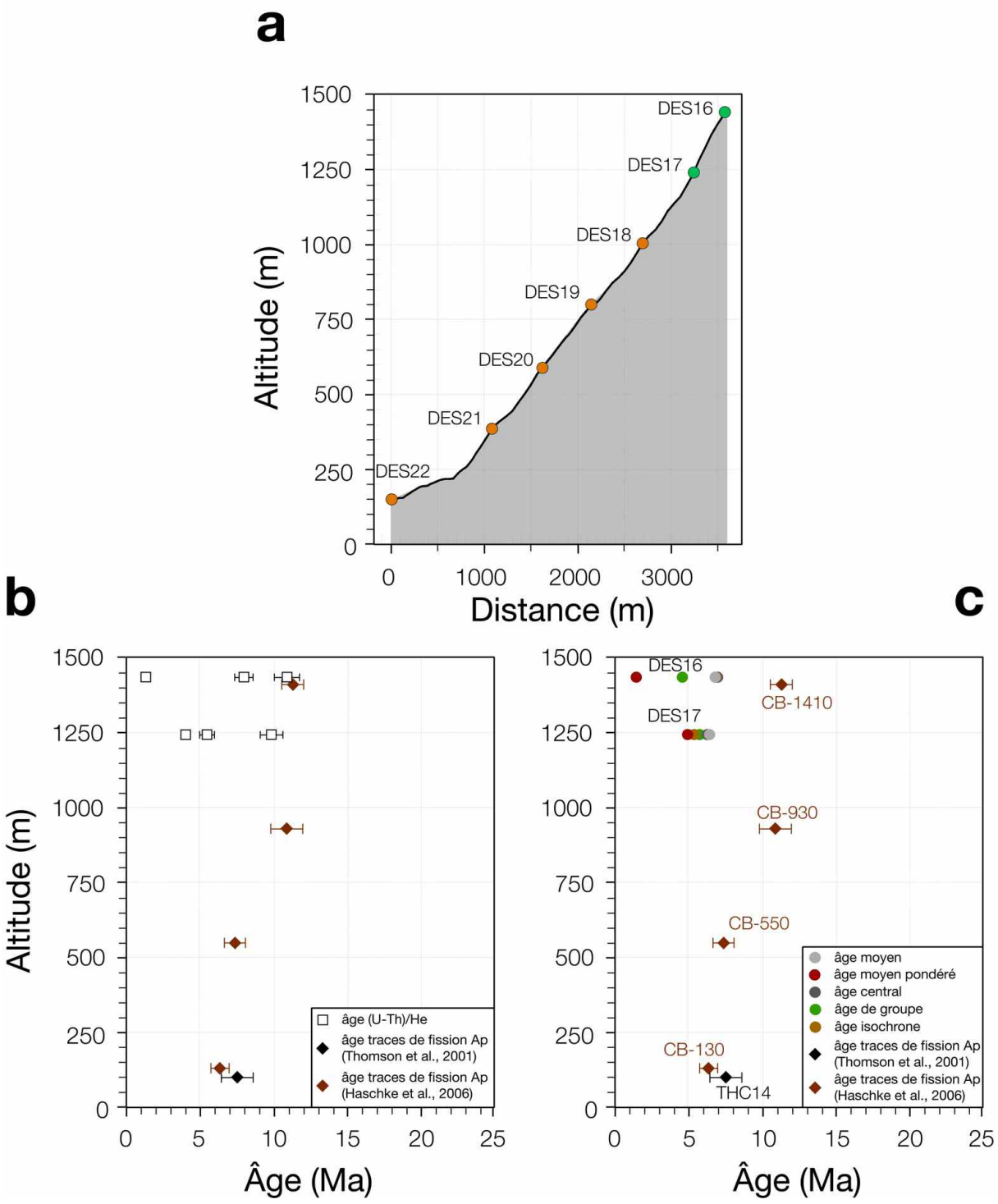


Figure 4.19. (a) Diagramme altitude vs. distance pour les échantillons du profil n°5. **(b)** Diagramme altitude vs. âge pour les différents aliquots des échantillons DES16 et DES17. Sont également représentés sur ce diagramme les âge traces de fission sur apatite obtenus par Thomson et al. (2001) et Haschke et al. (2006). **(c)** Diagramme altitude vs. âges moyens obtenus par les différentes méthodes.

4.4.6. Profil n°6 : Cueva de las manos

Ce dernier profil est localisé sur les bords du Río Pinturas, au sud-est de la Meseta del Lago Buenos Aires (Figure 4.21). Compte tenu du faible dénivelé de la zone cible, ce profil n'est composé que de deux échantillons situés à 441 et 647 m d'altitude (Figure 4.20). Sur ces deux échantillons, prélevés au sein du Groupe Bahía Laura (Jurassique moyen-supérieur), seul l'échantillon DES14 contenait une apatite exploitable qui n'a pas encore été datée.

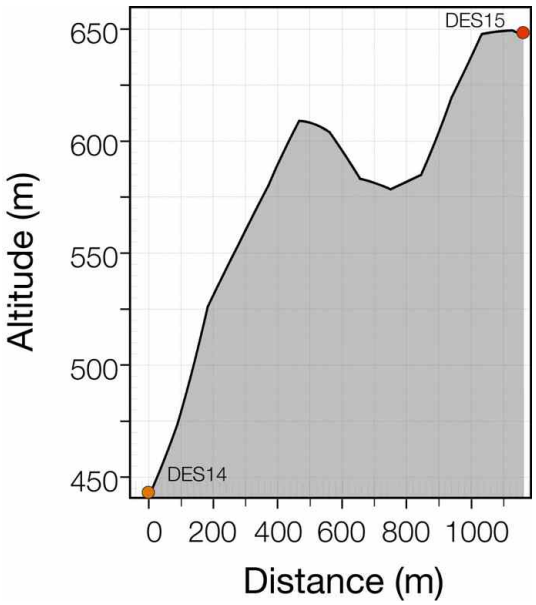


Figure 4.20. Diagramme altitude vs. distance pour les échantillons du profil n°6.

Figure 4.21. Vallée de la Cueva de las Manos, lieu d'échantillonnage du profil n°6.

Échantillon	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Ft	^{4}He (nmol/g)	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	Âge (Ma)	Âge corrigé (Ma)	Erreur	Âge moyen (Ma)	Âge moyen pondéré (Ma)	Âge de groupe (Ma)	Âge "isochrone" (Ma)	Âge central (Ma)
Nirehuao (Profil 1)																
011206-I	45°13,218'S	71°55,092'W	1157	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
011206-II	45°13,307'S	71°55,223'W	1266	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
011206-III	45°13,579'S	71°55,126'W	1360	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
011206-IV	45°13,276'S	71°55,081	1194	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cerro MacKay (Profil 2)																
COY01i	45°36,052'S	72°04,546'W	577	0,74	45,34	10,25	5,43	0,53	728,0	977,3	156,1					
COY01j	45°36,052'S	72°04,546'W	577	0,68	0,91	4,28	5,00	1,17	30,9	45,2	3,6	**43,6 (±4,0)**	**43,1 (±2,0)**	**43,0**	**42,6 (±3,4)**	**43,2 (±10,8)**
COY01k	45°36,052'S	72°04,546'W	577	0,71	0,45	1,92	2,52	1,31	33,0	46,7	3,7					
COY01l	45°36,052'S	72°04,546'W	577	0,72	0,81	4,32	4,32	1,00	28,0	39,0	3,1					
COY02e	45°36,218'S	72°04,320'W	797	0,79	0,57	2,69	5,11	1,90	27,3	34,8	2,8					
COY02f	45°36,218'S	72°04,320'W	797	0,75	2,63	21,31	9,59	0,45	20,7	27,7	2,2					
COY02g	45°36,218'S	72°04,320'W	797	0,74	7,15	74,09	37,66	0,51	16,0	21,5	1,7	**30,2 (±7,0)**	**27,5 (±1,1)**	**24,9**	**22,2 (±8,3)**	**28,7 (±5,5)**
COY02h	45°36,218'S	72°04,320'W	797	0,68	1,34	8,65	5,47	0,63	25,1	36,8	2,9					
COY03	45°36,724'S	72°04,129'W	1112	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
COY04a	45°37,843'S	72°05,645'W	369	0,87	2,14	4,10	15,70	3,83	50,7	58,3	4,7					
COY04b	45°37,843'S	72°05,645'W	369	0,82	2,13	8,86	28,24	3,19	25,4	30,9	2,5					
COY04c	45°37,843'S	72°05,645'W	369	0,77	1,39	5,64	18,60	3,30	25,7	33,4	2,7	**45,8 (±15,8)**	**38,3 (±1,6)**	**47,0**	**38,4 (±13,6)**	**48,1 (±2,9)**
COY04d	45°37,843'S	72°05,645'W	369	0,79	1,81	4,08	12,57	3,08	47,6	60,4	4,8					
COY05	45°37,025'S	72°00,224'W	1469													
Monzogranite Murta (Profil 3)																
DES23	46°31,022'S	72°39,115'W	988	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DES24a	46°30,463'S	72°39,078'W	804	0,72	0,43	16,86	37,26	2,21	3,1	4,3	0,3					
DES24b	46°30,463'S	72°39,078'W	804	0,69	0,73	18,26	42,56	2,33	4,8	6,8	0,5					
DES24c	46°30,463'S	72°39,078'W	804	0,72	2,75	18,57	35,94	1,94	18,8	26,1	2,1	**5,6 (±1,8)**	**5,0 (±0,3)**	**5,3**	**5,7 (±1,3)**	**4,7 (±4,1)**
DES24d	46°30,463'S	72°39,078'W	804	0,70	176,04	9,96	19,53	1,96	2237,8	3198,7	520,0					
DES24e	46°30,463'S	72°39,078'W	804	0,75	1,01	9,53	25,73	2,70	11,9	15,9	1,3					
DES25	46°29,535'S	72°39,583'W	600	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DES26	46°28,228'S	72°39,960'W	423	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DES27	46°27,707'S	72°40,440'W	207	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pluton Paso Las Llaves (Profil 4)																
Ll01a	46°37,792'S	72°21,886'W	264	0,68	0,99	13,22	1,02	0,08	13,6	20,1	1,6					
Ll01b	46°37,792'S	72°21,886'W	264	0,71	1,40	21,01	36,71	1,75	8,7	12,4	1,0					
Ll01c	46°37,792'S	72°21,886'W	264	0,68	0,51	3,62	9,98	2,76	15,7	22,9	1,8	**11,9 (±0,6)**	**11,9 (±0,7)**	**12,2**	**12,0 (±0,4)**	**12,4 (±6,2)**
Ll01d	46°37,792'S	72°21,886'W	264	0,66	0,94	15,04	33,53	2,23	7,6	11,5	0,9					

Ll02e	46°37,847'S 72°21,606'W	466	0,72	0,54	11,14	20,51	1,84	6,3	8,8	0,7					
Ll02f	46°37,847'S 72°21,606'W	466	0,68	0,49	6,09	20,01	3,29	8,4	12,3	1,0	**8,9 (±3,3)**	**7,5 (±0,4)**	**8,0**	**7,4 (±2,7)**	**8,7 (±8,2)**
Ll02g	46°37,847'S 72°21,606'W	466	0,69	0,48	15,44	31,92	2,07	3,9	5,7	0,5					
Ll03	46°37,823'S 72°21,074'W	779	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ll04e	46°37,832'S 72°21,358'W	598	0,69	85,06	6,40	12,73	1,99	1674,6	2431,5	1317,3					
Ll04f	46°37,832'S 72°21,358'W	598	0,82	0,29	8,55	33,32	3,90	3,3	4,0	0,3					
Ll04g	46°37,832'S 72°21,358'W	598	0,76	0,23	6,01	8,47	1,41	5,4	7,1	0,6	**5,7 (±1,6)**	**5,0 (±0,2)**	**5,2**	**5,1 (±1,6)**	**6,1 (±5,0)**
Ll04h	46°37,832'S 72°21,358'W	598	0,7	0,31	9,36	18,19	1,94	4,2	6,1	0,5					
Granodiorite Barrancos (Profil 5)															
DES16a	47°33,797'S 72°49,313'W	1436	0,68	0,22	4,51	4,39	0,97	7,4	11,0	0,9					
DES16b	47°33,797'S 72°49,313'W	1436	0,79	0,18	24,41	35,67	1,46	1,0	1,3	0,1					
DES16c	47°33,797'S 72°49,313'W	1436	0,77	1,36	27,85	56,57	2,03	6,1	8	0,6	**6,8 (±5,0)**	**1,6 (±0,1)**	**4,7**	**6,9 (±5,3)**	**7,0 (±6,3)**
DES16d	47°33,797'S 72°49,313'W	1436	0,62	1,18	16,19	17,47	1,08	10,7	17,3	1,4					
DES17a	47°33,810'S 72°49,561'W	1245	0,83	0,49	18,20	37,41	2,06	3,4	4,1	0,3					
DES17b	47°33,810'S 72°49,561'W	1245	0,82	0,48	10,59	36,95	3,49	4,6	5,6	0,5	**6,5 (±3,0)**	**5,0 (±0,2)**	**5,8**	**5,4 (±4,1)**	**6,3 (±0,8)**
DES17c	47°33,810'S 72°49,561'W	1245	0,78	1,01	16,60	32,98	1,99	7,7	9,9	0,8					
DES18	47°33,751'S 72°49,950'W	1019	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DES19	47°33,710'S 72°50,352'W	806	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DES20	47°33,826'S 72°50,774'W	594	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DES21	47°33,871'S 72°51,190'W	386	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DES 22	47°34,266'S 72°51,913'W	147	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cueva de las manos (Profil6)															
DES14	47°09,227'S 70°39,487'W	441	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DES15	47°09,841'S 70°39,304'W	647	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 4.1. Résultats des âges (U-Th)/He sur apatite pour les profils échantillonnés. Les aliquots en gris sont éliminés du calcul de l'âge moyen de l'échantillon, compte tenu de leur âge trop vieux.

4.5. Interprétations et discussion

Sur les 27 échantillons prélevés et préparés, 5 ne contenaient pas d'apatites, 13 sont toujours en cours d'analyse et 9 ont pu fournir un âge (U-Th)/He. L'interprétation des différents profils ne peut être pour l'instant que partielle dans la mesure où ils ne contiennent au maximum que trois échantillons (profils n°2 et n°4). L'utilisation de la pente âge-altitude pour l'estimation de vitesses d'exhumation, comme cela a pu être fait par différentes études (e.g. House et al., 1997; Ehlers et al., 2003; Reiners et al., 2003; Fitzgerald et al., 2006) n'est donc pour le moment pas applicable à notre étude. Néanmoins les âges (U-Th)/He obtenus permettent de compléter les études de thermochronologie déjà réalisées dans la Cordillère de Patagonie. Deux points essentiels seront développés dans la suite. Dans un premier temps, nous examinerons en détail le profil du Cerro MacKay, profil le plus complet et qui a la particularité de présenter une pente âge-altitude inversée. Puis, nous nous nous attacherons à démontrer la variabilité des âges (U-Th)/He en fonction de la latitude des points d'échantillonnage et plus particulièrement en fonction de leur position par rapport au point triple du Chili.

4.5.1. Profil âge-altitude du Cerro MacKay

Au nord du PTC, le profil n°2 (Cerro MacKay) a la particularité de présenter un profil âge-altitude inverse (i.e. que les âges les plus jeunes sont observés aux altitudes les plus hautes). Or, lorsque les roches subissent un refroidissement rapide (>10°C. Ma^{-1}), les âges doivent croître de manière linéaire avec l'altitude et dans ce cas, la pente de la droite de régression fournit une mesure du taux de dénudation (Fitzgerald et Gleadow, 1990; Gallagher et al., 1998). Cette hypothèse repose sur le fait que les isothermes dans la croûte supérieure sont répartis de manière homogène et sont constants dans le temps. Or, de nombreuses études ont montré que la structure thermique de la partie superficielle de la croûte est fortement perturbée par la topographie en surface, les isothermes de faible température ayant tendance à suivre la topographie (Stüwe et al., 1994; Mancktelow et Grasemann, 1997; Braun, 2002; Reiners et al., 2003; Foeken et al., 2007). Le degré avec lequel ces isothermes suivent la topographie est fonction à la fois de la longueur d'onde de la topographie (distance entre deux crêtes ou deux vallées consécutives) et de son amplitude, mais également du taux de dénudation (Stüwe et al., 1994; Mancktelow et Grasemann, 1997; Braun, 2002). La

topographie tend ainsi à comprimer de manière plus importante les isothermes sous les vallées que sous les crêtes (Figure 4.22a), et dans ce cas, la pente de la relation âge-altitude pour les thermochronomètres basse température fournira une surestimation du taux de dénudation réel (Stüwe et al., 1994; Mancktelow et Grasemann, 1997; Braun, 2002; Reiners et al., 2003).

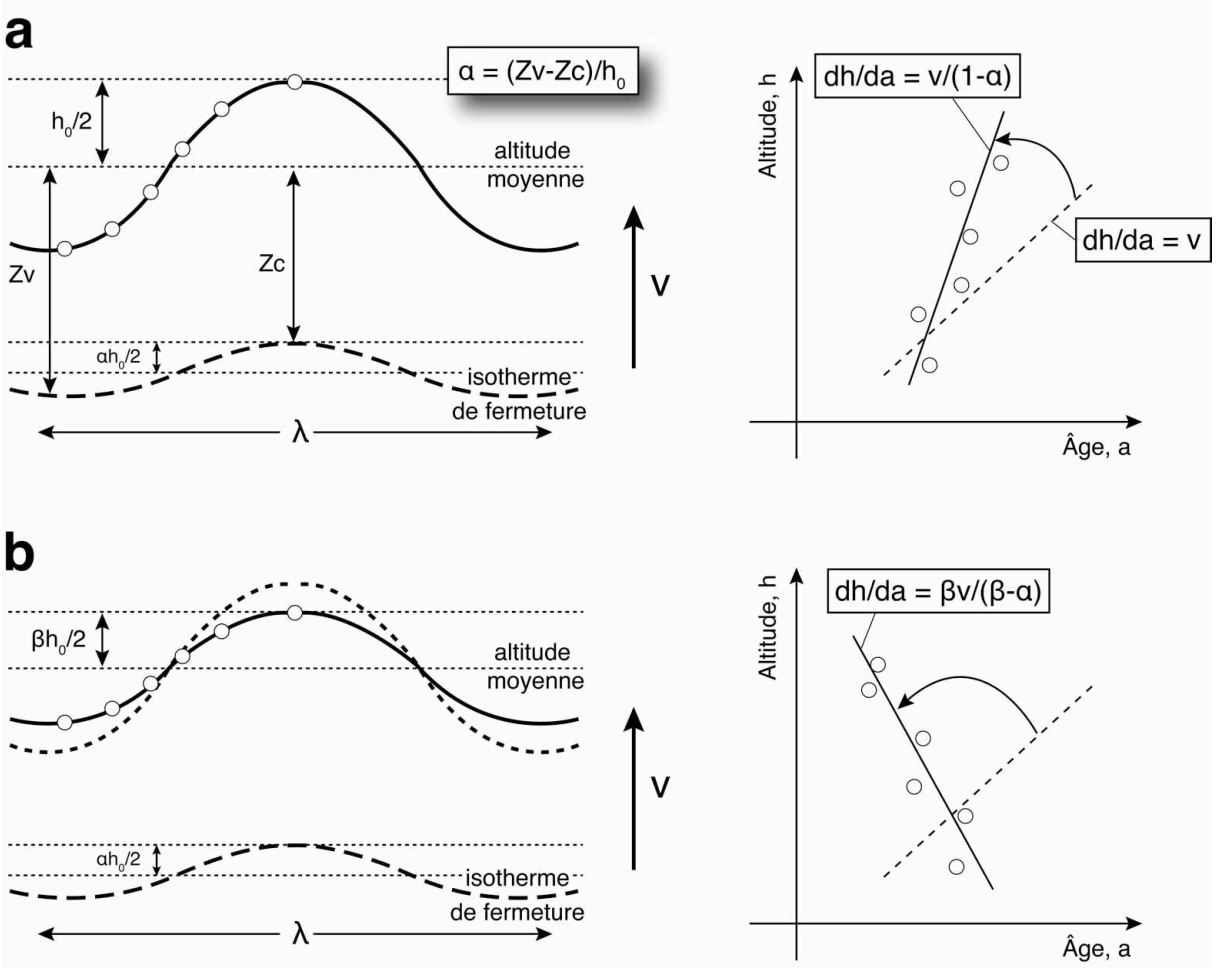


Figure 4.22. (a) Surestimation du taux d'exhumation (v) à partir de la pente âge-altitude (d'après Braun, 2002 et Reiners et al., 2003). Cette surestimation est liée à la déflexion des isothermes de fermeture des thermochronomètres basse température par les reliefs en surface. Le rapport entre l'amplitude de la topographie et l'amplitude de l'isotherme de fermeture (α), autrement appelé rapport d'admittance (Reiners et al., 2003) dépend de la longueur d'onde du relief (λ). Pour avoir le taux d'exhumation réel, un facteur de correction (1-α) doit être appliqué. **(b)** Si une réduction du relief d'un facteur β se produit entre le moment où la roche traverse l'isotherme de la température de fermeture et le moment où elle se retrouve en surface, la pente âge-altitude donne une valeur d'autant plus surestimée du taux d'exhumation réel. Dans certains cas, cette pente peut même être négative.

Le changement d'amplitude du relief affecte également fortement la pente de la relation âge-altitude. Si depuis le moment où la roche a traversé l'isotherme de la température de fermeture du thermochronomètre considéré, l'amplitude du relief s'est réduite, alors le taux d'exhumation extrait de la pente âge-altitude sera d'autant plus surestimé (Braun, 2002) (Fig 4.16b). En effet, pour les roches prélevées au niveau des crêtes, la réduction du relief diminue la distance parcourue entre le moment où la roche traverse la température de fermeture et le moment où elle se retrouve en surface. A l'inverse, dans les vallées, la distance parcourue dans le même temps sera plus grande, par rapport au cas théorique où le relief serait resté constant. Cette situation conduit à une diminution des âges apparents au niveau des crêtes et une augmentation des âges apparents au niveau des vallées (Figure 4.22b) qui peut générer sous certaines conditions une pente négative de la relation âge-altitude (Braun, 2002).

Peu d'exemples naturels d'une telle situation (pente de la relation âge-altitude négative) ont été reportés dans la littérature. A notre connaissance, seule l'étude de Wipf (2006), réalisée sur la marge Pacifique du Pérou, au nord de la ride de Nazca, a mis en évidence, pour des échantillons situés entre 300 et 1000 m d'altitude, une pente âge-altitude négative.

Le profil du Cerro MacKay constituerait donc un second exemple au sein duquel la pente de la relation âge-altitude est négative (Figure 4.23). Les trois âges, compris entre 28,7±5,5 Ma (COY02) et 48,1±2,9 Ma (COY04), définissent une pente négative âge-altitude de l'ordre de -20,5 $m.Ma^{-1}$ (Figure 4.23). Cette dernière indiquerait donc une phase de réduction du relief postérieure au passage des roches au travers de la température de fermeture d'~70°C, à ~29 Ma. L'utilisation sur le même profil, d'un thermochronomètre dont la température de fermeture est plus élevée (traces de fission sur apatite, (U-Th)/He sur zircon, âges K-Ar sur muscovite) nous permettrait d'évaluer le taux d'exhumation réel de la région (v), et connaissant le rapport d'admittance α, d'estimer l'amplitude de la réduction de relief (β) à l'origine de la pente négative.

Cependant, il convient de rester prudent tant que le profil n'est pas complet. L'obtention de l'âge (U-Th)/He de l'échantillon COY03 nous permettra de confirmer ou d'infirmer la pente négative de la relation âge-altitude.

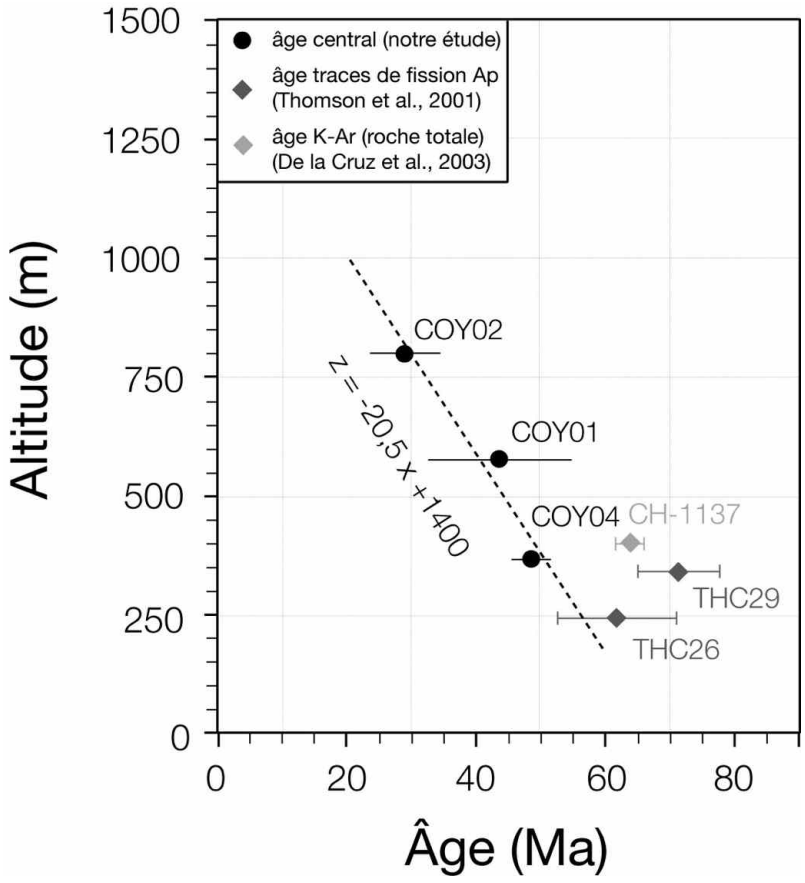


Figure 4.23. Diagramme altitude vs. âge pour le Cerro MacKay. La pente de la droite de régression pour les âges (U-Th)/He est négative, les âges les plus anciens se trouvant au niveau de la vallée.

4.5.2. Variation latitudinale des âges (U-Th)/He

L'extension de la fenêtre de slab associée à la subduction des différents segments de la dorsale du Chili se limite au nord à la position actuelle du point triple, à la latitude de 46°30'S (Figure 4.2). D'un point de vue structural, le raccourcissement dans le système de plis et de chevauchements associés, au sud du PTC, a cessé avant 14 Ma (Lagabrielle et al., 2007) alors qu'au nord du PTC s'est développé depuis ~16 Ma le système de faille de Liquiñe-Ofqui, en régime transpressif (Thomson, 2002). Le modèle de topographie dynamique (cf. Chapitre 3) a montré que l'ouverture de la fenêtre de slab sous le continent sud-américain et la migration vers le nord du point triple du Chili au cours des 14 derniers millions d'années s'accompagne d'un soulèvement progressif vers le nord de la lithosphère continentale pouvant atteindre environ 800 m au niveau de la Cordillère (Figure 3.11). Or nous avons vu que l'altitude moyenne de la chaîne n'est que faiblement plus grande au sud du point triple

qu'au nord (Figure 4.1b). Le thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite étant sensible à la dénudation superficielle, les âges (U-Th)/He sur apatite les plus jeunes doivent donc être en théorie obtenus au sud du PTC, si cette région a subi un soulèvement préférentiel au cours du Néogène. A l'inverse, au nord du point triple, loin du système de faille de Liquiñe-Ofqui, la chaîne andine ne devrait pas avoir connu de soulèvement récent majeur et par conséquent les âges (U-Th)/He sur apatite devraient être antérieurs au minimum au Miocène moyen.

La figure 4.24 présente la répartition des âges (U-Th)/He ainsi que des âges traces de fission sur apatite des précédentes études (Thomson et al., 2001; Thomson, 2002; Haschke et al., 2006) en fonction de leur latitude. Comme prévu, la position actuelle du PTC constitue une discontinuité majeure en terme d'âge de refroidissement pour les deux thermochronomètres ((U-Th)/He et traces de fission sur apatite). En effet, si l'on se place loin du système de failles de Liquiñe-Ofqui, tous les âges au nord du PTC sont plus vieux que 28,7±5,5 Ma (COY02), qui correspond à l'âge central (U-Th)/He le plus jeune du profil n°2 (Cerro MacKay). L'âge trace de fission le plus ancien, de 86,3±4,3 Ma (THC35; Thomson et al., 2001), 65 km au nord du profil n°2, est expliqué comme résultant d'un refroidissement en deçà de 60°C peu de temps après l'intrusion de ce granite (daté à ~95 Ma, Pankhurst et al., 1999), puis d'une résidence dans les 2 km supérieurs de la croûte depuis ce moment. La dénudation de cette région des Andes de Patagonie apparaît dès lors minime (~23 $m.Ma^{-1}$).

Au sein du système de failles de Liquiñe-Ofqui, entre 42° et 46°S, les âges traces de fission sur apatite sont inférieurs à 16 Ma (Thomson, 2002) (Figure 4.24). Ils sont attribués à un refroidissement et une dénudation qui s'accélère entre 16 et 10 Ma. Sous l'effet combiné de mouvements transpressifs et d'une érosion glaciaire à périglaciaire importante, une dénudation très rapide de la région est enregistrée entre 7 et 2 Ma (Thomson, 2002), synchrone de la subduction de la dorsale du Chili entre 49° et 47°S. Par ailleurs, des âges traces de fission sur apatite anormalement jeunes ont été observés le long de la faille de Liquiñe-Ofqui, indiquant la présence de flux de chaleur anormalement élevés localement, au niveau de la faille. Ceux-ci s'expliquent par un réchauffement lié au cisaillement et/ou par l'advection de fluides hydrothermaux (Thomson, 2002). Il faut d'ailleurs noter la mise en place d'un proto-volcan au large de la ville de Puerto Aysen (45°24'S) au cours de l'année 2007, probablement à l'origine de la crise sismique débuté en janvier 2007 et qui a atteint son paroxysme le 21 avril avec un séisme de magnitude 6,2.

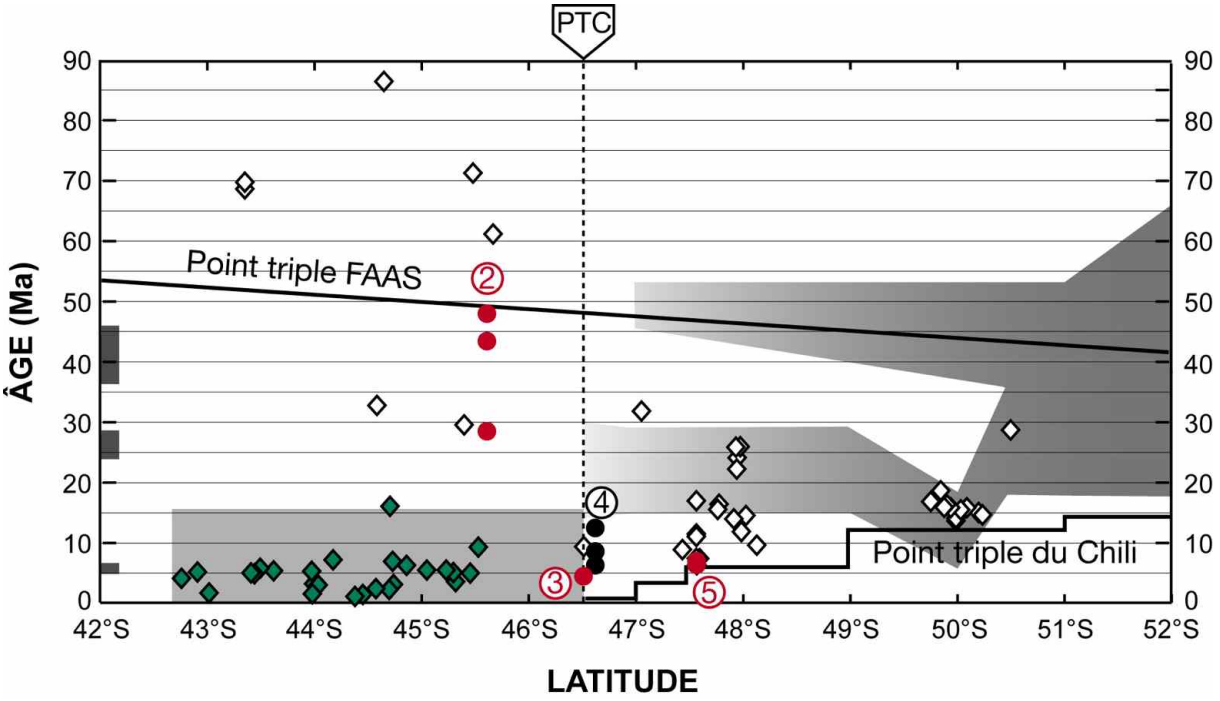


Figure 4.24. Âges (U-Th)/He sur apatite (cercles) obtenus au cours de cette étude et âges traces de fission sur apatite (losanges) obtenus par Thomson et al. (2001), Thomson (2002) et Haschke et al. (2006) vs. latitude. Les numéros des profils échantillonnés sont indiqués. Les cercles noirs correspondent aux âges (U-Th)/He sur apatite du pluton Paso Las Llaves, cristallisé à ~10 Ma. Les losanges verts sont les âges traces de fission obtenus au sein du système de failles de Liquiñe-Ofqui, dont le régime transpressif (en gris clair) a démarré à ~16 Ma (Thomson, 2002). Sont également représentés sur ce diagramme (traits noirs) la position approximative du point triple Farallon-Aluk-Amérique du Sud (FAAS) au cours de l'Éocène et la position du point triple du Chili (PTC) au cours des 14 derniers millions d'années (Cande et Leslie, 1986). Les différents épisodes de compression recensés dans la littérature sont indiqués en gris foncé : entre 52°S et 50°30'S (Suárez et al., 2000), à 50°S (Kraemer et al., 2002), entre 49°S et 47°S (Suárez et al., 2000), à 47°S (Troncoso et al., 2002; Ramos, 2005), à 46°30'S (Thomson et al., 2001; Lagabrielle et al., 2004), à 42°S (Giacosa et Heredia, 2004).

Au sud du point triple, les âges traces de fission sont de manière générale plus vieux que les âges (U-Th)/He (Figure 4.24); ils ont été attribués par Thomson et al. (2001) à la migration vers l'est de la zone de dénudation maximale entre 30 Ma et 12-8 Ma en réponse à la migration vers l'est de la zone de déformation d'avant-pays et à une érosion par subduction au niveau de la fosse. Compte tenu de l'absence de synchronisme entre la migration du PTC et ces âges traces de fission, l'influence de l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique, sur la seule base de ces âges traces de fission, semble nulle. Les âges (U-Th)/He obtenus, en revanche, sont tous inférieurs à 12,4±6,2 Ma (Ll01), l'âge le plus ancien du profil n°4 (Paso

Las Llaves). Il faut toutefois noter que les échantillons du profil n°4 ont été prélevés au sein d'un pluton daté par plusieurs méthodes autour de 10 Ma (cf. § 4.4.4). Les âges entre ~12 Ma et ~6 Ma obtenus pour ce profil n°4 témoigneraient donc de la mise en place et du refroidissement du pluton plutôt que d'une exhumation en relation avec l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique. En revanche, les profils n°3 et n°5 ne correspondent pas à des âges d'intrusion dans la mesure où les roches échantillonnées appartiennent au batholithe patagonien mis en place au Crétacé inférieur. Les âges (U-Th)/He obtenus varient entre 7 et 4,7 Ma.

Pour la granodiorite Barrancos (profil n°5), des âges traces de fission aussi jeunes avaient précédemment été reportés par Thomson et al. (2001) (7,6±1,1 Ma, THC14) et Haschke et al. (2006) (6,3±0,6 Ma, CB-130). Cependant ces âges traces de fission sont obtenus dans la partie basse du profil vertical, pour des altitudes respectives de 103 et 130 m (Figure 4.19). Nos âges (U-Th)/He et notamment celui à 6,3±0,8 Ma (DES17) sont au contraire obtenus dans la partie haute du profil, à une altitude de 1245 m. On peut en considérant la pente âge-altitude pour les âges traces de fission sur apatite de Haschke et al. (2006) et Thomson et al. (2001) calculer un âge traces de fission théorique que devrait avoir l'échantillon situé à 1245 m d'altitude. Nous estimons cet âge à 12,4 Ma (Figure 4.25).

Les modèles thermiques réalisés à partir des traces de fission (Haschke et al., 2006) indiquent que le taux d'exhumation pour la période entre 17 et 6 Ma est de 600-650 $m.Ma^{-1}$. En considérant un gradient géothermique de 34±11°$C.km^{-1}$ (gradient géothermique actuel déterminé par Thomson, 2002), une différence de température entre les deux thermochronomètres (traces de fission et (U-Th)/He) sur apatite de 40°C (110°C - 70°C) et un taux d'exhumation de 600-650 $m.Ma^{-1}$, l'âge (U-Th)/He sur apatite à l'altitude de 1245 m devrait être compris entre 11 et 9,5 Ma. Or l'âge obtenu est de 6,3 Ma. Il semblerait donc que le thermochronomètre traces de fission sur apatite ne soit pas suffisamment précis pour renseigner sur les derniers stades de l'exhumation. Néanmoins, le manque de données actuel sur notre profil n°5 exclue toute possibilité de déterminer de manière précise un taux d'exhumation à partir des âges (U-Th)/He. L'obtention des données complémentaires (échantillons DES18, DES19, DES20, DES21, et DES22) devrait permettre de préciser l'histoire tectonique récente de cette zone et plus particulièrement de confirmer une accélération de l'exhumation à partir de 6 Ma, au moment où le segment SCR-1 de la dorsale du Chili entre en subduction sous cette partie de la Patagonie.

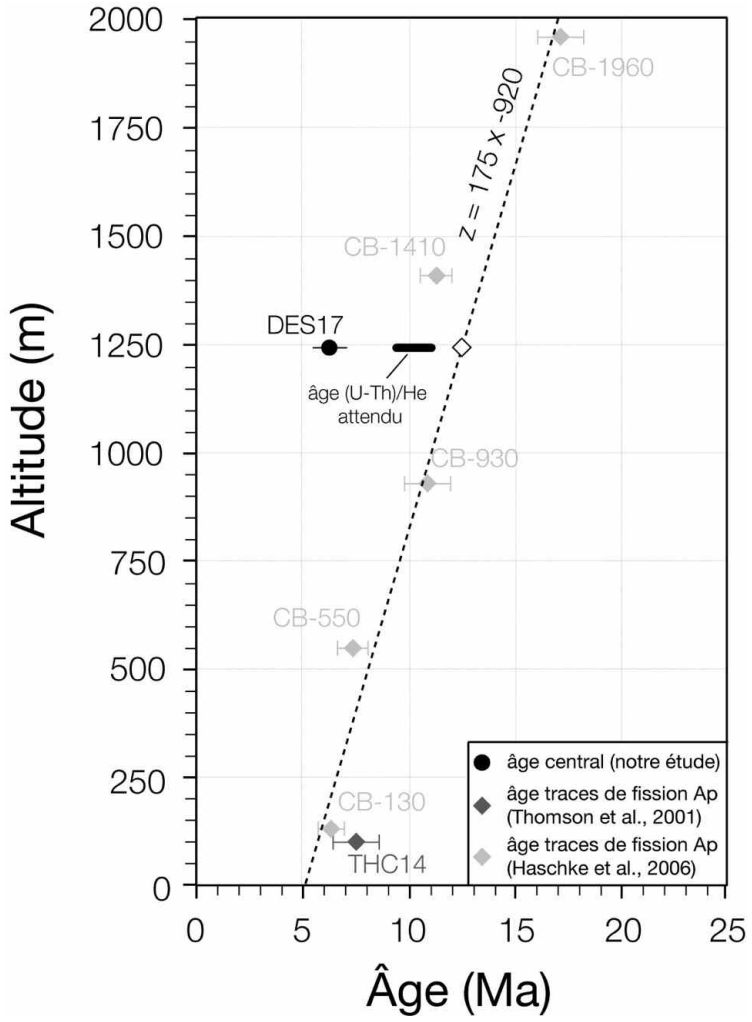


Figure 4.25. Diagramme altitude vs. âge pour la granodiorite Barrancos. La droite de régression pour les âges traces de fission de Haschke et al. (2006) donne un âge de 12, 4 Ma à une altitude de 1245 m (cercle blanc). L'âge (U-Th)/He sur apatite à cette même altitude est de 6,3±0,8 Ma (échantillon DES17), ce qui est plus jeune que l'âge attendu en considérant un gradient thermique de 34±11°C.km^{-1}, un taux d'exhumation de 600-650 m.Ma^{-1} et une différence de température de fermeture de 40°C entre les thermochronomètres traces de fission et (U-Th)/He sur apatite.

Pour le profil n°3 (Monzogranite Murta), un seul âge (U-Th)/He a été obtenu (4,7±4,1 Ma). L'incertitude sur l'âge est forte compte tenu de l'incertitude élevée sur la concentration en He, due à la faible teneur en He de ces apatites. Néanmoins, cet âge est jeune et pourrait également témoigner d'une exhumation récente en relation avec la subduction de la dorsale du Chili, et plus particulièrement du segment SCR1 au droit duquel il se localise. L'obtention des données supplémentaires (DES23, DES25, DES26 et DES27) sur ce profil devrait permettre de nous renseigner sur la question.

4.6. Conclusions

L'étude de la dénudation de la Cordillère de Patagonie par l'utilisation d'un thermochronomètre basse température ((U-Th)/He sur apatite) reste encore partielle. L'utilisation du thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite dans la région du Cerro MacKay, au nord de la latitude du point triple du Chili, pourrait mettre en évidence une période de diminution du relief après au minimum 29 Ma, comme en témoigne la pente négative de la relation âge-altitude du profil n°2.

Du point de vue de la dynamique d'entrée en subduction de la ride, les données obtenues mettent en évidence une discontinuité en terme d'âge d'exhumation de part et d'autre de la position du point triple du Chili. Au nord du PTC, les âges sont "vieux" (entre ~48 et ~29 Ma) alors qu'au droit et au sud du PTC les âges sont beaucoup plus "jeunes" (entre ~5 et~7 Ma) et donc synchrones de l'ouverture de la fenêtre de slab qui débute sous cette région autour de 6 Ma.

L'obtention des données supplémentaires sur les différents profils devrait nous permettre de définir de manière plus quantitative le tempo et l'ordre de grandeur des changements de taux d'exhumation et ainsi de confirmer ou infirmer leur relation avec l'ouverture de la fenêtre de slab.

CHAPITRE V

INTERACTION ENTRE SUBDUCTION ET DYNAMIQUE DE LA PLAQUE CHEVAUCHANTE : APPORTS DE LA MODÉLISATION ANALOGIQUE

5. Interaction entre subduction et dynamique de la plaque chevauchante : apports de la modélisation analogique

5.1. Introduction

Dans les deux chapitres précédents, nous avons vu que le processus de subduction influençait de manière significative la dynamique de la plaque chevauchante, aussi bien à proximité de la fosse que plus loin en direction de la zone avant-pays. Il nous est apparu dès lors intéressant de reproduire à l'échelle du laboratoire le processus de subduction pour mieux comprendre les relations entre phénomènes profonds et réponse associée en surface. Trois séries de modèles ont été réalisées au cours de deux séjours (novembre 2005 et janvier-mars 2007) au sein du laboratoire de modélisation analogique de l'Université Roma Tre, en Italie, sous la direction de Claudio Faccenna et de Francesca Funiciello, et avec l'aide de Joseph Martinod, Vincent Regard, et Valerio Olivetti (Tableau 5.1 et Figure 5.1).

La première partie de ces résultats, qui aborde les problèmes de dynamique de la plaque chevauchante en réponse à des changements de pendage du slab, présentée ci-après (chapitre 5.4), a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Tectonophysics*. Elle s'appuie sur huit expériences dont les caractéristiques sont présentées dans le Tableau 5.1A.

La deuxième partie des modèles analogiques réalisés traite de la problématique de la dynamique de la subduction lors d'un changement de largeur du slab, phénomène se produisant lors de l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique sous la plaque chevauchante (chapitre 5.5). Quatorze expériences, dont les caractéristiques sont présentées dans les Tableaux 5.1B et 5.1C, ont été réalisées pour aborder cette thématique.

La dernière série d'expériences aborde l'étude des flux de matière dans le manteau asthénosphérique liés à l'ouverture sous le continent d'une fenêtre de slab (chapitre 5.6). Cette série est composée de quatre expériences dont les paramètres sont détaillés dans le Tableau 5.1D.

J'ai également participé à l'élaboration d'un article intitulé "Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analogue modelling" de Espurt et al.

et paru dans la revue *Tectonics* (2008). Les résultats de ces travaux, n'étant pas en relation directe avec la thématique de ma thèse, sont présentés en annexe.

A 1ère Série : Subduction "forcée" d'une plaque océanique sous un continent fixe

Nº Expérience			E04	E01	F06	F07	F08	D08	D10	D12
Plaque poussée			Plaque océan.	Plaque océan.	Plaque océan.	Plaque océan.	Plaque océan.	Plaque océan.	Plaque océan.	Plaque océan.
Vitesse du piston		$mm.s^{-1}$	0,17	0,33	0,16	0,12	0,09	0,33	0,33	0,33
Plaque océan.	Longueur (L_o)	mm	520	520	590	600	580	300	300	300
	Largeur (l_o)	mm	300	300	400	400	400	305	305	305
	Épaisseur (E_o)	mm	13	13	10,5	10,5	11	13	13	13
	Masse volumique (ρ_o)	$kg.m^{-3}$	1502	1502	1479	1479	1479	1492	1434	1434
	Viscosité (η_o)	Pa.s	6,0E+05	6,0E+05	3,9E+05	3,9E+05	3,9E+05	3,5E+05	3,6E+05	3,6E+05
Plaque cont.	Longueur (L_c)	mm	210	210	190	170	100	200	190	240
	Largeur (l_c)	mm	300	300	400	400	400	305	305	305
	Épaisseur (E_c)	mm	13	13	10,5	10,5	11	13	13	13
	Masse volumique (ρ_c)	$kg.m^{-3}$	1326	1326	1366	1366	1366	1314	1314	1314
	Viscosité (η_c)	Pa.s	3,5E+05	3,5E+05	2,4E+05	2,4E+05	2,4E+05	1,5E+05	1,5E+05	1,5E+05
Manteau supérieur	Longueur (L_m)	mm	800	800	800	800	800	800	800	800
	Largeur (l_m)	mm	800	800	800	800	800	800	800	800
	Épaisseur (E_m)	mm	97	97	87	87	92	97	97	97
	Masse volumique (ρ_m)	$kg.m^{-3}$	1426	1426	1399	1399	1399	1416	1416	1416
	Viscosité (η_m)	Pa.s	82	82	40	40	40	20	20	20
Rapport de viscosité (η_o/η_m)		-	7317	7317	9750	9750	9750	17500	18000	18000
Flottabilité (ρ_o-ρ_m)		$kg.m^{-3}$	76	76	80	80	80	76	18	18

B 2ème Série : Subduction "libre" d'une plaque océanique

Nº Expérience			DYN27	DYN28	DYN29	DYN30	G02	G05	G06	G14
Plaque poussée			-	-	-	-	-	-	-	-
Vitesse du piston		$mm.s^{-1}$	-	-	-	-	-	-	-	-
Plaque océan.	Longueur (L_o)	mm	500	500	500	500	450	550	550	340
	Largeur (l_o)	mm	150	200	200	150	300	300	300	300
	Épaisseur (E_o)	mm	15	15	12,8	13	12	12	12	12
	Masse volumique (ρ_o)	$kg.m^{-3}$	1506	1506	1506	1506	1506	1469	1469	1535
	Viscosité (η_o)	Pa.s	4,2E+05	4,2E+05	4,2E+05	4,2E+05	4,2E+05	6,9E+05	6,9E+05	5,8E+05
Plaque cont.	Longueur (L_c)	mm	-	-	-	-	-	-	-	-
	Largeur (l_c)	mm	-	-	-	-	-	-	-	-
	Épaisseur (E_c)	mm	-	-	-	-	-	-	-	-
	Masse volumique (ρ_c)	$kg.m^{-3}$	-	-	-	-	-	-	-	-
	Viscosité (η_c)	Pa.s	-	-	-	-	-	-	-	-
Manteau supérieur	Longueur (L_m)	mm	800	800	800	800	670	800	800	670
	Largeur (l_m)	mm	800	800	800	800	570	800	800	570
	Épaisseur (E_m)	mm	97	97	98	95	100	110	110	110
	Masse volumique (ρ_m)	$kg.m^{-3}$	1450	1450	1450	1450	1440	1418	1423	1435
	Viscosité (η_m)	Pa.s	1000	1000	1000	1000	1150	47	32	300
Rapport de viscosité (η_o/η_m)		-	424	424	424	424	369	14681	21563	1933
Flottabilité (ρ_o-ρ_m)		$kg.m^{-3}$	56	56	56	56	66	51	45	100

C 2ème Série : Subduction d'une plaque océanique de largeur variable sous un continent

N° Expérience			G13	G15	G16	G17	G08	G09
Plaque poussée			-	Plaque continentale	Plaque continentale	Plaque continentale	-	Plaque continentale
Vitesse du piston		$mm.s^{-1}$	-	-	0,016	0,038	-	0,15
Plaque océanique	Longueur (L_o)	mm	340	340	340	340	550	550
	Largeur (l_o)	mm	300/100	300/100	300/100	300/100	300/100	300/100
	Épaisseur (E_o)	mm	12	12	12	12	12	12
	Masse volumique (ρ_o)	$kg.m^{-3}$	1535	1535	1535	1535	1469	1469
	Viscosité (η_o)	Pa.s	5,8E+05	5,8E+05	5,8E+05	5,8E+05	6,9E+05	6,9E+05
Plaque continentale	Longueur (L_c)	mm	200	200	200	200	-	220
	Largeur (l_c)	mm	300	300	300	300	-	300
	Épaisseur (E_c)	mm	12	12	12	12	-	12
	Masse volumique (ρ_c)	$kg.m^{-3}$	1370	1370	1370	1370	-	1370
	Viscosité (η_c)	Pa.s	4,20E+05	4,20E+05	4,20E+05	4,20E+05	-	4,20E+05
Manteau supérieur	Longueur (L_m)	mm	670	670	670	670	800	800
	Largeur (l_m)	mm	570	570	570	570	800	800
	Épaisseur (E_m)	mm	110	110	110	110	110	110
	Masse volumique (ρ_m)	$kg.m^{-3}$	1435	1435	1435	1435	1423	1423
	Viscosité (η_m)	Pa.s	300	300	350	350	32	32
Rapport de viscosité (η_o/η_m)		-	1933	1933	1657	1657	21563	21563
Flottabilité (ρ_o-ρ_m)		$kg.m^{-3}$	100	99	99	99	46	46

D 3ème Série : Subduction avec mesure du flux mantellique

N° Expérience			G22	G23	G24	G25
Plaque poussée			-	-	-	-
Vitesse du piston		$mm.s^{-1}$	-	-	-	-
Plaque océanique	Longueur (L_o)	mm	390	350	350	360
	Largeur (l_o)	mm	260	260	260	260
	Épaisseur (E_o)	mm	12	12	12	12
	Masse volumique (ρ_o)	$kg.m^{-3}$	1469	1469	1469	1469
	Viscosité (η_o)	Pa.s	6,9E+05	6,9E+05	6,9E+05	6,9E+05
Manteau supérieur	Longueur (L_c)	mm	550	550	550	550
	Largeur (l_c)	mm	260	260	260	260
	Épaisseur (E_c)	mm	110	110	110	110
	Masse volumique (ρ_c)	$kg.m^{-3}$	1416	1416	1416	1416
	Viscosité (η_c)	Pa.s	27	27	27	27
Rapport de viscosité (η_o/η_m)		-	25556	25556	25556	25556
Flottabilité (ρ_o-ρ_m)		$kg.m^{-3}$	53	53	53	53

Tableau 5.1. Paramètres expérimentaux des trois séries d'expériences menées en novembre 2005 et de janvier à mars 2007. **(A)** 1ère série : subduction "forcée" d'une plaque océanique sous un continent fixe. **(B)** 2ème série : subduction "libre" d'une plaque océanique. **(C)** 2ème série : subduction d'une plaque océanique de largeur variable sous un continent. **(D)** 3ème série : subduction avec mesure du flux mantellique.

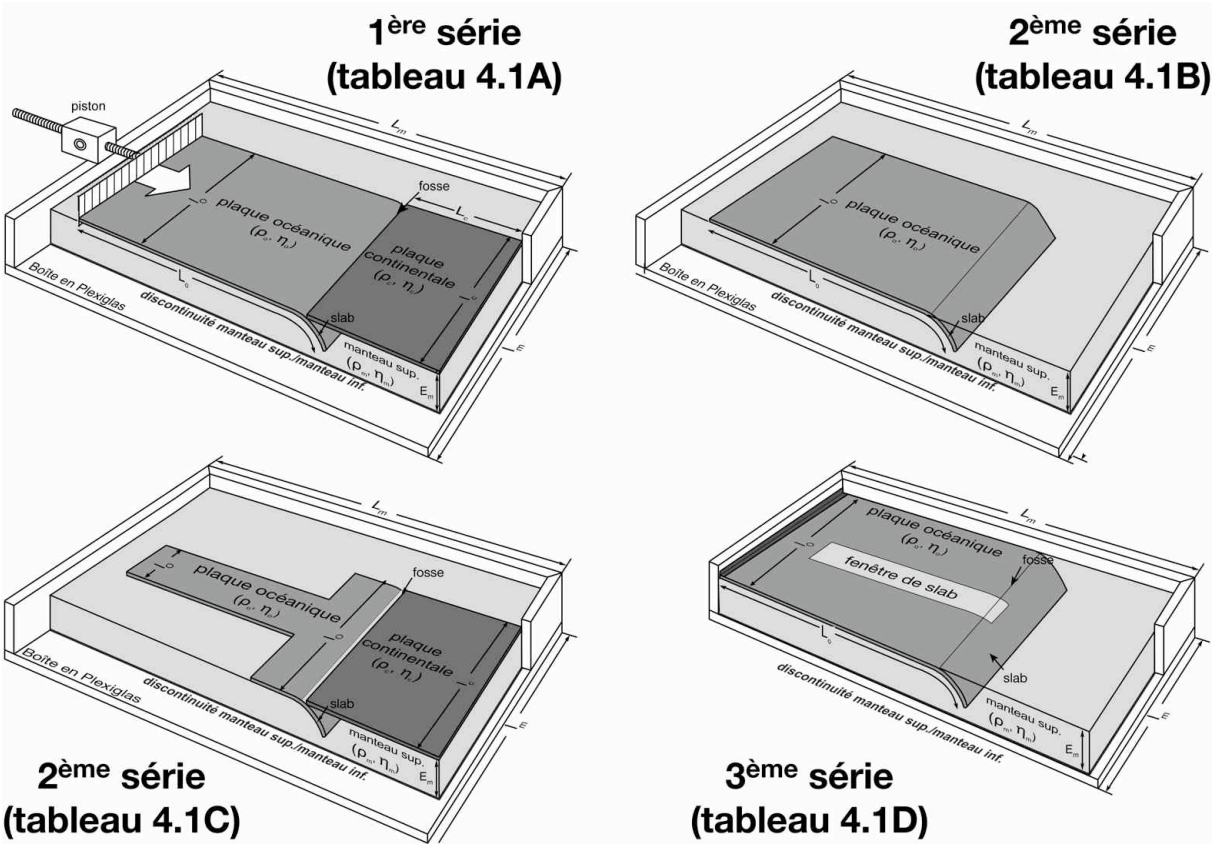


Figure 5.1. Vues en 3-D des configurations expérimentales utilisées pour les trois séries de modèles analogiques réalisées. Pour les différents paramètres de chacun des modèles, se référer au Tableau 5.1.

5.2. Configuration des modèles

5.2.1. Procédure expérimentale

La procédure expérimentale utilisée pour développer nos modèles analogiques est proche de celle développée par Funiciello et al. (2004) et Heuret et al. (2007). Nos modèles sont ainsi réalisés dans des boîtes en plexiglas de différentes dimensions, permettant de faire varier les conditions aux limites: (1) 80×80×22 cm^{3,} (2) 67×57×35 cm^3, et (3) 55×26×25 cm^3.

La boîte est ensuite remplie par du sirop de glucose sur une épaisseur comprise entre 87 et 110 mm. Cette couche représente le manteau asthénosphérique. Le fond de la boîte simule donc la limite entre le manteau supérieur et le manteau inférieur, à 660 km de profondeur. Trois types de sirop ont été utilisés: un sirop très peu visqueux (entre 20 et 80 Pa.s), un sirop intermédiaire (~300 Pa.s) et un sirop très visqueux (~1000 Pa.s). Le sirop de glucose est un

matériel newtonien, sensible à la température (Figure 5.2). Les modèles sont donc réalisés en conservant une température ambiante constante dans le laboratoire.

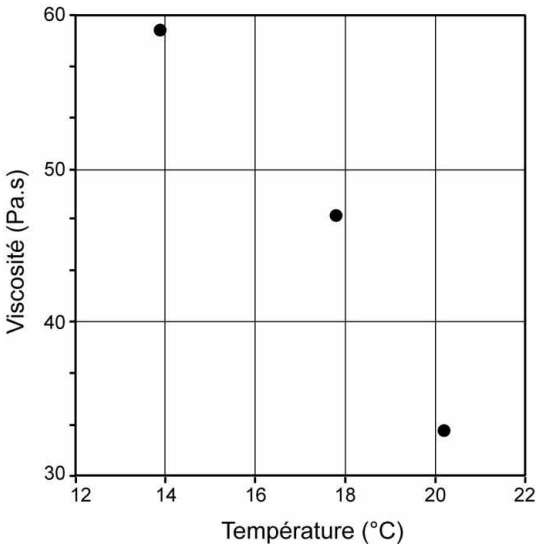


Figure 5.2. Évolution de la viscosité du sirop de glucose très peu visqueux en fonction de sa température. Une augmentation de 8°C divise la viscosité d'un facteur 2.

Sur ce sirop, nous plaçons une (ou deux) plaque en gomme de silicone (Rhodrosil Gomme) aux propriétés visco-élastiques, et dont les densités sont contrôlées pour tenir compte de la flottabilité du type de plaque simulé (plaque océanique ou plaque continentale). La composante élastique de la silicone est négligeable pour les taux de déformation appliqués dans nos modèles (Weijermars, 1986). Ceci est démontré par le fait que l'échelle de temps de nos modèles (d'une durées de quelques minutes à dizaines de minutes) est toujours largement supérieure au temps de relaxation de Maxwell (Weijermans et Schmeling, 1986). En conséquence, la gomme de silicone est considérée comme un fluide quasi-newtonien dans lequel le taux de déformation est linéairement proportionnel à la contrainte (Weijermars, 1986; Weijermars et Schmeling, 1986). La plaque de silicone simulant la plaque océanique a une flottabilité négative, ce qui implique que cette dernière plonge dans le sirop de glucose sous l'effet de son propre poids. La plaque de silicone simulant la plaque continentale possède, au contraire une flottabilité positive. Pour initier la subduction, la plaque océanique est manuellement enfoncée jusqu'à une profondeur d'environ 3 cm (correspondant à 180 km dans la nature) dans le sirop de glucose. La suite du processus de

subduction est laissée libre (contrôlée par la seule flottabilité négative du slab) ou contrainte par l'intermédiaire d'un piston imposant au travers d'une butée rigide un mouvement constant soit à la plaque de silicone simulant la plaque océanique, soit à celle simulant la plaque continentale chevauchant la zone de subduction.

Dans nos expériences, nous faisons l'hypothèse que chaque plaque est entièrement entourée par des zones de faiblesse (dorsale ou faille transformante) dont la viscosité est celle du manteau qui l'entoure, sauf pour les bords en contact avec la butée rigide ou dans le cas où la largeur de la plaque correspond à la largeur de la boîte.

La plaque subductée et la plaque chevauchante sont découplées par une faible couche de sirop de glucose qui empêche les plaques de se coller au cours de l'expérience. Par conséquent, le plan de subduction est considéré comme faible puisque présentant la même viscosité que le manteau environnant. De plus, pour minimiser les effets de friction au niveau de la fosse, la plaque subductée est enduite de Vaseline.

5.2.2. Critères de similarité

Un des principes fondamentaux de la modélisation analogique est de vérifier le dimensionnement des expériences réalisées, qui consiste en la mise à l'échelle des propriétés des matériaux utilisés (Hubbert, 1937; Ramberg, 1967, Weijermans et Schmeling, 1986).

Cette mise à l'échelle débute en général par la mise à l'échelle des longueurs. Dans nos modèles, le fond de la boîte en Plexiglas matérialise la discontinuité entre le manteau supérieur et le manteau inférieur, situé à 660 km de profondeur. L'épaisseur de manteau asthénosphérique variant entre 87 et 110 mm, le facteur de mise à l'échelle est alors compris entre $1{,}32.10^{-7}$ et $1{,}67.10^{-7}$. En conséquence, si l'on désire modéliser une plaque dont l'épaisseur est de 100 km dans la nature, l'épaisseur de silicone dans les modèles sera respectivement comprise entre 13,2 mm et 16,7 mm.

La mise à l'échelle doit également être faite pour les propriétés physiques des matériaux utilisés. Dans notre cas, la lithosphère, dont le profil rhéologique naturel présente des zones fragiles et ductiles, est simulée par l'utilisation d'une simple couche de silicone, matériau newtonien. Le dimensionnement de nos modèles est alors réalisé en tenant compte des propriétés moyennes de l'ensemble de la lithosphère. Le choix d'une rhéologie visqueuse pour modéliser la lithosphère océanique est une approximation de premier ordre qui semble

appropriée compte tenu de l'hypothèse généralement admise suggérant que cette dernière se comporte comme un fluide à l'échelle des temps géologiques (millions à dizaines de millions d'années) (Tao et O'Connell, 1993; Houseman et Gubbins, 1997; Becker et al., 1999; Faccenna et al., 2001b). La simplification introduite dans nos modèles nous empêche toutefois d'observer toute déformation de type cassante.

Nous considérons dans nos modèles un rapport de viscosité entre la lithosphère subduite et le manteau asthénosphérique qui varie entre 400 et 25000 (Tableau 5.1). Dans la nature, ce rapport de viscosité est mal contraint mais les estimations existant dans la littérature font état de valeurs situées autour de 200 (Houseman et Gubbins, 1997), comprises entre 50 et 200 (Conrad et Hager, 1999), aux environs de 100 (Becker et al., 1999), ou bien comprises entre 100 et 500 (Faccenna et al., 2001a). Les expériences avec le rapport de viscosité le plus bas semblent donc être celles se rapprochant au mieux du cas naturel. Quand elle est présente dans nos modèles, la lithosphère continentale possède une viscosité proche de la viscosité de la lithosphère océanique.

La densité des différents matériaux est aussi un paramètre important puisque la flottabilité de la plaque plongeante est un des moteurs principaux du processus de subduction. Dans nos modèles, la différence de masse volumique entre la lithosphère océanique et le manteau asthénosphérique varie entre 18 et 100 $kg.m^{-3}$ (Tableau 5.1). Le contraste de densité est d'environ 80 $kg.m^{-3}$ pour une lithosphère océanique de 80 millions d'années (Cloos, 1993).

5.2.3. Limitations

Dans toutes nos expériences nous négligeons le rôle de l'effet thermique sur le processus de subduction. Nous faisons ainsi l'hypothèse que le manteau asthénosphérique se comporte comme un fluide newtonien passif et que les mouvements enregistrés au sein de ce dernier sont seulement la conséquence des mouvements du slab.

De plus, le fait de négliger l'effet thermique implique que nos modèles représentent un cas limite dans lequel la subduction est essentiellement contrôlée par la flottabilité négative du slab. La température est traduite dans nos expériences en un contraste de densité qui reste constant au cours du temps. Ces conditions représenteraient un système quasi-adiabatique. Les vitesses de subduction enregistrées dans nos modèles sont élevées (> 1

cm.an^{-1}, mis à l'échelle) et justifient dans une certaine mesure l'hypothèse envisagée; nous modélisons alors un système de subduction dans lequel la conduction thermique est limitée (Nombre de Peclet >>1; Turcotte et Schubert, 1982; Funiciello et al., 2004).

Une autre limitation introduite par le fait que le système est isotherme est l'impossibilité de reproduire les changements de phase qui interviennent au sein du manteau et qui influencent la dynamique de la subduction (Christensen et Yuen, 1984; Pysklywec et Mitrovica, 1998). Par exemple la discontinuité à 660 km de profondeur est modélisée dans notre cas par un très fort contraste de viscosité alors que cette discontinuité correspond aussi à un changement de phase de l'Olivine (γ) vers la Pérovskite et la Magnésiowustite selon la réaction:

$$Mg_2SiO_4 \rightleftarrows MgSiO_3 + MgO$$

Cette approximation semble toutefois confortée par les résultats obtenus par Bunge et al. (1997) et Lithgow-Bertelloni et Richards (1998) qui, dans leurs simulations, ont montré que l'effet lié à un saut de viscosité est plus important que celui lié à un changement de phase.

Concernant la rhéologie des matériaux utilisés, le slab est modélisé sous la forme d'un fluide newtonien alors que les données expérimentales indiquent que les matériaux du manteau supérieur devraient présenter une déformation en loi de puissance (n=3; Brace et Kohlstedt, 1980). Comme les matériaux newtoniens ont une réponse plus homogènes à la déformation que les fluides suivant une loi de puissance (n>1) (Ranalli, 1995), les structures se développant dans nos modèles seront ténues mais de grande longueur d'onde.

La discontinuité à 660 km de profondeur est modélisée dans nos expériences par le fond de la boîte en Plexiglas. Celui-ci correspond donc au toit du manteau inférieur et il peut être considéré comme l'analogue au référentiel global des points chauds dans la nature. Une limitation de cette configuration est que le fond de la boîte, simulant la discontinuité à 660 km dans la nature, est imperméable. Néanmoins, de précédentes études (Davies, 1995; Guillou-Frottier et al., 1995; Christensen, 1996; Funiciello et al., 2003) ont démontré que la pénétration du slab au sein du manteau inférieur est limitée dans le cas où: (1) le changement de viscosité de part et d'autre de la discontinuité à 660 km est d'au moins un ordre de grandeur et également (2) lorsque la durée du phénomène observé est limitée (équivalent à quelques dizaines de millions d'années dans la nature). Des modèles basés sur l'observation

des longueurs d'onde du géoïde (Hager, 1984; Hager et Richards, 1989; King et Hager, 1994) ainsi que des modèles prenant en compte le rebond post-glaciaire (Forte et Mitrovica, 1996; Mitrovica et Forte, 1997) suggèrent une augmentation de la viscosité entre le manteau supérieur et le manteau inférieur d'un facteur compris entre 10 et 100, rendant ainsi valide la première condition empêchant la pénétration du slab au travers de la discontinuité à 660 km. De plus, dans nos expériences, nous nous intéressons à des phénomènes dont les durées n'excèdent pas l'équivalent de 50 millions d'années dans la nature, garantissant ainsi la seconde condition.

5.3. Vitesses des plaques et forces agissant sur le processus de subduction

5.3.1. Vitesses des plaques

La vitesse de convergence (V_c) entre deux plaques dans une zone de subduction océanique est définie comme la différence entre la vitesse absolue de la plaque subduite (V_{ps}) et la vitesse absolue de la plaque chevauchante (V_{pc}) (Figure 5.3):

$$V_c = V_{ps} - V_{pc}$$

De son côté, la vitesse de la fosse (V_f) est fonction de la vitesse absolue de la plaque chevauchante (V_{pc}) et de la vitesse de déformation (V_d) de cette même plaque (Figure 5.3). Si l'on fait l'hypothèse que les taux d'accrétion et d'érosion tectonique sont négligeables, la vitesse de la fosse s'exprime selon la formule :

$$V_f = V_{pc} - V_d$$

La vitesse de la fosse est définie comme positive lorsqu'elle est en direction du continent et la vitesse de déformation est positive lorsque la plaque chevauchante est en extension.

Enfin, la vitesse de subduction de la plaque plongeante (V_{sub}) est définie comme la différence entre la vitesse de la plaque plongeante et la vitesse de la fosse :

$$V_{sub} = V_{ps} - V_f$$

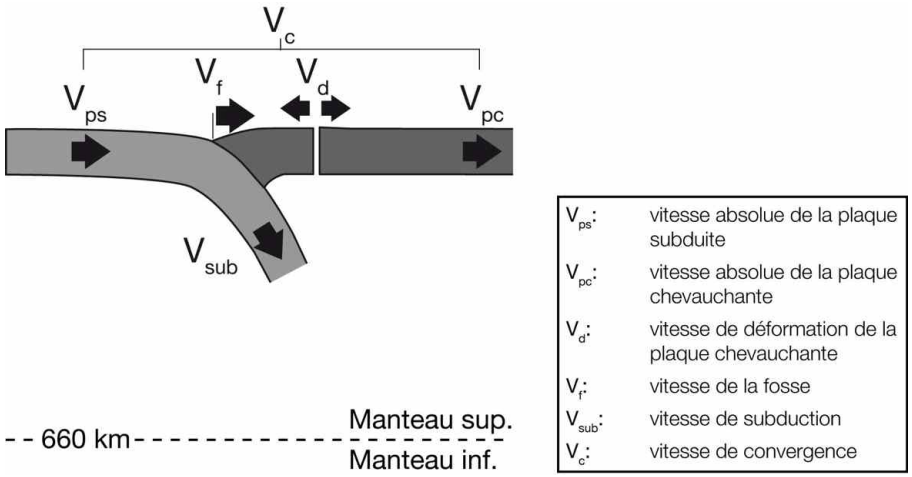


Figure 5.3. Description des vitesses gouvernant le processus de subduction océanique.

5.3.2. Forces agissant sur le processus de subduction

Les zones de subduction sont des régions complexes pour lesquelles il est important de faire le bilan des forces physiques agissant sur la dynamique du processus. Il existe deux types de forces qui facilitent ou au contraire rendent plus difficile le mouvement des plaques (Figure 5.4). Une revue de ces différentes forces a déjà été réalisé dans le cas d'une subduction stationnaire (Forsyth et Uyeda, 1975; Chapple et Tullis, 1977; McKenzie, 1977; Davies, 1980; Conrad et Hager, 1999; Funiciello et al., 2003).

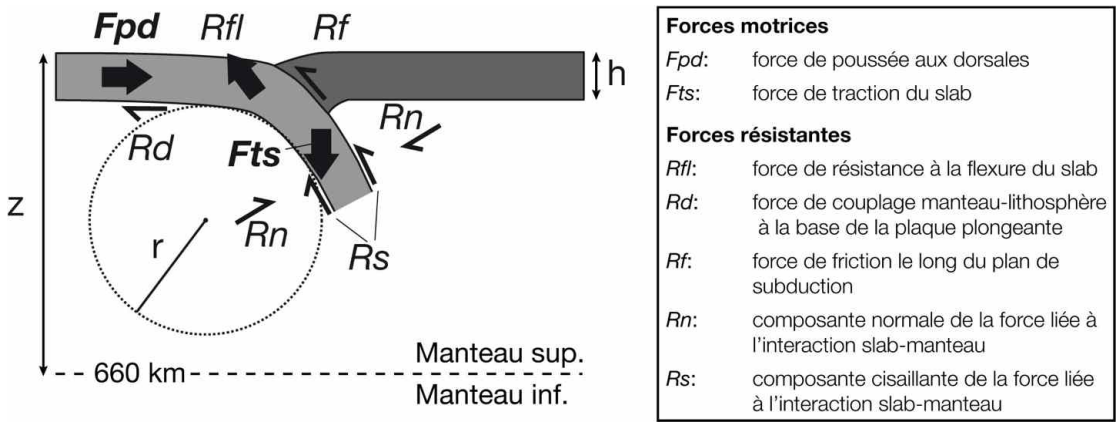


Figure 5.4. Description des forces (motrices et résistantes) gouvernant le processus de subduction océanique.

5.3.2.1. Forces motrices de la subduction

5.3.2.1.1. Force de traction du slab (F_{ts})

Une lithosphère océanique devient de plus en plus dense au fur et à mesure qu'elle devient mature. Au-delà d'un certain seuil, la densité de la lithosphère devient supérieure à celle du manteau asthénosphérique sous-jacent; d'un point de vue gravitationnel, elle devient dès lors instable. Après le développement d'une instabilité initiale, le contraste de densité entre la lithosphère et le manteau asthénosphérique devient le moteur principal du processus de subduction.

La force associée par unité de longueur de fosse, appelée force de traction du slab (F_{ts}), peut être exprimée selon la formule suivante (McKenzie, 1977):

$$F_{ts} = \Delta\varrho g z h$$

où $\Delta\varrho$ est le contraste de masse volumique entre la lithosphère et le manteau asthénosphérique, g l'accélération de la pesanteur, z la profondeur jusqu'à laquelle le slab plonge et h son épaisseur.

Le contraste de densité $\Delta\varrho$ n'est pas constant puisque la masse volumique de la lithosphère plongeante dépend d'une part de son âge mais est également sensible aux transformations minéralogiques qui l'affectent au cours de la subduction (e.g. Vlaar et Wortel, 1976; Turcotte et Schubert, 1982). L'effet conjugué de l'éclogitisation de la lithosphère, et des transitions de phases se produisant principalement à 410 km et 660 km de profondeur, augmentent la force de traction du slab. La somme de la force de traction du slab a été estimée par Turcotte et Schubert (1982) autour de $4{,}9.10^{13}$ $N.m^{-1}$ pour un slab de masse volumique 3300 $kg.m^{-3}$ atteignant une profondeur de 700 km, et considérant d'une part une lithosphère avec un coefficient de dilatation thermique de 3.10^{-5} K^{-1} et une diffusivité thermique de 1 $mm^2.s^{-1}$ et d'autre part une vitesse de subduction de 50 $mm.an^{-1}$, une différence de masse volumique liée au changement de phase de 270 $kg.m^{-3}$ et une pente de la courbe de Clapeyron de 4 $MPa.K^{-1}$.

5.3.2.1.2. Force de poussée aux dorsales (F_{pd})

La perte de masse au cours du processus de subduction nécessite la création de matériel lithosphérique au niveau des dorsales. Le refroidissement de ce matériel depuis les dorsales engendre une force de compression horizontale appelée force de poussée aux dorsales. Le champ de gravité engendre le glissement de la surface de la lithosphère depuis la crête de la dorsale vers le fond du bassin océanique (Turcotte et Schubert, 1982). Cette force est estimée entre 3.10^{12} et 7.10^{12} N.m^{-1} en fonction du modèle de refroidissement (Parsons et Richter, 1980) et évaluée à $3{,}9.10^{12}$ N.m^{-1} par Turcotte et Schubert (1982) en utilisant la formule suivante pour une lithosphère océanique de 100 Ma :

$$F_{pd}=g\varrho_m\alpha_v(T_m-T_0)\left[1+\frac{2}{\pi}\frac{\varrho_m\alpha_v(T_m-T_0)}{\varrho_m-\varrho_w}\right]\varkappa t$$

où ϱ_m est la masse volumique du manteau (=3300 kg.m^{-3}), ϱ_w la masse volumique de l'eau (=1000 kg.m^{-3}), α_v le coefficient de dilatation thermique (= 3.10^{-5} K^{-1}), (T_m-T_0) la différence de température entre la base et le sommet de la lithosphère (=1200 K), $\varkappa$ la diffusivité thermique de la lithosphère (= 1 mm^2.s^{-1}) et t l'âge du plancher océanique. Cette force est donc inférieure d'un ordre de grandeur à la force de traction du slab.

5.3.2.2. Forces résistant à la subduction

Les forces s'opposant aux mouvements des plaques résultent principalement de la difficulté pour la lithosphère à se déformer et de l'interaction entre la lithosphère et le manteau asthénosphérique (Figure 5.4). Les quatre principales forces sont : (1) la force nécessaire à la flexure de la lithosphère au niveau de la fosse (R_{fl}), (2) la force de couplage entre la lithosphère et le manteau à la base de la lithosphère en subduction (R_d), (3) la force de friction au niveau du plan de subduction (R_f), et (4) la force liée à l'interaction slab-manteau (R_n et R_s) (Forsyth et Uyeda, 1975; Chapple et Tullis, 1977; McKenzie, 1977; Davies, 1980; Conrad et Hager, 1999; Funiciello et al., 2003).

5.3.2.2.1. Force de résistance à la flexure (R_{fl})

La force nécessaire à courber la lithosphère plongeante au niveau de la fosse de subduction est une force résistante majeure, probablement la plus importante lorsque la subduction est mature (McKenzie, 1977; Houseman et Gubbins, 1997; Becker et al., 1999; Conrad et Hager, 1999). L'ordre de grandeur de cette force a été évalué en utilisant la théorie de la courbure d'une plaque visqueuse d'épaisseur h, développée par Turcotte et Schubert (1982). Dans ce cas, la force R_{fl} s'exprime selon la formule (Funiciello et al., 2003) :

$$R_{fl} \approx uh^3\eta_l/r^3$$

où u est la vitesse de subduction, h l'épaisseur de la lithosphère, η_l sa viscosité et r son rayon de courbure. Cette force dissiperait 60% de l'énergie potentielle liée à l'entraînement du slab en profondeur (Conrad et Hager, 1999).

5.3.2.2.2. Force de couplage lithosphère/manteau asthénosphérique à la base de la lithosphère (R_d)

La résistance visqueuse du manteau à la base de la lithosphère est dépendante de la longueur et de la vitesse de subduction de la lithosphère plongeante mais également de la viscosité du manteau asthénosphérique (Forsyth et Uyeda, 1975). Ce terme n'est négligeable devant la force de résistance à la flexure de la lithosphère (R_{fl}) que quand la longueur de la plaque plongeante non subductée est dix fois moins grande que sa largeur (Funiciello et al., 2004).

5.3.2.2.3. Force de friction sur le plan de subduction(R_f)

La force de résistance au glissement sur le plan de subduction est considérée comme le principal frein à l'initiation de la subduction (McKenzie, 1977; Mueller et Philipps, 1991; Ericksson et Arkani-Hamed, 1993). La valeur de contrainte liée à la friction sur le plan doit être comprise entre 15 et 30 MPa pour rendre compte de la topographie dynamique observée au niveau de la fosse (Zhong et Gurnis, 1994), en accord avec les valeurs obtenues par

Tichelaar et Ruff (1993) dans un modèle de chauffage par friction. Cette force dissiperait 10% de l'énergie potentielle liée à l'entraînement du slab en profondeur (Conrad et Hager, 1999).

5.3.2.2.4. Force liée à l'interaction slab/manteau asthénosphérique (R_n et R_s)

Cette force résulte de la résistance visqueuse exercée par le manteau déplacé sur le slab et peut être décomposée en une composante normale (R_n) et une composante cisaillante (R_s). Dans le cas d'une subduction stationnaire avec un slab de pendage constant, cette force peut être exprimée en terme de théorie de "corner flow" (Turcotte et Schubert, 1982; Dvorkin et al., 1993). La force de résistance cisaillante est proportionnelle à la viscosité du manteau, et par conséquent cette force augmente au niveau du manteau inférieur où la viscosité augmente d'au moins un ordre de magnitude (Hager, 1984; Hager et Richards, 1989; King et Hager, 1994; Forte et Mitrovica, 1996; Mitrovica et Forte, 1997). Conrad et Hager (1999) estiment que cette force dissipe environ 30% de l'énergie potentielle du slab descendant.

5.4. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: insights from analogue modelling

Benjamin Guillaume[1], Joseph Martinod[1], and Nicolas Espurt[2]

[1] Université de Toulouse; UPS (SVT-OMP); LMTG; 14, Avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France.

[2] Université de Toulouse; UPS (SVT-OMP); LMTG; 14, Avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France. Now at CEREGE-CNRS-Université Aix-Marseille III, Plateau de l'Arbois, BP80, 13545, Aix-en-Provence, France.

Article publié dans la revue *Tectonophysics*

Résumé en français

Des modèles analogiques reproduisant la subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale sont présentés ci-après. La vitesse de convergence entre les deux plaques dans ces modèles est imposée, définissant ce que nous désignons une subduction forcée (Figure 5.5). Dans les sections suivantes, un certain nombre de termes sont utilisés, qu'il est nécessaire de définir au préalable. Lorsque la convergence entre les deux plaques n'est pas imposée par les conditions aux limites mais qu'elle résulte simplement du processus de subduction en lui-même, on parle alors de subduction libre (Figure 5.5). Lorsque dans ces expériences de subduction libre, la plaque plongeante a une vitesse absolue nulle, la subduction est dite fixe (Figure 5.5).

Lorsque la subduction est libre, elle suit trois étapes, et ce, quels que soient la largeur, l'épaisseur, la densité et la viscosité de la plaque plongeante (Funiciello et al., 2003) (Figure 5.6) :

- une phase d'initiation au cours de laquelle le slab pénètre au sein du manteau asthénosphérique;
- une phase de transition au moment où l'extrémité du slab interagit avec la discontinuité entre manteau supérieur et manteau inférieur;

- une dernière phase au cours de laquelle le processus est stationnaire, i.e. que la géométrie du slab et la vitesse de retrait du slab ne varient plus. Lorsque l'état stationnaire est atteint, la subduction est dite stationnaire (Figure 5.6).

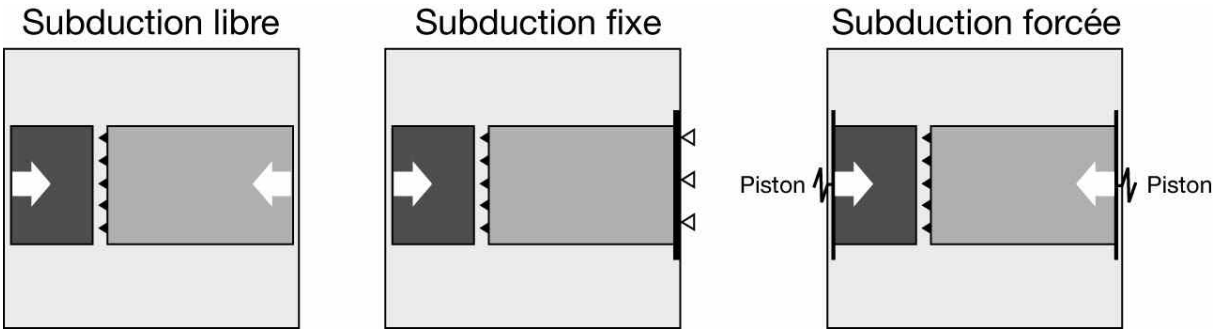


Figure 5.5. Vue de dessus des différents types de subduction modélisés. Pour une subduction libre, la vitesse de convergence n'est pas imposée par les conditions aux limites. Pour une subduction fixe, la plaque plongeante a une vitesse nulle car elle est fixée aux bords de la boîte. Pour une subduction forcée, la vitesse de convergence est imposée à l'aide de pistons poussant la plaque plongeante et/ou la plaque chevauchante.

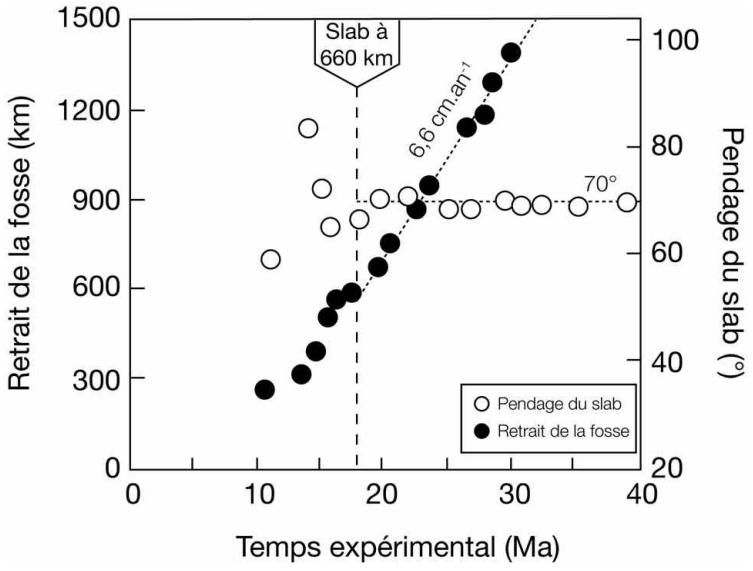


Figure 5.6. Quantité de retrait de la fosse (cercles noirs) et pendage du slab (cercles blancs) vs. temps pour le modèle C1 de Funiciello et al. (2003). Après l'équivalent de 18 Ma, i.e. le moment où le slab interagit avec la discontinuité manteau supérieur/manteau inférieur, la subduction devient stationnaire. Le retrait de la fosse se stabilise autour d'une vitesse de 6,6 cm.an^{-1} et le pendage du slab autour d'une valeur de 70°.

La subduction forcée d'une plaque océanique sous un continent fixe n'est jamais stationnaire, et ce quel que soit la vitesse appliquée à la plaque océanique. En effet, après que l'extrémité du slab ait interagi avec la discontinuité à 660 km, le slab alterne des périodes où son pendage diminue et des périodes où au contraire il augmente. Les conditions aux limites de nos modèles imposent une position quasi-fixe à la fosse, qui résulte en un empilement du slab à la discontinuité manteau supérieur/manteau inférieur.

L'étude détaillée de la déformation de la plaque chevauchante montre que le régime tectonique observé au sein de cette dernière est fortement influencé à la fois par le fait que le slab est ancré à l'interface manteau supérieur/manteau inférieur, et également par les variations de pendage du slab. Ainsi, les périodes de diminution du pendage du slab correspondent à un raccourcissement important de la plaque supérieure alors qu'au contraire l'augmentation du pendage du slab favorise une diminution du raccourcissement voire même la mise en place d'un régime extensif.

Le résultat majeur de cette étude est que, malgré des conditions aux limites ne variant pas au cours du temps, la déformation de la plaque chevauchante montre une alternance de phases de raccourcissement important et de phases de quiétude associées respectivement à une diminution et une augmentation du pendage du slab. Ceci pourrait expliquer la grande variabilité des géométries de slab observées à l'heure actuelle au niveau des zones de subduction mondiales.

Tectonophysics 463 (2009) 167–174

Contents lists available at ScienceDirect

Tectonophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/tecto

Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling

Benjamin Guillaume *, Joseph Martinod, Nicolas Espurt [1]

Université de Toulouse; UPS (SVT-OMP); LMTG; 14, Avenue Édouard Belin, F-31400 Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 23 April 2008
Received in revised form 22 September 2008
Accepted 30 September 2008
Available online 11 October 2008

Keywords:
Analogue models
Subduction
Slab dip
Tectonics

ABSTRACT

We present small-scale laboratory models of oceanic subduction in which plates motion is imposed by lateral boundary conditions. The oceanic plate moves trenchward at constant speed and subducts below a fixed overriding plate. In this configuration, the long-term process of subduction is not steady-state. Slab 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. The overriding plate tectonic regime is influenced by the dynamics of subduction, slab anchoring favouring trench perpendicular shortening. When the slab is anchored, slab flattening further favours shortening, while slab steepening favours extension or smaller shortening rates. Non-steady-state long-term subduction may explain part of the variability of slab geometries evidenced by statistical analyses of present-day subduction zones. Experiments suggest that, despite boundary conditions applied on the converging plates do not change, tectonics pulses within the overriding plate may be caused by this non-steady-state behaviour.

© 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Observation of present-day oceanic subduction zones evidences that both slab dip and upper plate stress regime are correlated with the absolute motion of the overriding lithosphere (Jarrard, 1986; Lallemand et al., 2005). Shallow dip and overriding plate compression are generally observed when the overriding plate absolute motion is trenchward oriented, while steep slab dip and back-arc extension are observed when the upper plate moves the opposite direction. However, the statistical analysis of present-day subduction zones presented in Lallemand et al. (2005) shows that the relationship linking upper plate absolute velocity and dip of the slab is not straightforward. The correlation coefficient R between the dip of the slab at depths greater than 125 km and the upper plate velocity is only 0.26 when considering all "non-perturbed subduction zones" (i.e. far from collision zones, ridge or plateau subduction) and only 0.39 if slabs segments close to lateral slab edges are not taken into account. Correlation is much stronger (R=0.75) for slabs that pass through the 660 km-deep discontinuity, suggesting that the relationship between overriding plate motion, slab dip and overriding plate deformation results from slab anchoring within the lower mantle (Heuret et al., 2007). Anyway, a large dispersion is still observed for anchored slabs, and for instance their dip below overriding plates with minor absolute motion (<2 cm yr^{-1}) varies between 40 and 75°.

Of course, many parameters involved in the dynamics of subduction influence both the geometry of the subduction zone and the overriding plate tectonic regime, explaining the variability evidenced by statistical analyses of present-day subduction zones. Different lateral widths of subduction zones, slab buoyancies, interplate friction, etc… explain differences between subduction zones whose overriding plates have similar trenchward absolute velocities (e.g. Lamb and Davis, 2003; Schellart et al., 2007). Moreover, geological data and models both show that slab dips evolve through time at rates comparable to, or even larger than those of plates' motions.

Since data evidence the effect of the overriding plate motion on the geometry of the slab, physical experiments modelling subduction should take into account the upper plate effect to explain the dynamics of this process. In fact, the relationship between overriding plate motion and slab dip has been observed in analogue experiments (Griffiths et al., 1995; Guillou-Frottier et al., 1995; Heuret et al., 2007) and numerical models (Christensen, 1996; Olbertz et al., 1997). All models confirm that the dip of the slab diminishes when the upper plate moves trenchward. Heuret et al. (2007) also observe in analogue experiments that the shortening of the overriding plate increases when the upper plate moves trenchward. In this paper, we present analogue experiments showing that, if plates kinematics is constrained by external far field boundary conditions, it affects the process of subduction such as subduction is not steady-state following slab anchoring in the lower mantle. The dip of the slab is highly variable during experiments despite the overriding plate motion is

* Corresponding author.
E-mail address: bguillau@lmtg.obs-mip.fr (B. Guillaume).
[1] Now at CEREGE-CNRS-Université Aix-Marseille III, Plateau de l'Arbois, BP80, F-13545, Aix-en-Provence, France.

0040-1951/$ – see front matter © 2008 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.tecto.2008.09.043

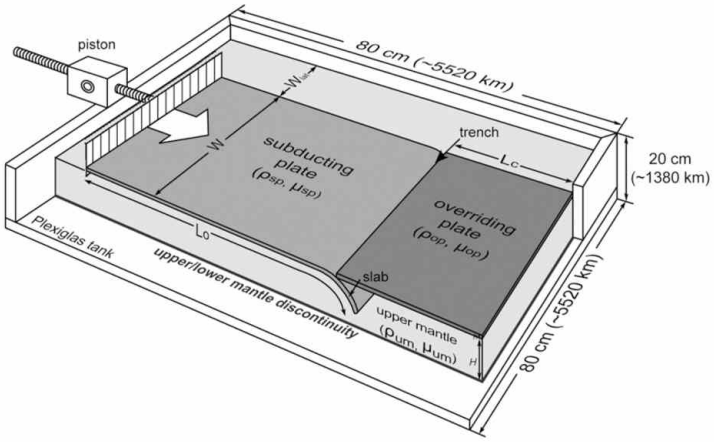


Fig. 1. 3-D view of the experimental set-up. Silicone layers modelling the subducting oceanic lithosphere and the overriding continental lithosphere initially float above the dense syrup modelling the upper mantle. The bottom of the Plexiglas tank simulates the high-gradient viscosity increase at the lower mantle–upper mantle boundary. The oceanic subducting plate is pushed at a constant speed by a piston.

maintained constant, and this variability may partly explain the dispersion of slab dips observed in nature. In experiments, temporal variations in slab dip result in variable stress regime within the overriding plate.

2. Experimental set-up

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), Schellart (2005) and Heuret et al. (2007) (Fig. 1). 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). The viscosity of the glucose syrup has been measured using the Stokes law for a solid ball falling at constant speed. The uncertainty due to the measurement error reaches values of ±10%. The viscosity of silicones has been measured using a concentric cylinder viscometer. The precision of this method is ±5%. 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.

The viscosity ratio between the subducting plate and the upper mantle used in our experimental set varies between 6×10^3 and 1.5×10^4 (Table 2). This value has been commonly used to study the dynamics of subduction (e.g. Martinod et al., 2005). Different studies, however, including the geoid analysis (Hager 1984; Hager, 1991; Moresi and Gurnis, 1996; Zhong and Davies, 1999), dynamic topography of the overriding plate (Billen et al., 2003), stress orientation and distribution of earthquakes with depth (Vassiliou et al., 1984; Tao and O'Connell, 1993), or the dissipation of energy by plate bending at subduction zones (Buffett and Rowley, 2006), suggest a smaller viscosity ratio between slabs and upper mantle. Funiciello et al. (2008) and Schellart (2008) propose a ratio ranging between 150 and 500. The choice of a high viscosity ratio in our experiments has been done in order to approach the analytical conditions of Ribe (2003) in which the falling sheet is surrounded by an environment of null viscosity. Although future experiments will be necessary to explore the effects of lower viscosity ratios on variations of slab dip, the fact that the advancing and retreating modes of subduction are observed in laboratory experiments by Funiciello et al. (2008) for viscosity ratios varying between 10^2 and 10^4 suggests that the phenomenon described below is general and not restricted to a small range of viscosity ratios.

Silicone plates are initially deposited above the glucose syrup in the centre of a Plexiglas tank ($80\times80\times20$ cm^3). 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). We thus consider that displacements within the box represent motions with

Table 1
Scaling of parameters in nature and in laboratory for the reference model

	Parameters		Nature	Reference model
g	Gravitational accelaration	m s^{-2}	9.81	9.81
Thickness				
h_{sp}	Subducting oceanic plate	m	90,000	0.013
h_{op}	Overriding continental plate		90,000	0.013
H	Upper mantle		660,000	0.097
	Scale factor for length		$L_{model}/L_{nature}\approx1.45\times10^{-7}$	
Bouyancy				
$\varrho_{um}-\varrho_{sp}$	Subducting oceanic plate	kg m^{-3}	−77 (50 Myr-old plate)	−76
$\varrho_{um}-\varrho_{op}$	Overriding continental plate		76	100
	Bouyancy scale factor		$\Delta\varrho_{model}/\Delta\varrho$nature ~ 1	
Viscosity				
η_{sp}	Subducting oceanic plate	Pa s	$\sim10^{24}$	5×10^5 (±5%)
η_{op}	Overriding continental plate		$\sim6\times10^{23}$	2.9×10^5 (±5%)
η_{um}	Upper mantle		$\sim10^{20}$	82 (±10%)
η_{lm}	Lower mantle		$\sim10^{22}$	∞
	Sale factor for viscosity		$\eta_{model}/\eta_{nature}\approx5\times10^{-19}$	
Characteristic time				
t	$(t_{nature}/t_{model})=((\Delta\varrho gh)_{model}/(\Delta\varrho gh)_{nature}\cdot(\eta_{nature}/\eta_{model}))$	s	3.16×10^{13} (1 Myr)	109
	Time scale factor		$t_{model}/t_{nature}=3.5\times10^{-12}$	
Characteristic velocity				
U	$(U_{model}/U_{nature})=(t_{nature}\cdot L_{model})/(t_{model}/L_{nature})$	m s^{-1}	4.06×10^{-9} (12.8 cm yr^{-1})	1.70×10^{-4} (0.17 mm s^{-1})
Π	$\Pi=((\Delta\varrho gH^4)/(\eta U_0h^2))^{1/4}$		1.44	1.46

Table 2
Experimental parameters

Experiments			1	2	3	4	5	6	7	8
Width of the plates (W)		mm	300	300	400	400	400	305	305	305
Thickness of silicone plates (h)		mm	13	13	13	10.5	11	13	13	13
Thickness of glucose syrup (H)		mm	97	97	87	87	92	97	97	97
Subducting plate	Length (L_0)	mm	520	520	590	600	580	300	300	300
	Bouyancy	kg m^{-3}	−76	−76	−80	−80	−80	−76	−18	−18
	Viscosity	10^5 Pa s	5.0	5.0	3.2	3.2	3.2	2.9	3.0	3.0
Overriding plate	Length (L_0)	mm	210	210	190	170	100	200	190	240
	Bouyancy	kg m^{-3}	100	100	33	33	33	102	102	102
	Viscosity	10^5 Pa s	3.0	3.0	2.0	2.0	2.0	1.2	1.2	1.2
Glucose syrup	Viscosity	Pa s	82	82	40	40	40	20	20	20
Piston velocity		mm s^{-1}	0.17	0.33	0.16	0.12	0.09	0.33	0.33	0.33
		cm yr^{-1}	*12.8*	*24.4*	*8.9*	*6.7*	*4.5*	*14.2*	*61.8*	*61.8*
Π		–	1.46	1.24	1.68	1.81	2.00	1.42	0.98	0.98
T'		–	3.52	5.10	4.91	3.56	3.80	2.63	3.71	3.81

See Fig. 1 for the description of H, h, W, Lo and Lc. Scaled piston velocities are obtained considering a subducting plate with a negative buoyancy of 77 kg m^{-3} and a viscosity of 10^{24} Pa s (parameters used in Table 1 for the reference model). The very high velocities obtained for models 7 and 8 result from the low negative buoyancy used in these experiments (−18 kg m^{-3}). These models may alternatively represent the subduction of a −18 kg m^{-3} buoyant plate pushed trenchward at 14.5 cm yr^{-1}. The viscosity of silicones modelling plates is measured with an error of ±5%, and the viscosity of the glucose syrup modelling the upper mantle with an error of ±10%.

respect to the hot spot reference frame. To minimize lateral boundary effects, plates width (W) is much smaller than that of the Plexiglas tank (see Fig. 1). 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 surrounding upper mantle. Similar analogue experiments with a low viscosity channel between the two lithospheric plates have already been described in Heuret et al. (2007) and Espurt et al. (2008). In experiments, the weak zone has a triangular shape, the distance between plates being about 16 mm (corresponding to 110 km in nature) at the surface, and smaller than 1 mm (~7 km) at the base of the overriding lithosphere (90 km-depth).

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. Considering the imposed scale ratio for length, gravity, viscosity and density (Table 1), an experimental velocity of 0.13 mm s^{-1} corresponds to 10 cm yr^{-1} in nature for the reference model. The overriding plate is fixed within the box, simulating a plate whose absolute velocity in the hot spot reference frame is zero. Models are monitored using lateral and top views photos. Overriding plate deformation perpendicular to the trench is measured in the centre of the plate during experiment, and we calculate the corresponding strain rate.

3. Experimental results

3.1. Reference experiment

Table 2 gives the experimental parameters of 8 models simulating the subduction of an oceanic plate below a fixed continent (experimental set-up shown in Fig. 1). Fig. 2 shows the evolution of experiment 1, in which the piston pushes the 52 cm-long oceanic plate at 0.17 mm s^{-1} below the overriding plate. This experiment models the subduction of a 3600 km-long oceanic plate at a velocity of 12.8 cm yr^{-1} (see Table 1 for the scaling of experiments). After an equivalent of 3.5 Ma (380 s 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 6.4 Ma, 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. 3a). After 14.7 Ma, the slab begins to steepen

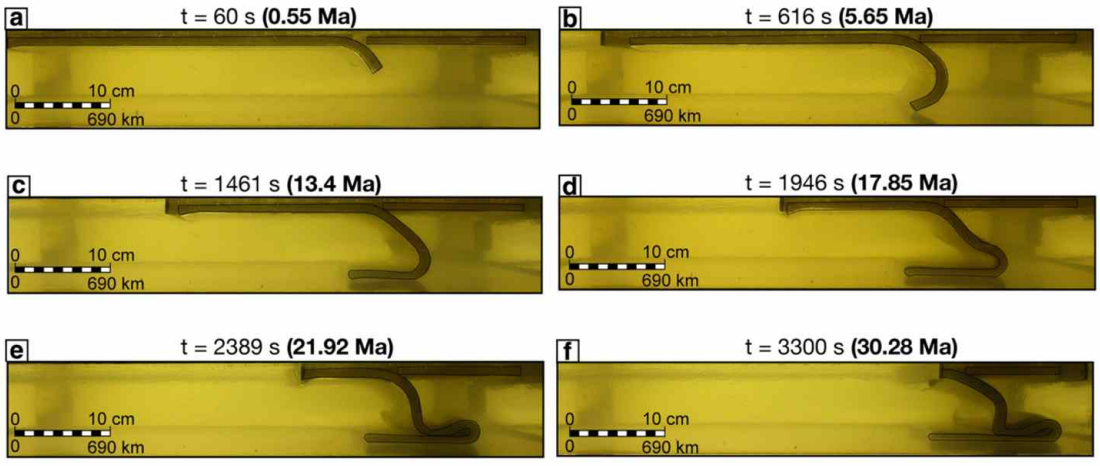


Fig. 2. Lateral views of the reference model. (a) after 60 s (0.55 Ma), the slab enters the upper mantle; between (b) 616 s (5.65 Ma) and (c) 1461 s (13.4 Ma), the slab flattens (d) at 1946 s (17.8 Ma) and (e) at 2389 s (21.9 Ma), the slab steepens and its dip increases; (f) at 3300 s (30.3 Ma), the slab flattens again and a new fold appears, resulting in the decrease of the slab dip.

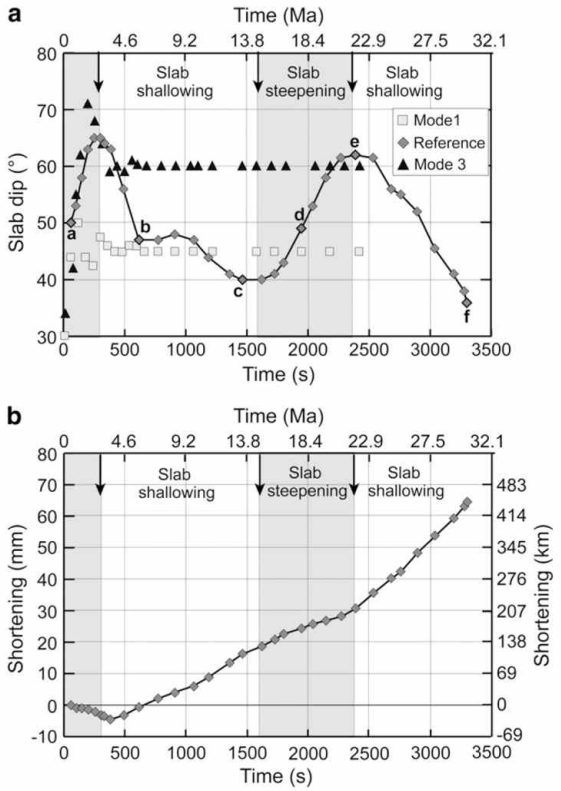


Fig. 3. (a) Dip of the slab vs. time in the reference model (non steady-state subduction, grey diamonds), in steady-state retreating trench (light grey squares) and advancing trench (black triangles) models. Dips are measured at a depth of three centimetres in experiments, corresponding to about 200 km in nature. Bold diamonds refer to the pictures of Fig. 2. Black arrows indicate periods of slab steepening and slab shallowing in the reference model. (b) 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.

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 ~22 Ma. Following this, the slab flattens again below the overriding plate. The experiment finishes when the entire oceanic plate has been subducted.

Overriding plate shortening changes depending on the slab evolution at depth (Figs. 3b and 4). Before slab interaction with the bottom of the box, the overriding plate is stretching perpendicular to the trench. Although this extension partly results from spreading of the buoyant silicone plate above the dense syrup solution, the plate is essentially stretching trench-perpendicular, which shows that the subduction zone is pulling the overriding plate trenchward. Following slab interaction with the bottom of the box, the overriding plate shortens. Fig. 3b shows that trench-perpendicular shortening rate is larger when the slab flattens than during slab steepening. The shortening velocity is 1.4 and 1 cm yr^{-1}, and the corresponding strain rate 3.0×10^{-16} and 2.49×10^{-16} s^{-1}, during slab shallowing and slab steepening, respectively. The shortening rate is larger during the second episode of slab flattening than during the first one. Trench-perpendicular overriding plate deformation is homogeneous laterally, except some boundary effects limited to a ~140 km-large band 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 140 km close to the trench (Fig. 4). 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.

3.2. Analysis of the experimental set

All other models show a similar evolution, beginning with 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 during which the slab deposits on the 660 km discontinuity. Funiciello et al. (2003) and Bellahsen et al. (2005) models, however, correspond to subductions in which the motion of the subducting plate is free, and without overriding plate constraining trench motion. In their "free subduction" experiments, the long-term evolution of the subduction process is steady-state.

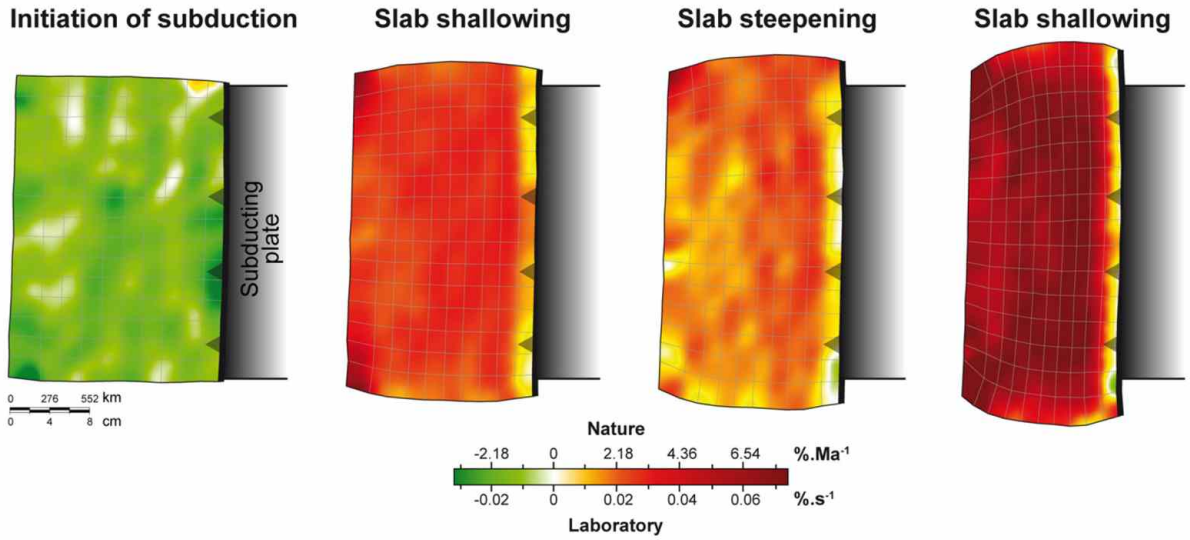


Fig. 4. Trench perpendicular shortening rate of the overriding plate during each episode of the subduction process for the reference model. Shortening is homogeneous at the scale of the plate except for the first 2 cm (equivalent to ~140 km in nature) close to the trench where shortening is reduced. Extension is only observed during subduction initiation. Shortening rate decreases during slab steepening.

Similar experiments performed with a free overriding plate also result in steady-state long-term subduction (Espurt et al., 2008). 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. In these models, the long-term process of subduction never reaches any steady-state regime, but it oscillates between "flattening" and "steepening" episodes (Figs. 2 and 3a). Such non steady-state long-term behaviour of the subduction process has already been obtained by Schellart (2005), in models where the subducting plate is pushed and without overriding plate (see discussion below).

Fig. 5 presents characteristic parameters describing the evolution of subduction in the eight experiments. Fig. 5a reports the dimensionless number $T' = T \cdot U_0/H$ where T is the duration of the slab shallowing and slab steepening period, H the mantle thickness and U_0 the velocity of subduction, corresponding to the normalized duration of slab flattening and slab steepening periods. T' does not vary depending on the convergence velocity, which means that the faster the convergence velocity, the shorter the duration of slab flattening. The length of slab subducted during slab flattening varies between 1035 and 2070 km. The duration of the slab steepening period is smaller than that of slab shallowing.

Fig. 5b and c present the overriding plate shortening rate and the evolution of the dip of the slab, respectively. The dip of the slab progressively increases during the initiation of subduction, before the slab touches the bottom of the box. We do not report its value which is highly variable depending on the initiation of the subduction process. In contrast, the evolution of the dip of the slab during the long-term process of subduction is reproducible. Fig. 5c indicates the dip measured in experiments at the end of slab flattening, at a depth of 30 mm in experiment, corresponding to ~200 km in nature. It varies between 29 and 40°. Slab dip is minimum for lighter slabs and rapid subduction velocities. The dip of the slab following slab steepening varies between 51 and 67°.

Fig. 5b also shows that despite the convergence velocity is maintained constant during experiments, the trench-perpendicular upper plate shortening depends on the dynamics of the slab. Shortening rate is moderate or negative during subduction initiation, it suddenly increases when the slab interacts with the base of the box. Afterwards, during the long-term subduction, the overriding plate

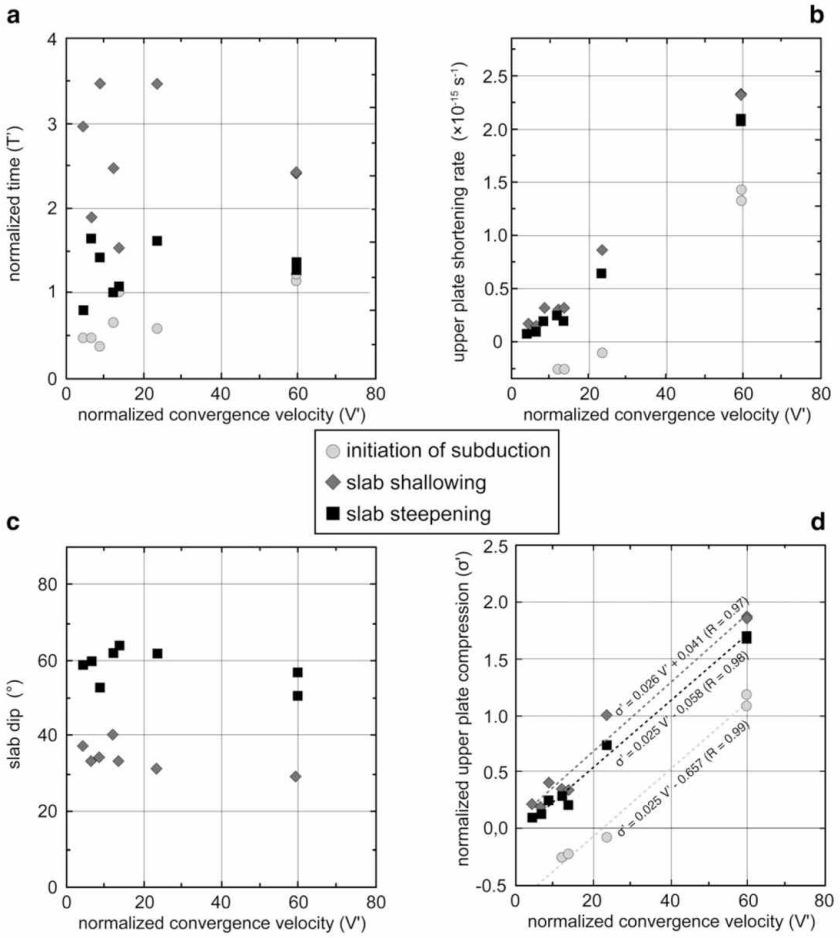


Fig. 5. Plot of (a) the normalized duration of the three episodes (initiation, slab shallowing, slab steepening), (b) the upper plate shortening rate during these three periods, (c) the dip of the slab, and (d) the normalized upper plate compression (σ') versus normalized convergence velocity (V') for the eight models. Circles, diamonds and squares correspond to the initiation of subduction, slab shallowing and slab steepening periods, respectively.

shortening rate is always smaller during slab steepening than during slab shallowing.

4. Discussion

4.1. Variations of the slab dip during subduction

Experiments presented above model a process of subduction in which the convergence velocity is imposed by lateral boundary conditions ("forced subduction"). Following subduction initiation, the long-term process of subduction is never steady-state in this experimental set. Periods during which the dip of the upper part of the slab diminishes and the slab advances at depth below the overriding plate alternate with periods of slab roll-back.

This result differs from that obtained by Bellahsen et al. (2005) in models having similar characteristics except that the subducting plate motion is free, and that there is no overriding plate constraining trench motion. In Bellahsen et al. (2005) experiments, the long-term process of subduction is steady-state. In their "free subduction" experiments, depending on thickness, width, viscosity, and buoyancy of the plate, the steady-state long-term subduction process is characterized by an "advancing" (mode 3) or "retreating" (mode 1) trench motion. 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 lower slab dip and slow subducting plate absolute velocity. We report in Fig. 3a the evolution of the dip of the slab measured in two free subduction experiments performed with experimental parameters close to those adopted here. In these experiments, the dip of the slab stabilizes following the initial period of subduction. The dip of the slab observed in retreating trench and advancing trench experiments is close to that observed in "forced subduction" experiments following slab shallowing and slab steepening, respectively (Fig. 3a).

Schellart (2005) presents experiments in which the absolute motion of the subducting plate is imposed by the motion of a piston but without any overriding plate to constrain the motion of the trench. For intermediate absolute velocities of the subducting plate, he obtains non steady-state long-term subduction, the slab alternating periods of dip increase and dip decrease, reflecting its piling geometry at depth. To the contrary, when absolute velocities are high or close to zero, the long-term evolution of the subduction is steady-state. The subduction displays an advancing trench mode (similar to the mode 3 of Bellahsen et al., 2005) for rapid absolute subducting plate motion and a retreating trench mode (similar to the mode 1 of Bellahsen et al., 2005) for slow absolute motion.

In our experiments, the long-term subduction is never steady-state. Here, the subduction is constrained both by the applied subducting plate absolute velocity and by the stable overriding plate. In these conditions, trench motion is only possible if the overriding plate deforms. However, overriding plate deformation is slow and thus, trench velocity is small if compared to the velocity of subduction. In these experiments, periods during which the slab deposits upside down on the bottom of the box alternate with periods during which the slab deposits the right way round, as in the advancing trench and retreating trench mode of Bellahsen et al. (2005), respectively. In that sense, slab shallowing and slab steepening correspond to the advancing and retreating trench mode, respectively. Slab shallowing switches to slab steepening when the dip of the slab is approximately that observed in free subduction retreating trench experiments. Similarly, periods of slab steepening end when the dip of the slab is that observed in free subduction advancing trench experiments (Fig. 3a).

Thus, the presence of a fixed overriding plate is not a necessary condition to obtain continuous slab dip variations but it implies necessarily that the long-term evolution of the subduction is not steady-state.

4.2. Mechanical analysis of slab folding

Characteristics of slab folding following interaction with the 660 km discontinuity can be analysed using Ribe (2003) results. This author 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).

$$\Pi = \left(\Delta\rho g H^4/\eta U_0 h^2\right)^{1/4}$$

where $\Delta\rho g$ is the sheet buoyancy, H the distance between the trench and the rigid basal interface, η 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 models presented above, the parameter Π varies between 0.98 and 2 (Table 2). 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. Hence, extrapolation of these experiments to natural subduction zones should be considered carefully. Subduction being primarily driven by the pull resulting from the negative slab buoyancy, slab folding above the 660 km discontinuity may often occur in the free-folding regime defined by Ribe (2003). However, in some subduction zones where rapid plates convergence is imposed by far-field boundary conditions, subduction may occur in regimes approaching forced-folding, as evidenced by the existence of slab-push earthquakes at intermediate depths (Lemoine et al., 2002). It is difficult to know precisely the parameter Π for natural subduction zones. For instance, a reasonable estimation for the Nazca subduction zone below Central Andes, using a convergence velocity of 7.8 cm yr^{-1}, a buoyancy of −77 kg m^{-3} for a 80 km thick oceanic plate with a viscosity of 10^{24} Pa s, is ~1.73, i.e. within the range of values reproduced with our experimental set (Table 2).

The periodicity T of folding calculated by Ribe (2003) in its forced folding regime is : $T \sim 1.22\ H/U_0$. For our experimental set, we calculated the dimensionless number $T' = (T \cdot U_0/H)$, (Table 2). The obtained normalized duration is larger than in Ribe (2003) experiments ($T' = 3.8 \pm 0.8$). The normalized duration of slab shallowing T_{sh}' is 2.59±0.69, and that of slab steepening T_{st}' is 1.29±0.3 (Fig. 5a). In natural subduction zones with a 10 cm yr^{-1} convergence velocity, these durations would correspond to 17 and 8.6 Myr-long periods for slab shallowing and slab steepening, respectively.

4.3. Evolution of the trench geometry

Although our models are actually laterally unconstrained, they do not display any evidence of along-trench variations in trench position (Fig. 4). Two reasons may explain why trench curvature does not appear in these experiments: The overriding plate deforming slowly compared to the velocity of subduction, it may constrain the trench geometry and maintain it approximately linear. In fact, Fig. 4 shows that the overriding plate trench-perpendicular shortening is homogeneous in experiments, suggesting that the trench would not curve in the absence of overriding plate. Although models resulting in either convex or concave trench curvature have been obtained by Schellart et al. (2007) for "free" subduction experiments in which the subducting plate only moves in response to the slab pull force, these authors show that for slab widths ranging between ~2000 and ~3000 km, the trench geometry maintains sublinear. Scaled to the natural case, the width of the slab in our experiments varies between 2040 and 3030 km, i.e. within the range of values for which the trench should not curve according to Schellart et al. (2007) results.

4.4. Trench-perpendicular stresses in the overriding plate

In our experiments, the overriding plate tectonic regime is influenced by slab dynamics at depth. To compare experiments, we calculate non-dimensional parameters V' and σ', characterizing the piston velocity and the trench-perpendicular stress within the overriding plate, respectively. $V'=(V_P\eta_{sp})/(\Delta\rho_{sp}gH^2)$, where V_P is the piston velocity, η_{sp} is the subducting plate viscosity, $\Delta\rho_{sp}g$ is the subducting plate buoyancy and H is the mantle thickness in the experiment. $\sigma'=((d\varepsilon_{op}/dt)\eta_{op})/(\Delta\rho_{sp}gH)$, where $d\varepsilon_{op}/dt$ is the trench-perpendicular strain rate within the overriding plate (considered positive for shortening) and η_{op} is the overriding plate viscosity. Fig. 5d shows σ' vs. V' for the eight experiments. Circles present values obtained during the initial period of subduction, before slab interaction with the bottom of the box. Diamonds and squares present values calculated for the long-term subduction, during slab shallowing and slab steepening, respectively.

Here, the overriding plate velocity does not move: we do not study the effect of its velocity on plate shortening, which is beyond the scope of this paper and has been studied in Heuret et al. (2007). This experimental set shows that, all other parameters being unchanged, the overriding plate shortening depends on the imposed convergence velocity: the larger piston velocity, the larger upper plate shortening. Note that the set-up adopted in these experiments restricts this result to subduction zones in which far-field boundary conditions impose the convergence velocity.

Fig. 5d shows that the overriding plate shortening is smaller during slab steepening periods than during slab shallowing. It is much smaller during the initiation of subduction, which suggests slab anchoring favours overriding plate shortening. Fig. 5d shows that σ' increases linearly with V' for subduction initiation, slab shallowing and slab steepening in this experimental set. The linear regression coefficient is similar for the three periods of experiments (~0.025, Fig. 5d), showing that stress differences between subduction initiation, slab shallowing and slab steepening do not depend much on the convergence velocity imposed by the piston in these experiments. The normalized stress difference between slab shallowing and slab steepening is approximately 0.099 for small convergence velocities in our experiments.

It is possible to evaluate the corresponding stress difference in nature using scaling parameters given in Table 1: $\sigma'\ \Delta\rho_{sp}gH \sim 49$ MPa. Applied on a 80 km-thick plate, the corresponding force variation per unit length applied on the overriding plate is $\sim 3.9\times10^{12}$ N m^{-1}. The order of magnitude of this force is, for instance, similar to that applied on surrounding areas by high plateaus such as the Altiplano ($\sim 6\times10^{12}$ N m^{-1}, Froidevaux and Isacks, 1984) or Tibet ($\sim 8\times10^{12}$ N m^{-1}, Molnar et al., 1993).

4.5. Slab dip variations and consequences in Nature: comparison with numerical experiments

Extrapolation of our results to natural subduction zones should be considered with care, since we model in this experimental set-up particular subduction zones in which the velocity of both the overriding and subducting plate are controlled by far-field boundary conditions. In the earth, the slab pull force being the main force driving the subduction process, the absolute velocity of many subducting plates is correlated with the age of the ocean at trench (Carlson et al., 1983), i.e. the convergence velocity is imposed by the subduction process itself. However, boundary conditions may also constrain the convergence velocity, for instance when the subduction zone is narrow and small compared to the size of the plate, i.e. when the slab pull force acting along the subduction zone is small compared to other forces constraining the motion of converging plates. The Hellenic trench, for instance, is only ~700 km-large (~1500 km-large including the Dinarides), and the motion of the oceanic plate subducting below the Aegean depends on the displacements of the entire African plate. An other example is the Andean subduction zone, in which the westward motion of south America is controlled by the far-field stresses that also result in the opening of the Atlantic ocean (Silver et al., 1998).

Recent numerical studies by Clark et al. (2008) investigate the episodicity of the overriding plate deformation during the process of subduction. Their numerical set-up is close to that of the experiments presented above: an oceanic plate subducts below a fixed overriding plate, plates being decoupled by a weak zone. The oceanic plate motion is either free, or imposed by boundary conditions as in our experimental set-up. Clark et al. (2008) also observe in their numerical experiments that the trench motion and the overriding plate deformation regime is not steady-state, whatever the boundary conditions they adopt for the oceanic plate (free or pushed oceanic plate). When the oceanic plate is pushed trenchward, they obtain "hyper-episodic" models, i.e. models in which periods of overriding plate extension alternate with compression. In the experimental set presented above, the trench always advances toward the continent following slab anchoring at depth, probably because the imposed convergence velocity is large, and the lithospheric plates viscosity larger than in Clark et al. (2008) models. Note that the viscosity ratio between plates and the upper mantle is only 200 in Clark et al. (2008) models, i.e. between 30 and 75 times smaller than in our models, suggesting that non-steady-state long-term subduction should be general and not restricted to the small range of viscosity ratio studied in the analogue experiments presented above.

Many examples of subduction zones in which the dip of the slab is changing have been reported analysing the spatial evolution of the volcanic arc. The Cenozoic magmatic arc in southern Central Andes, for instance, is marked by a succession of periods of eastward and westward migrations that have been interpreted to result from changing slab dip (e.g. Stern, 1991; Kay et al., 2005; Ramos and Folguera, 2005; Folguera et al., 2006). Shallowing and steepening slab periods, corresponding to eastward and westward migrations of the magmatic arc, are correlated with shortening and extension in the Cordillera, respectively (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). Their relationship with plates kinematics is not clear; Jordan et al. (2001), for instance, observe a correlation of extension between 36° and 39° S during late Oligocene–early Miocene with an increasing rate of the convergence between the Nazca (Farallon) and South American plates. Alternatively, Charrier et al. (2002) argue for a correspondence of the timing of extensional basins emplacement during Oligocene between 33° and 36° S with a period of decreasing convergence rate. Our experiments suggest that variations of the slab dip and associated alternation of tectonic regime may simply result from a non-steady-state evolution of the process of subduction.

5. Conclusions

We reproduce in laboratory the subduction of an oceanic plate below a fixed overriding plate. In the adopted experimental set-up, plates motion is imposed by lateral boundary conditions, simulating subduction zones in which far-field tectonic forces control plates convergence. In these models, long-term subduction is not steady-state because the fixed upper plate constrains the position of the trench resulting in 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. The dip of the slab at the end of the flattening period is close to that observed in the retreating mode of free subduction experiments (mode 1, Bellahsen et al., 2005) (Fig. 3a). Slab steepening result in slabs whose dip is close to that observed in the advancing mode of free subduction experiments. Models suggest that, in forced subduction settings, slab anchoring favours overriding plate shortening. When the slab is anchored, slab flattening further favours shortening, while slab steepening favours extension or smaller shortening rates. Thus, these experiments suggest that tectonics pulses resulting from the non-steady-state behaviour of the process of subduction may affect the overriding plate despite boundary conditions applied on the subduction zone do not change.

Acknowledgments

This research was supported by the French CNRS-INSU DyETI program "Dynamique et Évolution de la Terre Interne". Analogue experiments have been performed in the "Laboratory of Experimental Tectonics", Dipartimento di Scienze Geologiche, University Roma Tre, Roma, Italy. Authors thank warmly Claudio Faccenna and Francesca Funiciello for their help in Roma and for long and fruitful discussions. They also thank Dave Stegman for a complete and detailed review of a previous version of this paper.

References

Bellahsen, N., Faccenna, C., 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 110. doi:10.1029/2004JB002999.
Billen, M.I., Gurnis, M., Simons, M., 2003. Multiscale dynamics of the Tonga–Kermadec subduction zone. Geophysical Journal International 153, 359–388.
Buffett, B.A., Rowley, D.B., 2006. Plate bending at subduction zones: consequences for the direction of plate motions. Earth and Planetary Science Letters 245, 359–364.
Carlson, R.L., Hilde, T.W.C., Uyeda, S., 1983. The driving mechanisms of plate tectonics: relation to age of the Lithosphere at trenches. Geophysical Research Letters 10 (4), 297–300.
Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., 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 15, 117–139.
Christensen, U.R., 1996. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. Earth and Planetary Science Letters 140, 27–39.
Clark, S.R., Stegman, D., Müller, R.D., 2008. Episodicity in back-arc tectonics regimes. Physics of the Earth and Planetary Interiors. doi:10.1016/j.pepi.2008.04.012.
Davy, P., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer continental Lithosphere. Tectonophysics 188, 1–25.
Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., Brusset, S., 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. Tectonics 27. doi:10.1029/2007TC002175.
Folguera, A., Ramos, V.A., 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 29, 227–240.
Folguera, A., Zapata, T., Ramos, V.A., 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. In: Kay, S.M., et al. (Ed.), 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, 407, pp. 267–285.
Froidevaux, C., Isacks, B., 1984. The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano–Puna segment of the Andes. Earth and Planetary Science Letters 71, 305–314.
Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., Regenauer-Lieb, K., 2003. Dynamics of retreating slabs: 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments. Journal of Geophysical Research 108 (B4). doi:10.1029/2001JB000896.
Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., 2004. Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: insights from laboratory experiments. Geophysical Journal International 157, 1393–1406.
Funiciello, F., Faccenna, C., Heuret, A., Lallemand, S., Di Giuseppe, E., Becker, T.W., 2008. Trench migration, net rotation and slab-mantle coupling. Earth and Planetary Science Letters 271, 233–240.
Griffiths, R.W., Hackney, R.I., van der Hilst, R.D., 1995. A laboratory investigation of effects of trench migration on the descent of subducted slabs. Earth and Planetary Science Letters 133, 1–17.
Guillou-Frottier, L., Buttles, J., Olson, P., 1995. Laboratory experiments on the structure of subducted lithosphere. Earth and Planetary Science Letters 133, 19–34.
Hager, B.H., 1984. Subducted slabs and the geoid: constraints on mantle rheology and flow. Journal of Geophysical Research 89, 6003–6015.
Hager, B.H., 1991. Mantle viscosity: a comparison of models from postglacial rebound and from the geoid, plate driving forces, and advected heat flux. In: Sabadini, R., Lambeck, K., Boschi, E. (Eds.), Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology. Kluwer Academic Publishers, pp. 493–513.
Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., 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 256, 473–483.
Jarrard, R.D., 1986. Relations among subduction parameters. Reviews of Geophysics 24, 217–284.
Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes. Tectonics 20 (3), 308–324.
Kay, S.M., 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. Actas, Congreso Geológico Argentino, No. 15, CD ROM, Archivos Electrónicos, Artículo, 237: El Calafate, 2 p.
Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. Geological Society of America Bulletin 117, 67–88.
Lallemand, S., Heuret, A., Boutelier, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 6 (9). doi:10.1029/2005GC000917.
Lamb, S., Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. Nature 425, 792–797.
Lemoine, A., Madariaga, R., Campos, J., 2002. Slab-pull and slab-push earthquakes in the Mexican, Chilean and Peruvian subduction zones. Physics of the Earth and Planetary Interiors 132 (1), 157–175.
Martinod, J., Funiciello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., Regard, V., 2005. Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. Geophysical Journal International 163, 1137–1150.
Molnar, P., England, P., Martinod, J., 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. Reviews of Geophysics 31, 357–396.
Moresi, L., Gurnis, M., 1996. Constraints on the lateral strength of slabs from three-dimensional dynamic flow models. Earth and Planetary Science Letters 138, 15–28.
Muñoz, J., 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 1, 147–161.
Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., 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 27, 177–203.
Olbertz, D., Wortel, M.J.R., Hansen, U., 1997. Trench migration and subduction zone geometry. Geophysical Research Letters 24 (3), 221–224.
Ramos, V.A., 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. (Ed.), The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252, pp. 15–35.
Ribe, N.M., 2003. Periodic folding of viscous sheets. Physical Review. E, Statistical Physics, Plasmas, Fluids, and Related Interdisciplinary Topics 68, 036305.
Schellart, W.P., 2005. Influence of the subducting plate velocity on the geometry of the slab and migration of the subduction hinge. Earth and Planetary Science Letters 231, 197–219.
Schellart, W.P., 2008. Kinematics and flow patterns in deep mantle and upper mantle subduction models: Influence of the mantle depth and to mantle viscosity ratio. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9 (3). doi:10.1029/2007GC001656.
Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L., May, D., 2007. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. Nature 446, 308–311.
Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation. Science 279, 60–63.
Stern, C., 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. Revista Geológica de Chile 16, 145–162.
Stern, C., 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean Magmas. Geology 19, 78–81.
Tao, W.C., O'Connell, R.J., 1993. Deformation of a weak subducted slab and variation of seismicity with depth. Nature 361, 626–628.
Vassiliou, M.S., Hager, B.H., Raefsky, A., 1984. The distribution of earthquakes with depth and stress in subducting slabs. Journal of Geodynamics 1, 11–28.
Weijermars, R., 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 43, 316–330.
Zhong, S., Davies, G., 1999. Effects of plate and slab viscosities on the geoid. Earth and Planetary Science Letters 170, 487–496.

5.5. Dynamique de la subduction lors d'un changement de largeur du slab

L'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique peut être associée à un changement de largeur du slab au niveau de la fosse de subduction. Dès lors, le matériel mantellique sous-océanique peut migrer vers le coin mantellique sous-continental au travers de la fenêtre qui s'ouvre dans le panneau plongeant. Ce changement de largeur du slab peut se produire dans différents contextes :

(1) suite à la rupture du slab engendrée par l'entrée en subduction de discontinuités lithosphériques en terme de densité, telles que peuvent l'être les failles transformantes ou bien encore les rides asismiques. C'est le processus qui s'est déroulé par exemple en Californie au cours de l'Éocène et dans l'Antarctique ouest (Thorkelson, 1996), ou bien encore au niveau de la zone de subduction Kamchatka-Aléoutiennes (Davaille et Lees, 2004).

(2) suite à la subduction d'une dorsale active dont les différents segments sont sub-parallèles à la direction de la fosse. C'est le cas de la Patagonie depuis les 14 derniers millions d'années (Cande et Leslie, 1986).

La diminution de largeur du slab à la fosse qui accompagne l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique engendre une réorganisation de la circulation mantellique de la zone de subduction. Nous nous sommes attachés à l'étude des conséquences d'un tel phénomène sur la dynamique de la subduction ainsi que sur la déformation de la plaque chevauchante au moyen de modèles analogiques réalisés en laboratoire. Dans un premier temps, les modèles conservent une largeur constante au cours de l'expérience, largeur que nous réduisons ensuite dans les expériences suivantes (Tableau 5.1B). Ceci nous permet d'étudier l'effet de la largeur du slab sur la dynamique de la subduction, et donc l'effet à long terme d'un raccourcissement de la largeur du slab. Dans un second temps, nous réalisons une seconde série de modèles dans lesquels la largeur du slab qui passe en subduction est réduite de 66% au cours de l'expérience (Tableau 5.1C). Cette deuxième série de modèles nous permet ainsi de comprendre les effets transitoires liés à la réduction instantanée de la largeur du slab au niveau de la fosse.

5.5.1. Conséquences à long terme d'un changement de largeur du slab

5.5.1.1. Dispositif expérimental

Nous avons mené une série de huit expériences (Tableau 5.1B et Figure 5.12), dont quatre ont été réalisées par Laurent Husson (DYN 27 à DYN30), pour comprendre comment le processus de subduction évolue lorsque la largeur du slab varie. Pour ce faire, nous avons utilisé deux types de boîtes en Plexiglas de dimensions 80×80×22 cm^3 et 67×57×35 cm^3, remplies par du sirop de glucose de viscosité variable (~1000, 300 ou ~40 Pa.s) et d'une épaisseur comprise entre 9,5 et 11 cm. Sur ce sirop, nous avons placé une plaque de silicone dont l'épaisseur varie entre 1,2 et 1,5 cm. La subduction est soit laissée libre, la plaque n'étant pas fixée aux bords de la boîte (G02, G06), ou au contraire fixe, la vitesse absolue de la plaque en subduction étant nulle (G14, G05). Pour les expériences DYN27, DYN28, DYN29 et DYN30, la subduction est d'abord fixe puis une fois l'état stationnaire atteint et la vitesse de retrait de la fosse correspondante enregistrée, l'arrière de la plaque est détaché, permettant à la plaque plongeante de se déplacer. Ces différentes configurations nous permettent d'observer l'effet de divers paramètres comme la largeur du slab, bien évidemment, mais également le changement de rapport de viscosité entre manteau asthénosphérique et lithosphère, ou bien encore la différence entre subduction libre ou fixe, ou enfin l'effet de l'épaississement de la lithosphère plongeante.

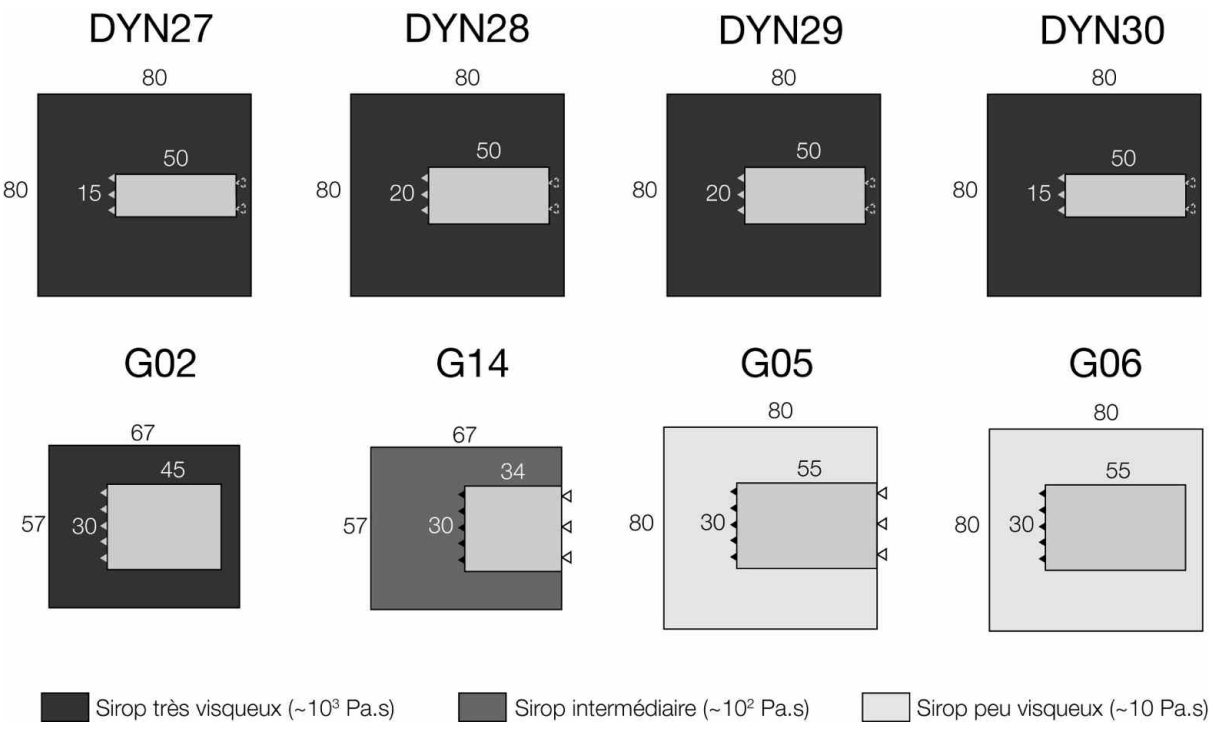


Figure 5.12. Description des modèles réalisés pour des largeurs de slab fixes au cours de l'expérience.

5.5.1.2. Géométrie du slab et cinématique de la subduction

Les expériences G02, DYN29 et DYN30 sont trois expériences pour lesquelles la largeur du slab décroît de 30 cm à 20 cm puis à 15 cm. Les autres paramètres sont gardés constants. En ne nous intéressant qu'à la partie "libre" des modèles DYN29 et DYN30 puisque tel est le type de subduction pour G02, il apparaît que le pendage du slab lorsque l'état stationnaire est atteint diminue en même temps que la largeur du slab diminue (84° pour G02, 70° pour DYN29 et 65° pour DYN30) (Figure 5.13 et Tableau 5.4). L'effet à long terme d'une diminution de la largeur du slab qui entre en subduction est donc une diminution de l'angle du plan de subduction. Cette tendance reflète en fait l'évolution de la vitesse de la fosse. En effet, dans ces trois expériences, la vitesse absolue de la plaque plongeante est quasi-similaire (Tableau 5.4). Dans ce cas, et comme dans nos expériences le slab est "ancré" au fond de la boite simulant la discontinuité à 660 km, plus la fosse recule vite, plus le plan de subduction tend à devenir horizontal alors que lorsque la vitesse de la fosse est quasi-nulle, le slab se verticalise.

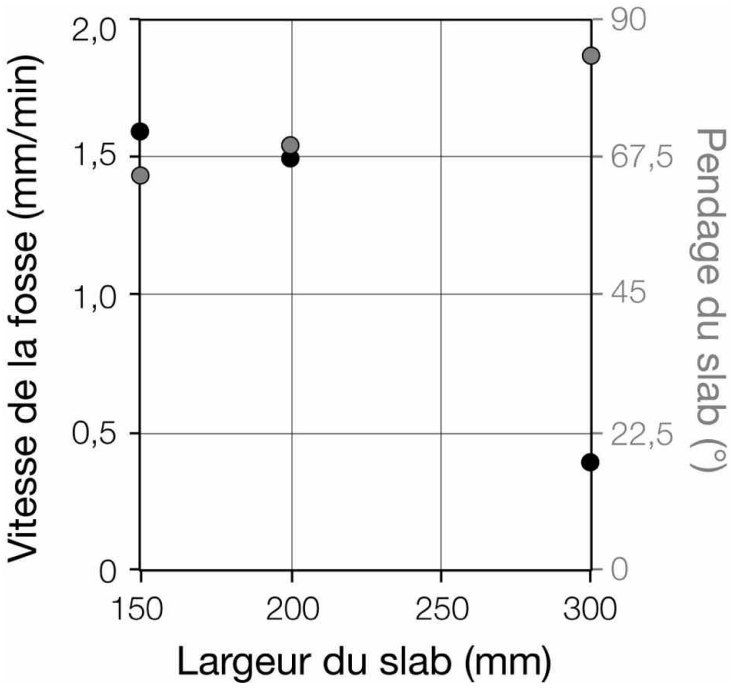


Figure 5.13. Vitesse de retrait de la fosse (en noir) et pendage du slab (en gris) en fonction de la largeur du slab pour une subduction libre. Ces valeurs sont mesurées lorsque la subduction est stationnaire.

Ainsi, si l'on intéresse à la cinématique de la subduction et plus particulièrement au mouvement de la fosse, on observe que plus le slab est large, plus le retrait de la fosse est lent (Figure 5.13 et Tableau 5.4). Comme il a déjà été décrit par Bellahsen et al. (2005) et Funiciello et al. (2003, 2004), le retrait de la fosse engendre une surpression sous le slab qui est compensée par le mouvement des particules du manteau autour des bordures latérales du slab, dans un mouvement torroïdal. Mais plus le slab est large, et plus la distance pour ces particules à parcourir jusqu'aux bordures latérales du slab est grande. En retour, le mouvement de retrait de la fosse en est d'autant plus lent.

		Subduction fixe		Subduction libre		
N° modèle	Largeur du slab (mm)	Pendage du slab (°)	Vitesse de retrait de la fosse ($mm.min^{-1}$)	Pendage du slab (°)	Vitesse de retrait de la fosse ($mm.min^{-1}$)	Vitesse de la plaque plongeante ($mm.min^{-1}$)
DYN27	150	60	2,6	64	1,7	0,5
DYN28	200	58	2,9	65	1,6	0,9
DYN29	200	68	2,4	70	1,5	0,4
DYN30	150	65	2,5	65	1,6	0,3
G02	300			84	0,4	0,2
G14	300	72	1			
G05	300	64	6			
G06	300			58	9	0,9

Tableau 5.4. Pendage, vitesse de retrait de la fosse et vitesse absolue de la plaque plongeante lorsque l'état stationnaire est atteint, pour les modèles de subduction fixe et libre.

5.5.1.3. Influence des conditions aux limites

Lorsque la plaque en subduction devient libre (modèles DYN27 et DYN28), le pendage du slab augmente de 4° dans un cas et de 7° dans l'autre (Tableau 5.4). Pour les modèles DYN29 et DYN30, la plus grande opacité du sirop rend la mesure du pendage sur les photos prises de côté trop imprécise pour pouvoir être interprétée en terme de changement d'une subduction fixe à une subduction libre.

L'augmentation de pendage enregistrée pour DYN27 et DYN28 s'explique assez bien dans la mesure où une fois libre, la plaque plongeante, sous l'effet de la force de traction du slab, se déplace en direction de la fosse. En retour, la fosse recule plus lentement et comme le slab est ancré en profondeur, son pendage augmente (Figure 5.14). Dans les expériences DYN27, DYN28, DYN29 et DYN30 la vitesse de retrait de la fosse diminue respectivement de 35%, 45%, 38% et 36%. La différence de vitesse de retrait de la fosse est en grande partie compensée par la vitesse absolue de la plaque plongeante en direction de la fosse.

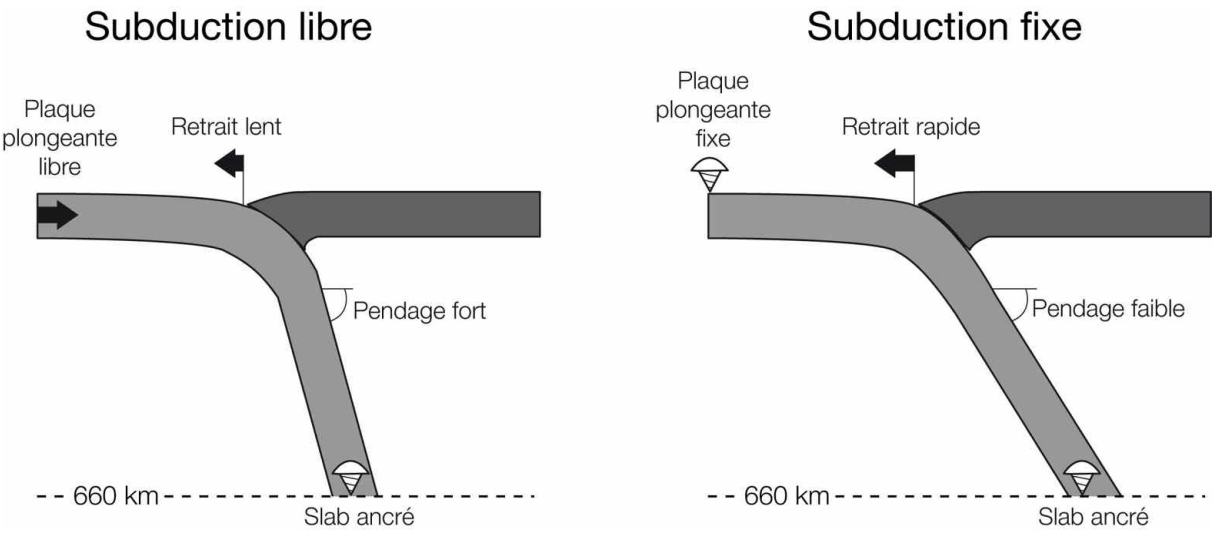


Figure 5.14. Schémas illustrant la différence entre une subduction libre et une subduction fixe en terme de géométrie de slab et de vitesse de retrait de la fosse.

5.5.1.4. Influence du rapport de viscosité lithosphère/manteau asthénosphérique

Dans nos modèles la viscosité des plaques reste relativement constante du fait des contraintes liées au matériel disponible. En revanche, il est possible de faire varier la viscosité du manteau asthénosphérique puisque différents sirops de glucose, de densité proche, présentent des viscosités pouvant varier entre ~30 et ~1000 Pa.s. Ainsi, il est possible d'étudier l'influence de ces changements de viscosité sur le comportement de la subduction. Dans le cas d'une subduction libre, les expériences G02 et G06 présentent des rapports de viscosité respectifs entre manteau asthénosphérique et lithosphère de 370 et 21600 alors que le cas de la subduction fixe est illustrée par les modèles G14 et G05 avec des rapports de viscosité de 1900 et 14700 (Tableau 5.1). Dans les deux cas, le mouvement toroïdal des particules du manteau asthénosphérique est facilité par la faible viscosité de ce dernier. En effet, si l'on considère que le flux mantellique dans la direction parallèle à la direction de la fosse est l'équivalent d'un "flow channel" (Turcotte et Schubert, 1982), le champ de vitesse moyen du flux u peut être exprimé selon la formule (Funiciello et al., 2004) :

$$u = -\frac{l^2}{12\eta}\frac{dp}{dx}$$

où η est la viscosité, l l'épaisseur du "channel" et dp/dx le gradient de pression. Ainsi le champ de vitesse dans la direction parallèle à la direction de la fosse est inversement proportionnel à la viscosité du manteau asthénosphérique; l'échappement latéral est donc facilité quand la viscosité est faible et en conséquence, la vitesse de retrait augmente (Figure 5.15 et Tableau 5.4). A l'inverse et comme expliqué précédemment, le pendage du slab diminue du fait de l'augmentation de la vitesse de retrait de la fosse.

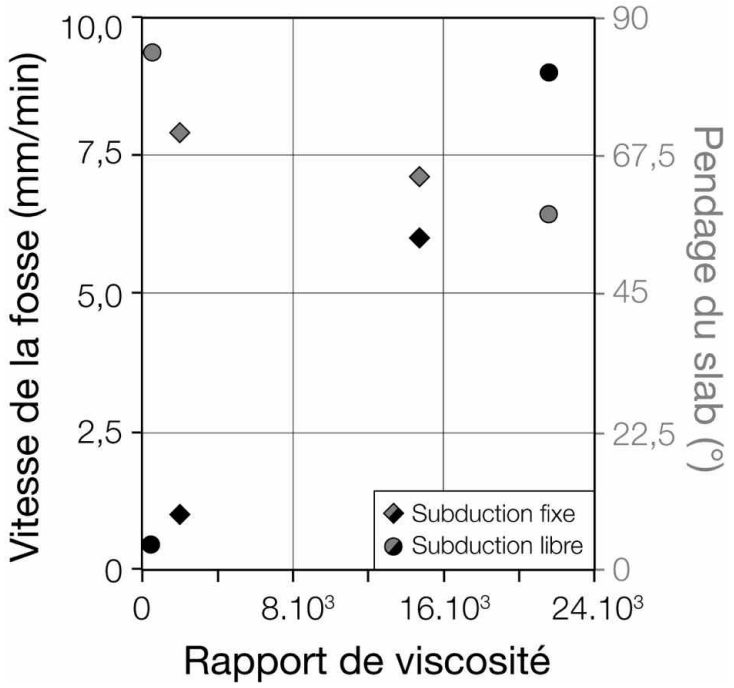


Figure 5.15. Vitesse de retrait de la fosse (en noir) et pendage du slab (en gris) en fonction du rapport de viscosité entre lithosphère et manteau asthénosphérique pour une subduction libre (cercles) et une subduction fixe (losanges). Ces valeurs sont mesurées lorsque la subduction est stationnaire.

5.5.1.5. Influence de l'épaisseur de la plaque plongeante

La cinématique de la subduction est également modifiée par un changement d'épaisseur de la lithosphère plongeante. Un épaississement de la lithosphère va se traduire par une augmentation de la flottabilité négative du slab et par conséquent par une augmentation de la force de traction du slab. La vitesse de retrait de la fosse en est d'autant plus rapide. Ainsi pour les modèles DYN30 et DYN27 (largeur du slab de 15 cm), l'épaisseur varie de 1,3 cm à 1,5 cm et la vitesse de retrait de la fosse augmente de 4% pour une subduction fixe et de 6%

pour une subduction libre (Tableau 5.4). Pour les expériences DYN29 et DYN28 (largeur de slab de 20 cm), la variation est plus sensible lorsque la subduction est fixe puisque l'augmentation atteint 21%. Elle est de seulement 7% quand la subduction est libre. L'accélération du retrait de la fosse est accompagnée par une diminution du pendage du plan de subduction (Tableau 5.4). Cette diminution de la valeur de pendage du slab est également contrôlée par la force de résistance à la flexure du slab (R_{fl}, cf. § 5.3.2.2.1), qui augmente proportionnellement au cube de l'épaisseur du slab selon la formule suivante (Turcotte et Schubert, 1982; Funiciello et al., 2003) :

$$R_{fl} \approx uh^3\eta_l/r^3$$

où u est la vitesse de subduction, h l'épaisseur de la lithosphère plongeante, η_l la viscosité de la lithosphère et r son rayon de courbure. On retrouve donc le résultat contre-intuitif qu'une plaque épaisse et lourde a tendance à plonger dans le manteau asthénosphérique avec un pendage faible.

5.5.2. Effet transitoire lié à un changement de largeur de la plaque plongeante

Dans la section précédente (§ 5.5.1.), nous avons vu que l'effet à long terme de la réduction de la largeur de la lithosphère subduite se traduit par une augmentation de la vitesse de retrait du slab accompagnée par une diminution de l'angle du plan de subduction. Nous avons également vu que d'autres paramètres (viscosité du manteau asthénosphérique, épaisseur de la plaque plongeante) influencent la dynamique du retrait de la fosse et l'angle du plan de subduction. Nous avons par la suite réalisé une seconde série de 6 modèles pour lesquels la largeur du slab varie au cours de l'expérience (Tableau 5.1 et Figure 5.17).

La période transitoire de la subduction débute lorsque la partie de la lithosphère plongeante plus étroite entre en subduction et se termine lorsque cette même zone interagit avec le fond de la boîte qui simule la discontinuité entre manteau supérieur et manteau inférieur. Cette période transitoire a une durée qui dépend d'une part de la vitesse de subduction de la plaque plongeante et d'autre part de l'angle du plan de subduction. Cette durée peut être exprimée selon la formule :

$$t = \frac{z}{v_{sub} \sin(\beta)}$$

où z est la profondeur de la discontinuité manteau supérieur/manteau inférieur, v_{sub} la vitesse de subduction et β le pendage du slab. Dans la Nature, la durée de l'épisode transitoire pourrait ainsi très fortement varier en fonction du contexte géodynamique (Figure 5.16).

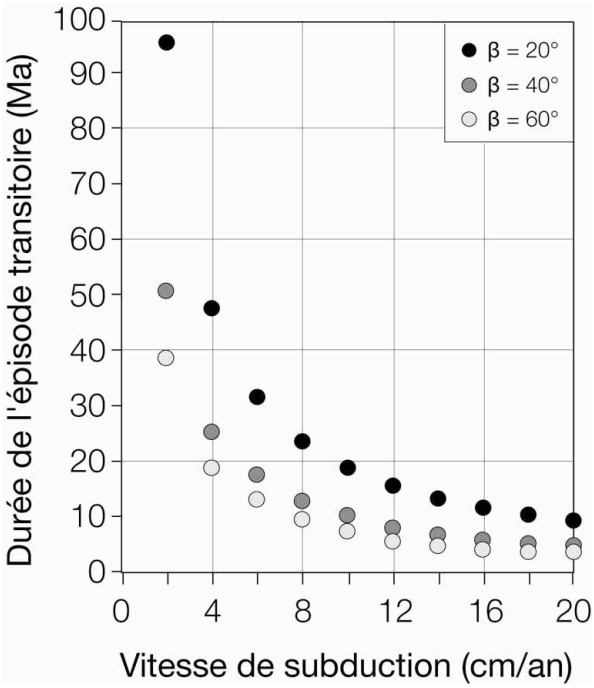


Figure 5.16. Durée de l'épisode transitoire en fonction de la vitesse de subduction pour différentes valeurs de pendage du slab.

5.5.2.1. Dispositif expérimental

Pour des questions de symétrie et de stabilité du processus de subduction nous avons adopté une géométrie en "T" pour la plaque plongeante dont la largeur passe de 30 cm à 10 cm (Figure 5.17). Nous avons fait en sorte que la portion de slab de 30 cm de large soit suffisamment longue pour que la subduction atteigne un état stationnaire avant que la portion de largeur réduite n'entre en subduction, pour bien discriminer l'influence de la réduction de la largeur du slab de l'influence de l'interaction entre le slab et la discontinuité à

660 km de profondeur. Une plaque supérieure a également été ajoutée. Pour le modèle de référence (G15), la plaque supérieure est libre et ne se déplace que pour suivre le mouvement de recul de la fosse (Figure 5.18). La même expérience a été menée en laissant la plaque plongeante libre (G13).

De plus, pour explorer l'influence que peut avoir la plaque chevauchante sur la subduction, nous avons fait varier sa vitesse absolue par l'intermédiaire d'un piston avançant à vitesse constante, simulant ainsi le cas d'une subduction forcée (modèles G16 et G17). Nous avons enfin réalisé un dernier modèle (G09), dans lequel la viscosité du sirop de glucose est diminuée d'un ordre de grandeur.

Nous nous attachons à décrire en détail l'expérience de référence, pour laquelle nous examinons l'évolution d'une part de la géométrie du slab, mais également du retrait de la fosse et de la déformation de la plaque supérieure. Nous étudions ensuite l'influence des conditions aux limites (plaque plongeante libre ou non, plaque supérieure poussée ou non) et de la viscosité du manteau asthénosphérique.

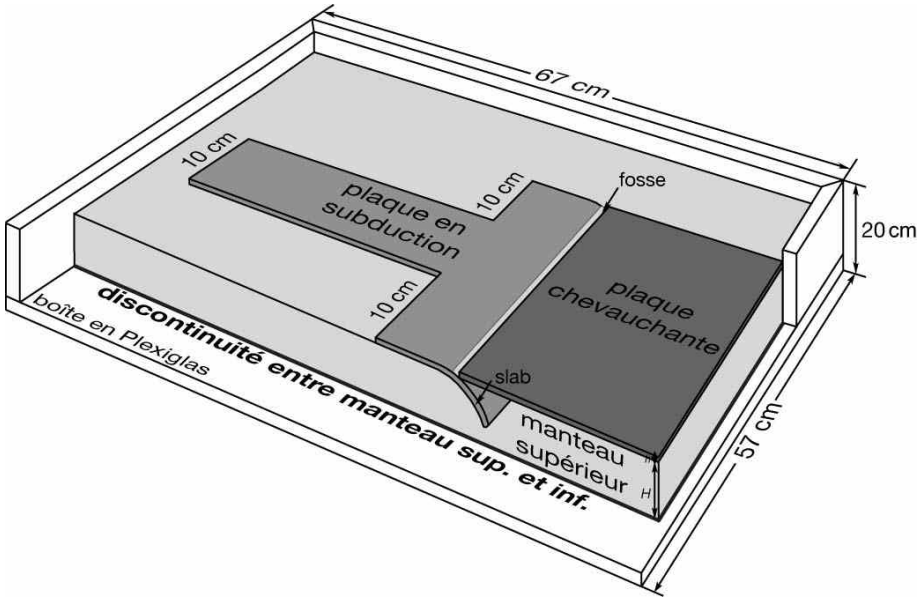


Figure 5.17. Vue tridimensionnelle de la configuration expérimentale des modèles en "T".

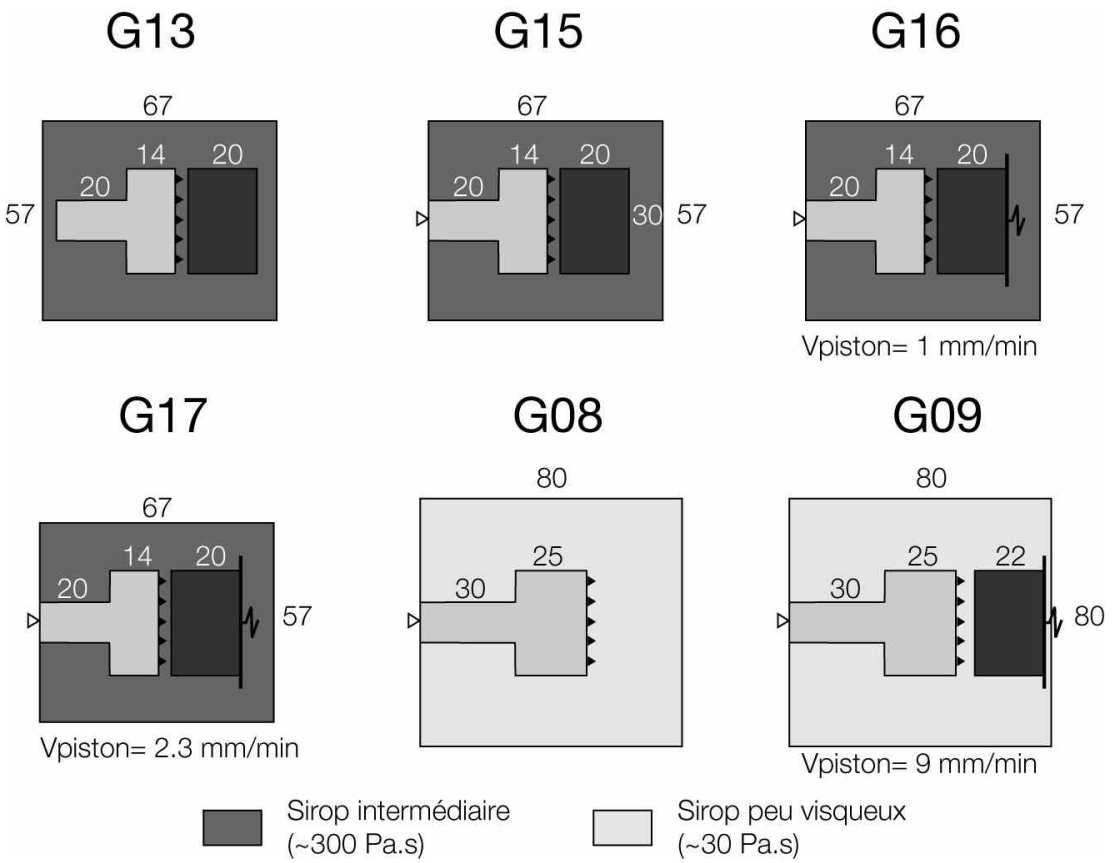


Figure 5.18. Description des modèles réalisés pour des largeurs de slab variables au cours de l'expérience.

5.5.2.2. Géométrie du slab

Dans le modèle de référence (G15), le moteur de la subduction est uniquement la force de traction du slab puisqu'aucune force externe n'est appliquée. L'expérience montre une succession de cinq étapes (Figure 5.19B):

- entre 0 et 27 minutes, la subduction s'initie. Le slab se verticalise progressivement pour atteindre un pendage de 84° lorsqu'il touche le fond de la boîte.

- entre 27 et 36 minutes, la subduction est stationnaire et le pendage varie peu.

- entre 36 et 56 minutes, le pendage de la partie supérieure du slab diminue très fortement pour atteindre 40°. Cette diminution accompagne l'entrée en subduction de la portion de slab de 10 cm de large et correspond à une modification de la forme du slab (Figure 5.19A). En effet, la pression exercée par le flux toroïdal du manteau sur les bords de la portion de 30

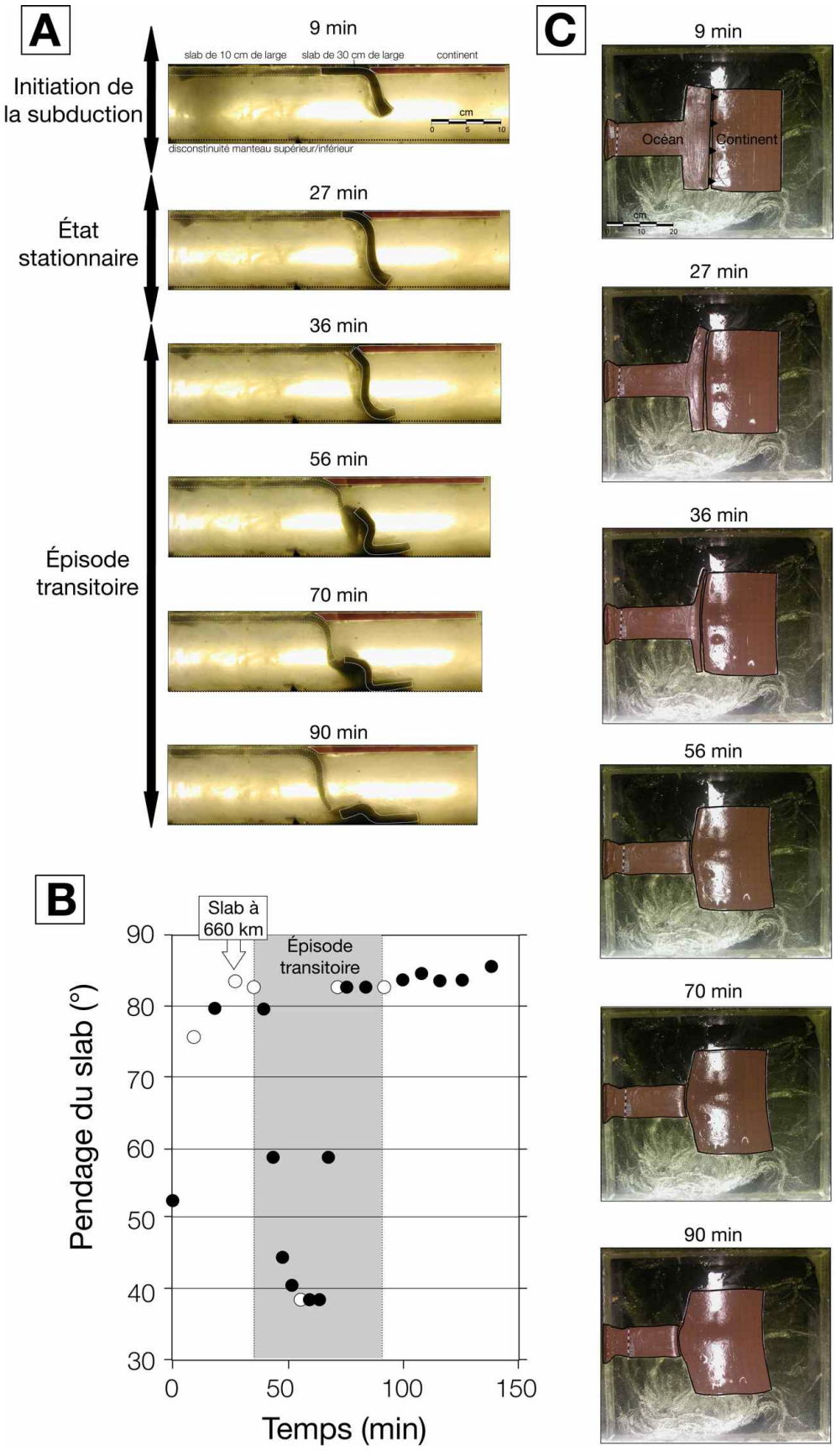
cm de large, ajoutée à l'affaissement du slab sous son propre poids, engendre sa courbure convexe vers l'avant et par conséquent l'horizontalisation de la partie supérieure du slab.

- entre 56 et 74 minutes, le slab se verticalise à nouveau jusqu'à atteindre un pendage de 83°.

- après 74 minutes, l'angle du plan de subduction se stabilise autour de 85° ; la subduction est alors stationnaire.

L'angle du plan de subduction avant et après l'épisode transitoire est sensiblement identique (~85°) alors que les expériences menées pour étudier l'effet à long terme d'un rétrécissement du slab ont démontré que lorsque le slab est de largeur moindre, le pendage du plan de subduction doit l'être également (cf. § 5.5.1.2.). Cette anomalie peut être expliquée par les conditions aux limites de cette expérience; la plaque plongeante étant accrochée en bordure de boîte, la portion de 10 cm de large subit une faible extension dans la direction perpendiculaire à la direction de la fosse lorsque la portion de 30 cm de large subducte, provoquant ainsi son amincissement. Cet amincissement est de l'ordre de 12% pour G15 mais la résistance à la flexure de la lithosphère au niveau de la fosse étant proportionnelle au cube de l'épaisseur de la lithosphère plongeante, une faible diminution de cette dernière engendre une diminution importante de la résistance à la flexure. Il est ainsi plus facile pour le slab de se verticaliser, ce qui a pu être observé ci-dessus (§ 5.5.1.5). Dans l'expérience G15, l'effet de l'amincissement de la plaque décrit ci-dessus compense donc l'effet lié au changement de largeur du slab, expliquant pourquoi le pendage du plan de subduction avant et après le phénomène transitoire est sensiblement égal.

Figure 5.19 (Page suivante). (A) Vues de côté du modèle de référence (G15) avant et après le rétrécissement de la largeur du slab. À 56 minutes, le pendage de la partie supérieure du slab décroît jusqu'à 40° car le flux toroïdal du sirop de glucose autour du slab et l'affaissement du slab sous son propre poids provoque un plissement vers l'avant de ce dernier. **(B)** Évolution du pendage du slab au cours du temps. Le pendage est mesuré sur les quatre centimètres supérieurs du manteau asthénosphérique. Les cercles blancs indiquent les temps des photos présentées sur la figure 5.19A. Le moment de l'interaction entre le slab et le fond de la boîte est représenté par une flèche blanche, la durée de l'épisode transitoire par un cadre gris. **(C)** Vues de dessus du modèle de référence.


A
9 min
slab de 10 cm de large
slab de 30 cm de large
continent
cm
0 5 10
discontinuité manteau supérieur/inférieur
Initiation de la subduction
27 min
État stationnaire
36 min
56 min
Épisode transitoire
70 min
90 min
B
Slab à 660 km
Épisode transitoire
Pendage du slab (°)
90
80
70
60
50
40
30
0
50
100
150
Temps (min)
C
9 min
Océan
Continent
cm
0 10 20
27 min
36 min
56 min
70 min
90 min

5.5.2.3. Cinématique de la subduction

La variation de la largeur du slab provoque également une perturbation de la cinématique de la subduction. Deux facteurs agissent conjointement pour accélérer la vitesse de retrait de la fosse (qui ici correspond à la vitesse de subduction, la vitesse absolue de la plaque plongeante étant nulle) au début de l'épisode transitoire :

- le premier facteur est la diminution de la force de résistance liée à l'interaction lithosphère-manteau asthénosphérique au niveau du plan de subduction. En effet, la réduction de la largeur du slab rend plus facile le mouvement toroïdal des particules du manteau asthénosphérique et par conséquent diminue cette force de résistance. C'est ce phénomène qui a été mis en évidence dans les expériences à long terme (§ 5.5.1.2.).

- le second facteur est spécifique de l'effet transitoire étudié dans nos modèles. En effet, la forme spécifique de la lithosphère plongeante, avec la partie de 30 cm de large plongeant dans le manteau supérieur alors que la partie de 10 cm de large entre en subduction, va concentrer l'effet de traction du slab au niveau de la fosse. Ainsi, pour le modèle G15, l'influence de la force de traction du slab ramenée à la surface subduite sur la fosse augmente d'un facteur trois au moment où débute l'épisode transitoire (Figure 5.20). Cette force diminue ensuite comme la proportion de slab de 10 cm de large augmente et revient, à la fin de l'épisode transitoire, à la même valeur qu'auparavant.

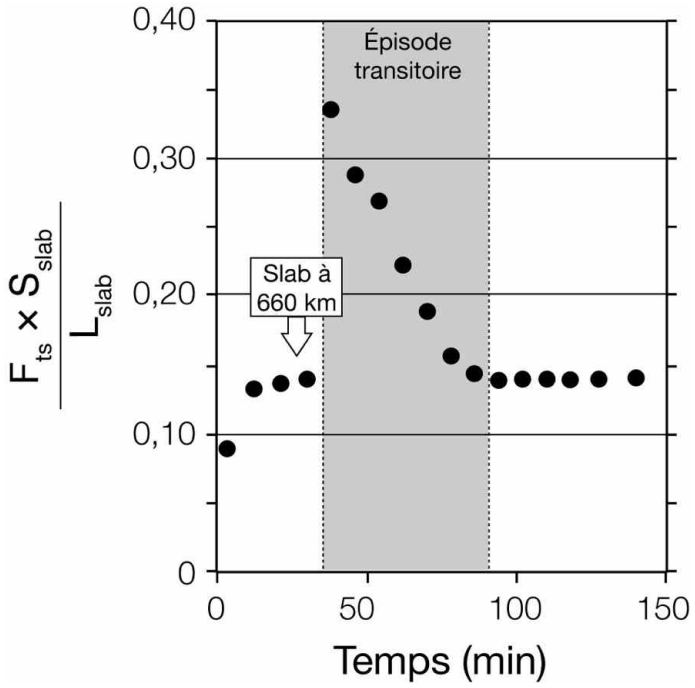


Figure 5.20. Évolution de la force de traction du slab (F_{ts}) multipliée par la surface du slab (S_{slab}) et ramenée à la largeur du slab entrant en subduction au niveau de la fosse (L_{slab}) en fonction du temps pour le modèle de référence. Pour le calcul, nous considérons que la lithosphère conserve une épaisseur constante.

L'effet combiné de ces deux facteurs sur l'évolution de la vitesse de retrait de la fosse peut être suivi dans l'expérience de référence (Figure 5.21). Avant le début de l'épisode transitoire, la vitesse de retrait de la fosse augmente progressivement jusqu'à atteindre ~0,8 mm.min^{-1}. Le début de l'épisode transitoire est caractérisé par une augmentation rapide de 60 % de la vitesse de retrait de la fosse jusqu'à un maximum de 1,3 mm.min^{-1} après 45 minutes. Par la suite, la vitesse de retrait de la fosse diminue progressivement pour se stabiliser autour de 1 mm.min^{-1} après la fin de l'épisode transitoire. A ce moment-là, l'effet transitoire de la force de traction du slab est nul et la vitesse de retrait de la fosse est supérieure à celle observée avant l'entrée en subduction du segment de slab étroit, démontrant à nouveau que l'effet à long terme d'un rétrécissement de la lithosphère plongeante se traduit par une accélération de la vitesse de retrait de la fosse.

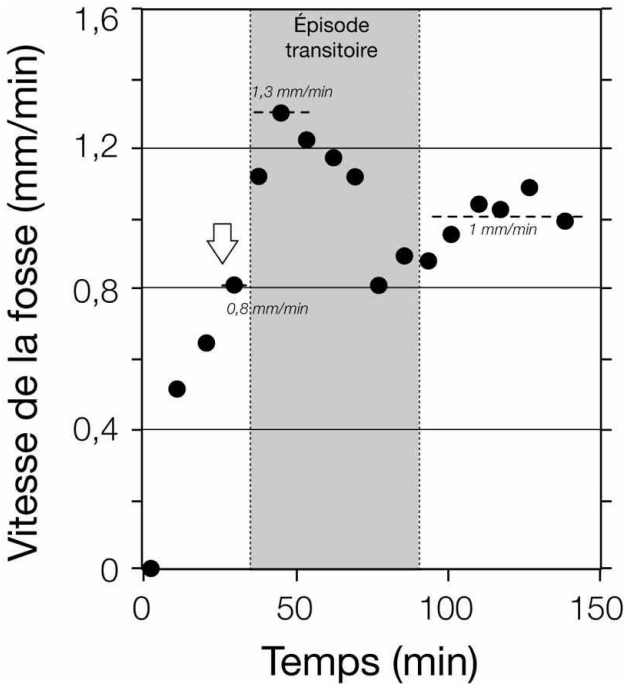


Figure 5.21. Vitesse de retrait de la fosse en fonction du temps pour le modèle de référence (G15).

5.5.2.4. Déformation de la plaque supérieure

L'augmentation de la vitesse de retrait de la fosse au début de l'épisode transitoire se transmet à la plaque supérieure et se traduit par une période d'accélération de l'extension entre 36 et 56 minutes au droit de la plaque plongeante (Figure 5.22A). Remis à l'échelle avec le cas naturel, cela représente une durée de 2,7 millions d'années (Tableau 5.5). La vitesse d'extension perpendiculaire à la direction de la fosse, mesurée au centre de la plaque supérieure, augmente de 25% durant cette période, passant de 1,2 mm.min^{-1} à 1,5 mm.min^{-1} (Figure 5.22A). Après 56 minutes, la vitesse d'extension diminue et se stabilise autour de 1 mm.min^{-1}.

Pour la région de la plaque supérieure située en face de la fenêtre de slab (Figure 5.22B), la période d'accélération de l'extension est présente mais plus courte (~7 min, soit l'équivalent d'1 Ma) et avec une extension maximale autour de 1,6 mm.min^{-1}. La différence majeure est la vitesse d'extension après 75 minutes, une fois le processus stabilisé, qui se situe autour de 0,7 mm.min^{-1}, soit 30% de moins que pour la région située au centre de la plaque supérieure. Ceci s'explique par le fait que la traction liée à la subduction de la lithosphère de 10 cm de

large est transmise préférentiellement au droit de celle-ci et s'atténue à mesure que l'on s'en éloigne latéralement (Figure 5.19C).

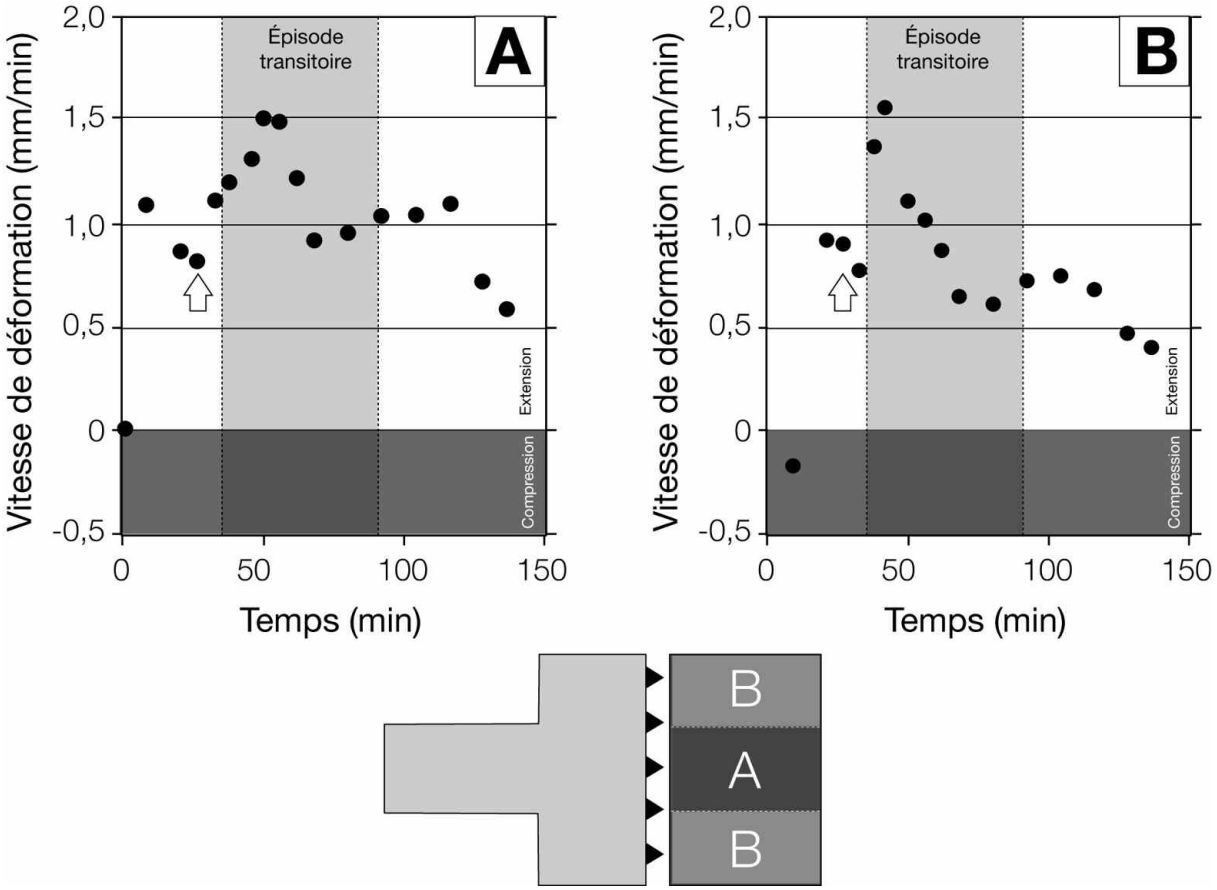


Figure 5.22. Vitesse de déformation de la plaque supérieure dans la direction perpendiculaire à la direction de la fosse de subduction vs. temps, pour le modèle de référence. Les valeurs positives correspondent à une extension de la plaque supérieure. **(A)** au centre de la plaque supérieure. **(B)** sur les bords de la plaque supérieure.

	Paramètres		Modèle de référence	Nature
g	Accélération de la pesanteur	$m.s^{-2}$	9.81	9.81
	Épaisseur			
h	Plaque océanique	m	0.012	72000
H	Manteau supérieur		0.11	660000
	Facteur d'échelle des longueurs	-	$L_{model}/L_{nature}=1,67.10^{-7}$	
	Densité			
ρ_o	Plaque océanique	$kg.m^{-3}$	1535	3300
ρ_m	Manteau supérieur		1435	3220
	Contraste de densité		*100*	*80*
	Viscosité			
η_o	Plaque océanique	Pa.s	$5.8\ 10^5$	$1\ 10^{24}$
η_m	Manteau supérieur		300	$1\ 10^{20}$
	Rapport de viscosité	-	*1933*	*300*
t	**Temps caractéristique**	s	$3.1\ 10^{13}$	~451
	$(t_{nat}/t_{mod}) = ((\Delta\rho g h)_{mod}.\eta_{nat}) / ((\Delta\rho g h)_{nat}.\eta_{mod})$		(1 Myr)	(~7,5 min)

Tableau 5.5. Mise à l'échelle des paramètres en laboratoire et dans la Nature pour le modèle de référence.

Nous avons pu également cartographier la déformation au centre de la plaque supérieure pour les trois phases majeures : avant le rétrécissement du slab, pendant l'accélération de l'extension et jusqu'à la fin de l'épisode transitoire (Figure 5.23). Les reflets des spots sur les photos vues de dessus (Figure 5.19c) ont empêché d'obtenir cette carte pour l'ensemble de la plaque supérieure. Avant le début de l'épisode transitoire, l'extension maximale se localise à proximité de la fosse de subduction, contrairement à la période d'accélération de l'extension entre 36 et 56 minutes, qui elle, est caractérisée par une migration vers la zone d'arrière-arc de la zone d'extension maximale. Remise à l'échelle, cette migration atteint une distance d'environ 400 km depuis la fosse. En revanche durant la période de ralentissement de l'extension, entre 56 et 90 minutes, il n'y a pas de localisation de la déformation.

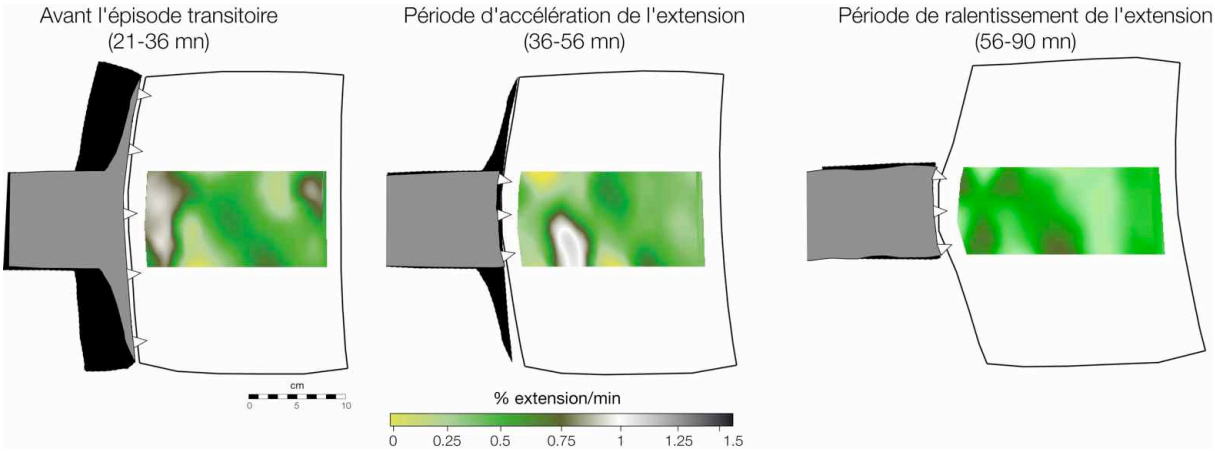


Figure 5.23. Carte de la déformation pour les trois périodes majeures de l'expérience de référence. La position initiale (en noir) et finale (en gris) du slab pour chaque étape est indiquée.

5.5.2.5. Influence des conditions aux limites

Nous avons modifié les conditions aux limites de deux manières; d'une part, en imposant un mouvement à la plaque supérieure qui se déplace à vitesse constante sous l'effet d'un piston mécanique (G16, G17) et d'autre part en détachant la plaque plongeante du bord de la boîte, laissant ainsi la subduction libre (G13).

5.5.2.5.1. Plaque supérieure poussée

Le processus de subduction se comporte différemment en fonction de la vitesse appliquée. Dans l'expérience G16, nous imposons à la plaque supérieure une vitesse constante de l'ordre de 1 mm.min^{-1}. Cette vitesse reste inférieure à la vitesse maximale de retrait de la fosse observée dans le modèle de référence. Le rétrécissement de la plaque plongeante se traduit également par une accélération de la vitesse de retrait de la fosse qui augmente de 0,8 mm.min^{-1} à 1,4 mm.min^{-1} (Figure 5.24A) sur une durée de 20 minutes, correspondant à 2,3 millions d'années une fois remis à l'échelle de la Nature. Après l'épisode transitoire, la vitesse de retrait de la fosse se stabilise autour de la vitesse d'avancée du piston, i.e. 1 mm.min^{-1}. En revanche, contrairement au modèle de référence, cette accélération de retrait de la fosse ne se traduit pas par une accélération de la vitesse d'extension.

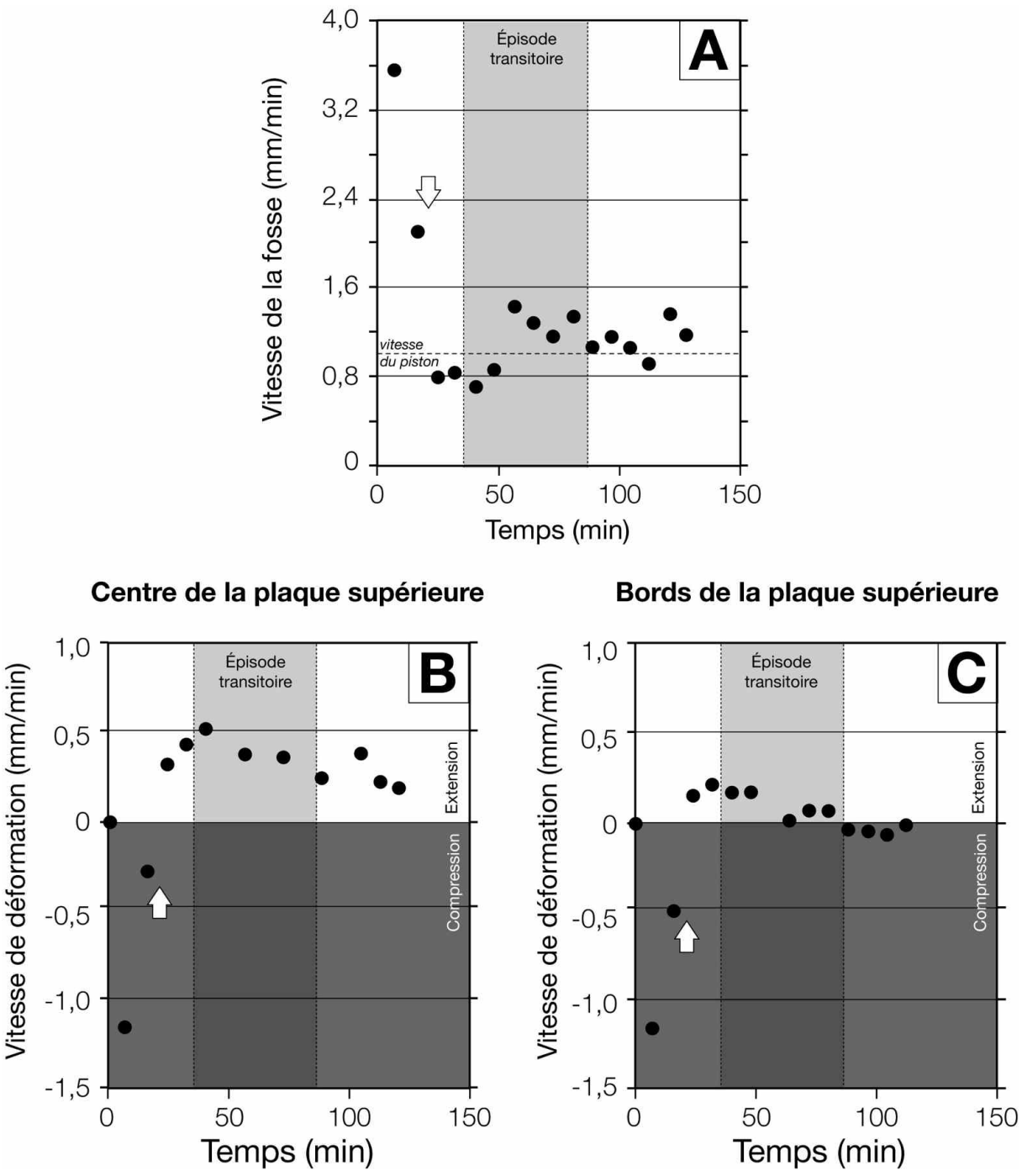


Figure 5.24. (A) Vitesse de retrait de la fosse en fonction du temps pour le modèle G16. **(B)** Vitesse de déformation de la plaque supérieure en fonction du temps pour le modèle G16 au centre de la plaque supérieure. **(C)** Vitesse de déformation de la plaque supérieure en fonction du temps pour le modèle G16 sur les bords de la plaque supérieure.

La vitesse de déformation (V_d) est fonction de la vitesse de retrait de la fosse (V_f) et de la vitesse absolue de la plaque supérieure (V_{pc}) selon la formule (Figure 5.3) :

$$V_d = V_{pc}\text{-}V_f,$$

Le fait que la vitesse de la plaque supérieure soit imposée inhibe la possibilité pour cette dernière de s'étirer autant qu'elle avait la possibilité de le faire dans le modèle de référence, où la vitesse absolue de la plaque supérieure était moindre car uniquement imposée par la dynamique de la subduction. Il existe tout de même une différence dans la localisation de la déformation, qui comme pour le modèle de référence est plus importante au centre de la plaque supérieure que sur ses bords, où la vitesse de déformation est quasi nulle (Figures 5.24B et 5.24C).

Lorsque la vitesse imposée est supérieure à la vitesse maximale de retrait de la fosse (G17, v_{piston}= 2,3 mm.min^{-1}), le mouvement de retrait de la fosse est contrôlé par le mouvement de la plaque supérieure (Figure 5.25). Ainsi, et pour accommoder la différence de vitesse entre la vitesse de retrait naturel de la fosse et la vitesse imposée à la plaque supérieure, cette dernière se raccourcit. On peut supposer que ce raccourcissement ne sera pas constant au cours du temps mais qu'au contraire il aura tendance à diminuer à l'initiation de l'épisode transitoire, car le slab pourra reculer plus rapidement, et par conséquent la résistance de la plaque plongeante à l'avancée de la plaque supérieure sera moindre. Il nous a été impossible de mesurer le raccourcissement dans cette expérience G17, car la butée qui guide l'avancée de la plaque supérieure masque partiellement cette dernière sur les photos vues de dessus, et donc les remarques précédentes restent théoriques. Un autre problème posé par l'expérience est que l'interaction entre le slab et le fond de la boîte se produit simultanément avec le rétrécissement de la plaque (Figure 5.25). La subduction n'étant pas stationnaire au moment où l'épisode transitoire débute, il est difficile de connaître la cause des changements observés à cet instant.

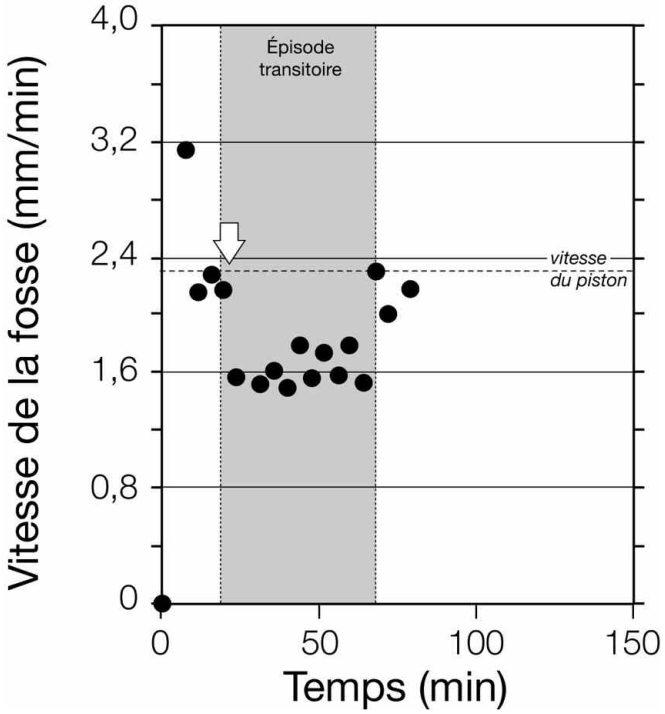


Figure 5.25. Vitesse de retrait de la fosse en fonction du temps pour le modèle G17.

5.5.2.5.2. Subduction libre

Lorsque la subduction est libre (G13), i.e. lorsque la plaque plongeante n'est pas fixée au bord de la boîte, la géométrie et la cinématique de la subduction sont modifiées. Ainsi, même si effectivement l'angle du plan de subduction diminue à l'initiation de l'épisode transitoire, le pendage du slab ne réaugmente pas par la suite de manière aussi conséquente que dans le modèle de référence (63° au lieu de 85° dans G15, Figure 5.26A). Contrairement à G15, lorsque la subduction est libre, la plaque plongeante ne subit pas d'extension et son épaisseur reste donc constante au cours du temps. En conséquence, lorsque la largeur de slab subductée diminue, son pendage est moindre, conformément à ce qui a pu être démontré dans les expériences à long terme (§ 5.5.1.2.).

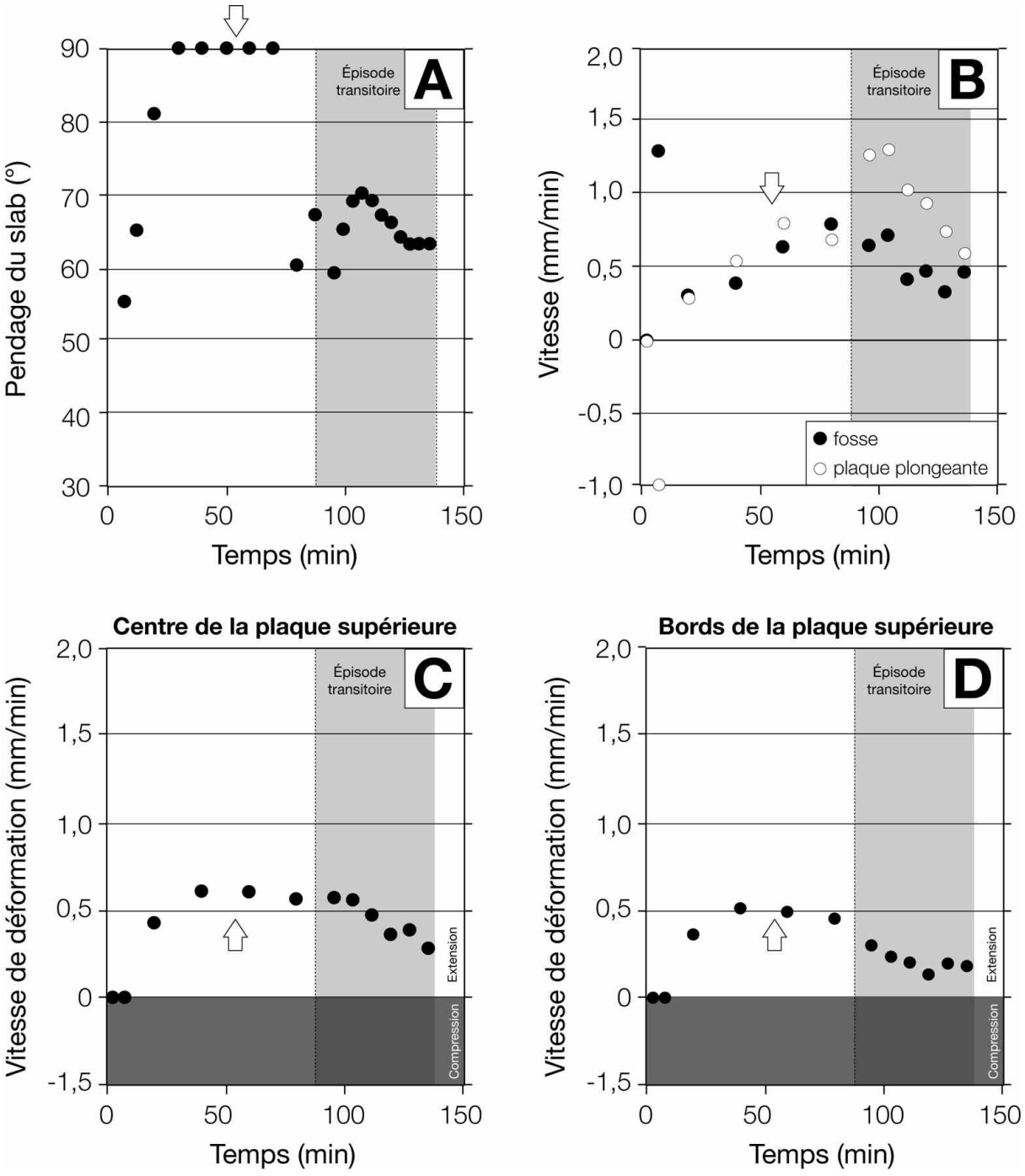


Figure 5.26. (A) Pendage du slab en fonction du temps pour le modèle G13. **(B)** Vitesse de retrait de la fosse et vitesse absolue de la plaque plongeante en fonction du temps. **(C)** Vitesse de déformation de la plaque supérieure en fonction du temps au centre de la plaque supérieure. **(D)** Vitesse de déformation de la plaque supérieure en fonction du temps sur les bords de la plaque supérieure.

Dans le même temps, la vitesse de retrait de la fosse ne montre pas l'accélération observée lorsque la subduction est fixe mais a plutôt tendance à décroître progressivement, de 0,8 $mm.min^{-1}$ à 80 minutes à ~0,5 $mm.min^{-1}$ à 136 minutes (Figure 5.26B). En effet, le changement de géométrie du slab au cours de la subduction est accommodé préférentiellement par une accélération du mouvement absolu de la plaque plongeante plutôt que par une accélération du retrait de la fosse. La résistance visqueuse du manteau à la base de la lithosphère qui s'oppose au déplacement de la plaque plongeante est moins importante que les forces agissant contre le retrait du slab (force de résistance à la flexure, force liée à l'interaction lithosphère/manteau asthénosphérique au niveau du plan de subduction). Néanmoins, la vitesse de subduction qui correspond à la somme de la vitesse de retrait de la fosse et de la vitesse de la plaque plongeante montre, elle, une accélération nette de 33% au début de l'épisode transitoire, de 1,5 $mm.min^{-1}$ à 80 minutes à 2 $mm.min^{-1}$ à 104 minutes.

La vitesse de retrait de la fosse diminuant au cours de l'épisode transitoire, la plaque supérieure suit la même tendance avec une diminution de la vitesse d'extension plus marquée sur les bords qu'au centre de la plaque chevauchante (Figures 5.26C et 5.26D).

Les conditions aux limites influent donc fortement sur la cinématique de la subduction et sur la déformation de la plaque chevauchante. Le développement d'un épisode d'accélération de l'extension au sein de cette dernière nécessite d'une part que la subduction soit fixe, i.e. que la force de résistance visqueuse du manteau à la base de la lithosphère soit largement supérieure aux forces contrôlant le retrait de la fosse. D'autre part, la vitesse absolue de la plaque supérieure doit être suffisamment lente comparée à la vitesse naturelle de retrait de la fosse.

5.5.2.6. Influence du rapport de viscosité lithosphère/manteau asthénosphérique

L'expérience G09 a été réalisée pour observer l'évolution de la cinématique de la subduction lorsque le rapport de viscosité entre la lithosphère plongeante et le manteau asthénosphérique est augmenté d'un ordre de grandeur (Tableau 5.1). Cette expérience est à comparer avec l'expérience G16 plutôt qu'avec l'expérience de référence (G15) compte tenu du fait que la plaque supérieure est poussée à vitesse constante. Comme pour G16, la vitesse d'avancée du piston (9 $mm.min^{-1}$) est toutefois inférieure à la vitesse maximale de retrait de

la fosse lorsque ce dernier n'est pas contrôlé par les conditions aux limites (13 mm.min^{-1}), paramétrée à l'aide de l'expérience G08 (Figure 5.27).

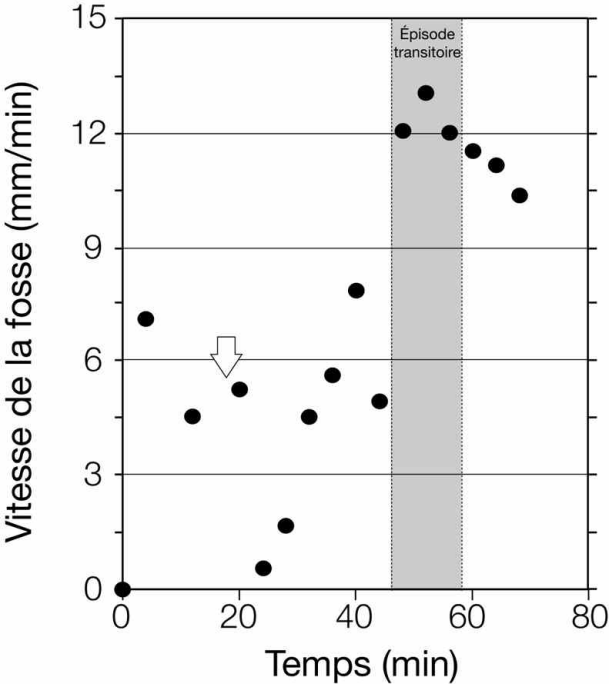


Figure 5.27. Vitesse de retrait de la fosse en fonction du temps pour le modèle G08.

On peut ainsi observer avec le modèle G09 le même phénomène que décrit précédemment (§ 5.5.2.5.1.), à savoir une accélération de la vitesse de retrait de la fosse à l'initiation de la période transitoire qui ne se traduit pas par une accélération significative de l'extension de la plaque supérieure (Figures 5.28A et 5.28B). L'augmentation de la vitesse de retrait de la fosse atteint 12%, de 8,9 mm.min^{-1} à 36 minutes (soit la vitesse d'avancée du piston) à 10 mm.min^{-1} à 40 minutes. Remis à l'échelle, la durée de cet épisode d'accélération est d'environ 2,3 millions d'années, la même valeur que celle observée pour le modèle G16.

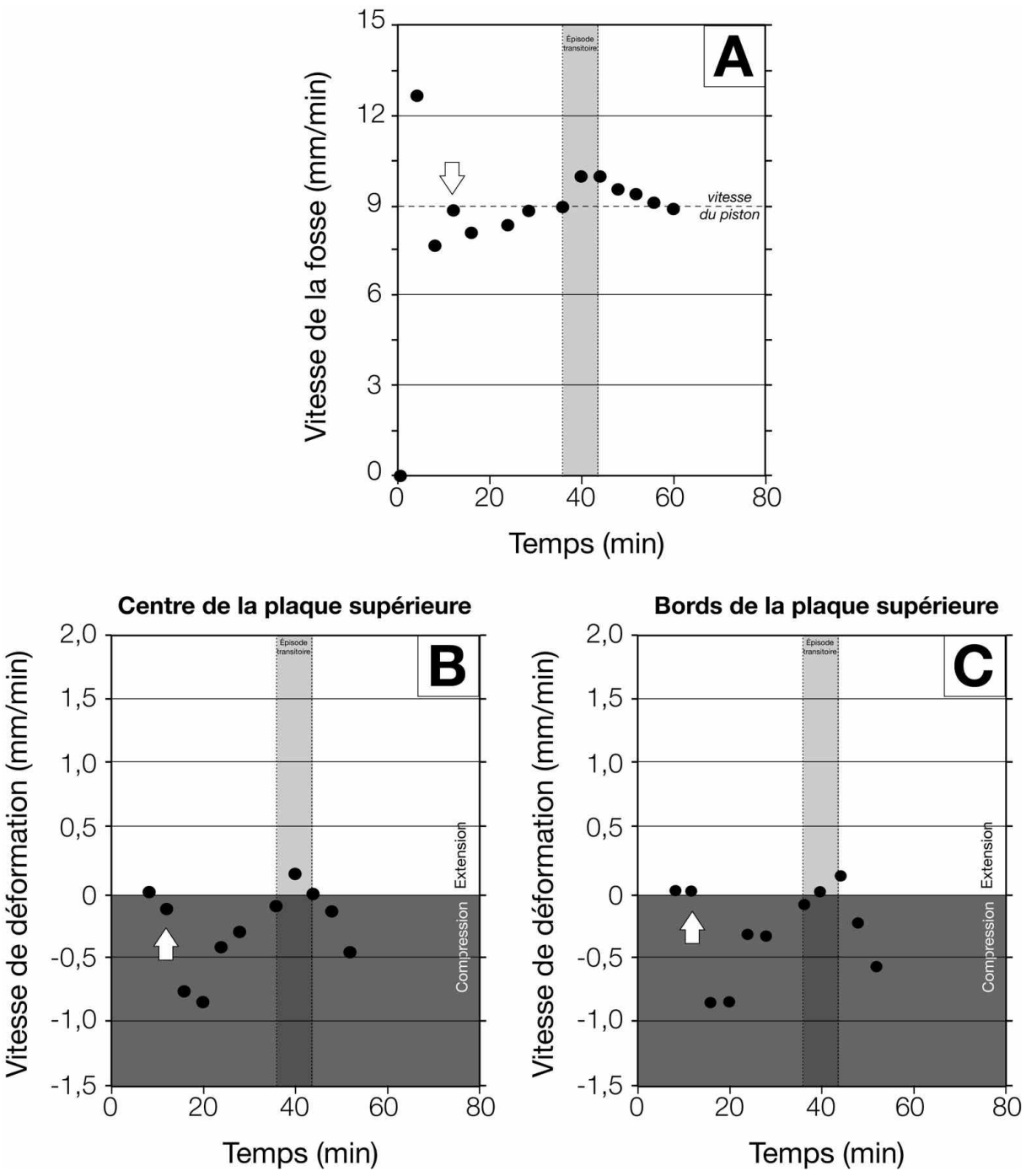


Figure 5.28. (A) Vitesse de retrait de la fosse en fonction du temps pour le modèle G09. **(B)** Vitesse de déformation de la plaque supérieure (V_d) en fonction du temps pour le modèle G09 au centre et sur les bords de la plaque supérieure.

5.5.3. Synthèse des principaux résultats

Les quatorze modèles réalisés au cours de cette deuxième série d'expériences ont permis de mettre en évidence qu'un changement de largeur du slab entraînait le développement de phénomènes transitoires mais également de phénomènes à long terme.

Les **conséquences à long terme** d'un rétrécissement du slab sont les suivantes :

- la vitesse de retrait de la fosse augmente, à la fois lorsque la subduction est libre ou fixe. Dans le cas d'une subduction libre, la vitesse de subduction, qui est la somme de la vitesse de retrait de la fosse et de la vitesse absolue de la plaque plongeante, augmente également car la vitesse absolue de la plaque plongeante ne varie pas significativement.
- le pendage du plan de subduction diminue.

Les **effets transitoires** liés à la réduction instantanée de la largeur du slab sont les suivants. Pour une *subduction fixe*:

- la diminution rapide du pendage de la partie supérieure du slab, qui cesse dès la fin de l'épisode transitoire.
- une accélération brève de la vitesse de retrait de la fosse due à l'augmentation sur un laps de temps bref de la force de traction du slab au niveau de la fosse. La vitesse de retrait de la fosse décroît ensuite avant la fin de l'épisode transitoire pour se stabiliser à un niveau supérieur à celui observé avant le début de l'épisode transitoire car, lorsque le slab est étroit, la force de résistance liée à l'interaction lithosphère-manteau asthénosphérique diminue.
- lorsque la vitesse absolue de la plaque supérieure est nulle ou faible (< à la vitesse de retrait maximale de la fosse pour une expérience non forcée), on observe également une augmentation de la vitesse de retrait de la fosse qui ne se traduit pas de façon significative par une augmentation de la vitesse d'extension de la plaque chevauchante.
- lorsque la vitesse absolue de la plaque supérieure est élevée (> à la vitesse de retrait maximale de la fosse pour une expérience non forcée), on s'attend à observer un raccourcissement de la plaque supérieure qui doit diminuer au cours de l'épisode transitoire.

Pour une *subduction libre* :

- pas d'accélération de la vitesse de retrait de la fosse (mais une accélération de la vitesse de subduction) et donc pas d'augmentation de la vitesse d'extension de la plaque supérieure.

5.6. Flux mantellique associé à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique

Après avoir expérimenté les effets d'une réduction de la largeur du slab dans le chapitre précédent, nous allons nous attacher à décrire et analyser la troisième série d'expériences mise au point dans le but d'étudier les circulations de fluide dans le manteau asthénosphérique induites par l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique, et ce, dans le cas de plaques discontinues au sein d'un système contraint latéralement. La technique utilisée est celle de l'analyse d'image par suivi de particule (Miozzi, 2004; Moroni et Cenedese, 2005) déjà expérimentée lors de précédentes études (Funiciello et al., 2006; Faccenna et al., 2007).

5.6.1. Procédure expérimentale

5.6.1.1. Configuration du système de subduction

Nous avons mis en place une configuration expérimentale relativement simple visant à simuler l'ouverture d'une fenêtre de slab au cours de la subduction (Figure 5.29). Une boîte en plexiglas de dimension 55×26×25 cm^3 est remplie par du sirop de glucose de densité 1416 $kg.m^{-3}$ et de viscosité 27 Pa.s. Sur ce sirop est placée une plaque en silicone de densité 1469 $kg.m^{-3}$ et de viscosité $6{,}9.10^5$ Pa.s simulant une lithosphère océanique dont la longueur, la largeur et l'épaisseur sont respectivement de 35 cm, 26 cm, et 1,2 cm, soit 2100 km, 1560 km et 72 km une fois remis à l'échelle avec le cas naturel. La plaque est fixée par l'arrière au bord de la boîte en plexiglas. Au centre de cette plaque, nous avons simulé une fenêtre de slab en laissant un espace vide de longueur 20 cm (1200 km dans le cas naturel) et de largeur 4 cm (240 km dans le cas naturel).

La plaque est de même largeur que la boîte en plexiglas, la subduction étant ainsi contrainte latéralement. Ce choix empêche la possibilité d'un contournement latéral du slab par les particules du manteau asthénosphérique au cours du retrait de la fosse. Cette approche ne correspond à un cas naturel que si l'on considère que la zone de subduction est suffisamment large (Dvorkin et al., 1993). Dans ce cas là, et jusqu'à l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique, le retrait de la fosse oblige la circulation mantellique à se faire sous le slab. Pour que le processus de subduction puisse se poursuivre, nous avons fait en sorte que

l'ouverture réalisée dans la plaque plongeante entre en subduction avant que l'extrémité du slab n'atteigne le fond de la boîte. Ainsi, la longueur de slab subductée avant l'ouverture de la fenêtre est fixée à 9 cm, alors que l'épaisseur de sirop est de 11 cm.

Pour initier la subduction, la plaque océanique est manuellement enfoncée jusqu'à une profondeur d'environ 3 cm (correspondant à 180 km dans la nature) dans le sirop de glucose. La suite du processus de subduction est laissée libre (contrôlée par la seule flottabilité négative du slab). Pour limiter les effets de bords en empêchant la plaque de rester fixée latéralement aux bords de la boîte, ces derniers sont préalablement enduits de Vaseline.

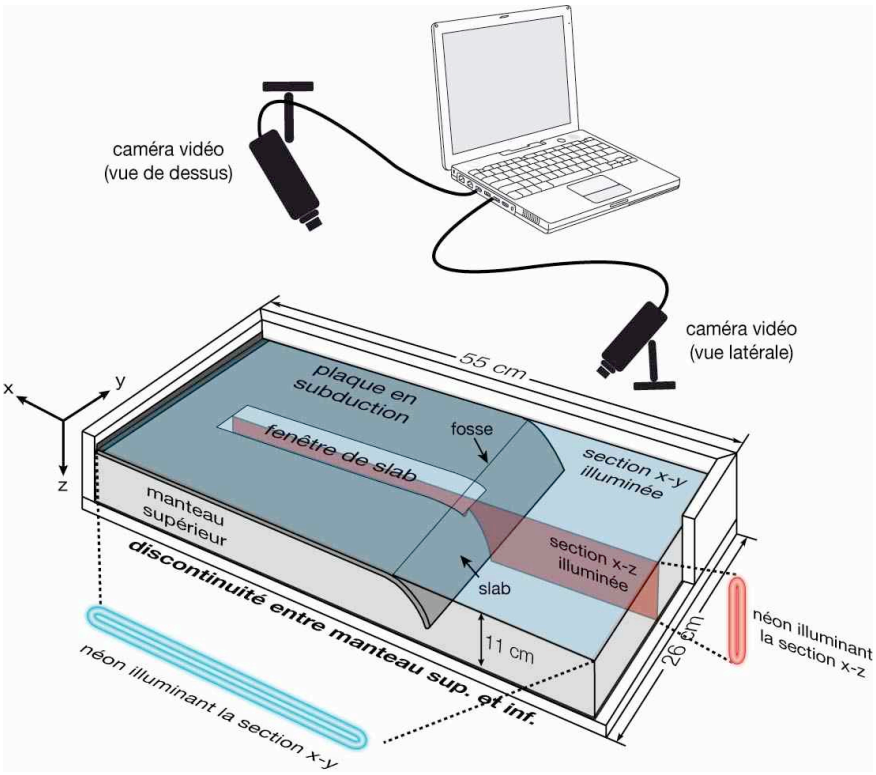


Figure 5.29. Vue tridimensionnelle de la configuration expérimentale utilisée pour étudier les circulations dans le manteau asthénosphérique lors de l'ouverture d'une fenêtre de slab. Au centre de la plaque plongeante, de dimensions 35×26 cm² et fixée au bord de la boîte, une zone de dimensions 20×4 cm² est découpée pour simuler la présence d'une fenêtre de slab. Durant toute la durée de l'expérience, deux caméras vidéos enregistrent en vue de dessus et en vue de côté le parcours des différentes micro-bulles contenues dans le sirop de glucose, analogue du manteau asthénosphérique. En vue de dessus, la surface (en bleu) est illuminée sur une épaisseur d'environ 5 mm par un néon; en vue de côté, c'est une section passant par le centre de la fenêtre de slab qui est illuminée (en rouge).

5.6.1.2. Configuration du système d'acquisition de données

Avant de poser la plaque de silicone sur le sirop de glucose, ce dernier est mélangé de manière à faire apparaître de nombreuses micro-bulles d'air, de diamètre largement inférieur à 1 mm et à fort pouvoir réfléchissant. Ces micro-bulles sont utilisées en tant que marqueurs passifs pour cartographier les mouvements dans le manteau asthénosphérique au cours de la subduction et quantifier le champ de vitesse, par l'utilisation de la technique d'analyse d'image par suivi de particule. Pour suivre les trajectoires de ces micro-bulles, chaque expérience est suivie à l'aide de deux caméras en noir et blanc à balayage progressif (XC8500-CE Sony), dont le capteur possède une résolution de 764×576 pixels, et qui sont placées au-dessus et sur le côté de la boîte en plexiglas (Figure 5.29).

Deux lampes à forte puissance (250 W chacune) produisent un rayonnement plan uniforme focalisé sur deux sections perpendiculaires : une première section verticale (plan x-z) localisée au centre de la boîte qui correspond, compte tenu du dispositif expérimental, au centre de la fenêtre de slab et une seconde section horizontale (plan x-y), à la surface du manteau asthénosphérique. L'épaisseur de la tranche illuminée est d'environ 5 mm et les mouvements des micro-bulles se trouvant au sein de ces sections illuminées sont enregistrés par les deux caméras, qui font une acquisition de 25 images par seconde. Les séquences obtenues sont ensuite stockées sur le disque dur d'un ordinateur dédié et sont ultérieurement traitées grâce à la technique d'analyse d'image par suivi de particule pour obtenir une image de la circulation mantellique dans les deux plans et une quantification du champ de vitesse.

Quatre expériences avec des paramètres très proches (Figure 5.30) ont été menées pour optimiser l'acquisition des données et pour vérifier la reproductibilité des résultats obtenus. En effet, il n'est pas possible de suivre les circulations horizontales en surface des expériences lorsque l'on mesure le flux de matière dans le plan vertical.

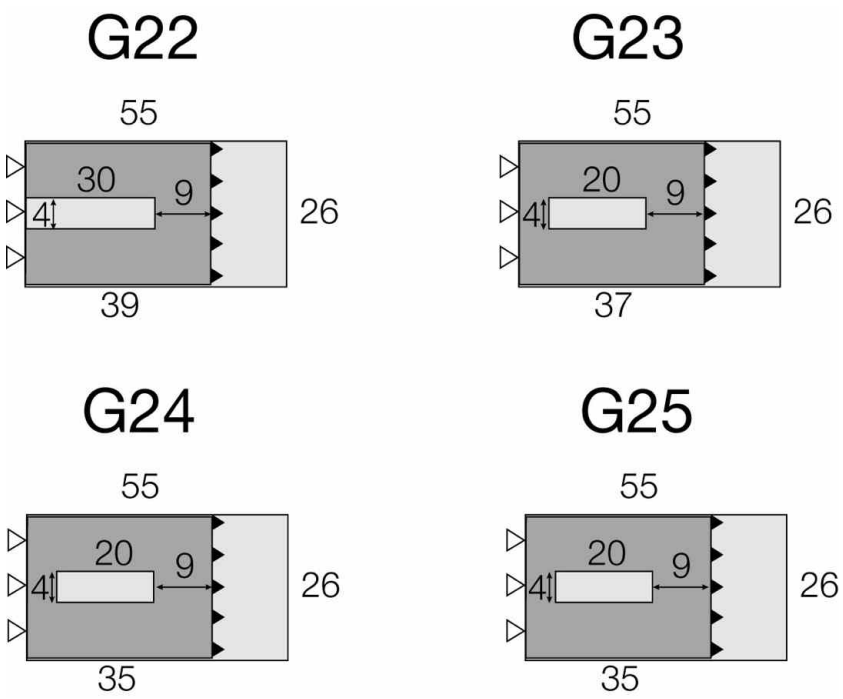


Figure 5.30. Description des modèles réalisés pour étudier les circulations mantelliques associées à l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique.

5.6.2. Technique d'analyse d'image par suivi de particule

5.6.2.1. Suivi de particule

La description de la technique d'analyse d'image par suivi de particule qui suit est une synthèse des travaux de Moroni et Cenedese (2005) et de Funiciello et al. (2006).

En considérant d'une part que toutes les surfaces au sein d'une image ont les mêmes caractéristiques lambertiennes (leurs valeurs de luminosité ne dépend pas du point de vue d'observation) et d'autre part que la source d'illumination fournit une luminosité constante, on peut obtenir l'équation de continuité suivante pour le "flux optique", montrant que la dérivée totale de l'intensité lumineuse (I) est nulle (Jahne, 1997) :

$$\frac{DI}{Dt} = \frac{\partial I}{\partial t} + u\frac{\partial I}{\partial x} + v\frac{\partial I}{\partial y} = \frac{\partial I}{\partial t} + \nabla I^T U = I_t + uI_x + v\,I_y = 0 \qquad (1)$$

où :

$$\nabla I(x,t) = \begin{bmatrix} \frac{\partial I(x,t)}{\partial x} \\ \frac{\partial I(x,t)}{\partial y} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} I_x \\ I_y \end{bmatrix} \quad (2)$$

L'équation (1) montre que les variations locales en terme d'intensité sont compensées par des changements convectifs. Parfois, ceci est appelé "image brightness constancy constraint" (BCC), soit littéralement "contrainte de constance de brillance de l'image".

L'équation (1) contient deux inconnues, u et v qui sont les composantes de la vitesse, et qui ne peuvent être déterminées que sous un certain nombre de conditions. La solution de l'équation (1) fournit les composantes du vecteur vitesse appliqué au point de coordonnées (x,y) utilisé pour résoudre l'équation. Pour avoir suffisamment de contraintes pour résoudre l'équation (1), il faut en fait appliquer cette équation à une fenêtre de voisinage W centrée sur (x,y) (Nishio et al., 2001). Cela signifie que pour une image acquise à un temps t pour un point de coordonnées (x,y) et en construisant une fenêtre d'une taille donnée autour de ce point, le suivi de particule recherche la fenêtre de même taille la plus similaire dans l'image acquise à $t + \Delta t$. Le problème est ensuite reformulé en terme de minimisation des moindres carrés où la solution est un vecteur vitesse qui approche au mieux le déplacement de la fenêtre W.

Dans un modèle de mouvement purement en translation, le mouvement est supposé constant dans la fenêtre de voisinage. Dans ce modèle, l'intégrale linéaire du chemin suivi par le centre de gravité de la fenêtre de voisinage peut être représentée comme la différence entre les valeurs aux deux extrêmes de ce chemin. On peut ainsi définir une fonction de coût sur la fenêtre W autour de la particule étudiée, qui est la somme des différences des carrés ("Sum of Squared Differences", SSD) et qui représente les différences d'intensité (I) au temps t_A et au temps $t_B = t_A + \Delta t$. L'intensité au temps t_B est alors :

$$I_B = I_A + \left(\frac{DI}{Dt}\right)_{tA} \Delta t$$

et l'on a :

$$SSD = \frac{1}{W\Delta t^2}\int_W \{I_B - I_A\}^2 dS = \frac{1}{W}\int_W \left\{\left(\frac{DI}{Dt}\right)_{t_A}\right\}^2 dS = \frac{1}{W}\int_W \left\{\left(\frac{\partial I}{\partial t} + \nabla I^T \times \mathbf{U}\right)\right\}^2 dS \quad (3)$$

C'est une fonction quadratique de la vitesse U. Par conséquent, le problème de minimisation peut être résolu dans un système fermé (Tomasi et Kanade, 1991). Pour obtenir une estimation de U(x), il faut évaluer la dérivée de la fonction de coût SSD par rapport à U comme suit :

$$\frac{\partial SSD}{\partial \mathbf{U}} = \frac{2}{W}\int_W \nabla I\left(\nabla I^T \times \mathbf{U} + \frac{\partial I}{\partial t}\right) dS = 2\int_W \left\{\begin{bmatrix} I_x^2 & I_x I_y \\ I_y I_x & I_y^2 \end{bmatrix} \times \mathbf{U} + \begin{bmatrix} I_x I_t \\ I_y I_t \end{bmatrix}\right\} dS \quad (4)$$

En fixant l'équation (4) à zéro, on obtient:

$$\begin{bmatrix} \int_W I_x^2\, dS & \int_W I_x I_y dS \\ \int_W I_y I_x dS & \int_W I_y^2\, dS \end{bmatrix} \times \mathbf{U} + \begin{bmatrix} \int_W I_x I_t\, dS \\ \int_W I_y I_t\, dS \end{bmatrix} = 0$$

qui peut être exprimé plus simplement :

$$G \times U + b = 0$$

ou bien encore :

$$U = -G^{-1} \times b \quad (5)$$

L'existence d'une solution pour l'équation (5) dépend uniquement de l'inversibilité de la matrice G. Il est donc possible de créer un algorithme capable d'analyser quand et avec quelle précision la vitesse U peut être estimée par le calcul des dérivées spatiales de la luminosité de l'image. En d'autres termes, cela signifie que l'algorithme de suivi de particule définit implicitement les particules qu'il est pertinent de suivre.

En considérant Δt l'intervalle de temps entre deux images successives, la technique d'analyse d'image fournit la position de chaque particule pour une série discrète de temps $t_j = j\,\Delta t$

où $j = 1,..., N$; $N = T/\Delta t$ et T est le temps d'acquisition total.

Le vecteur $X = X(i,j)$ décrit la i^{ème} position de la particule au temps j. Il faut noter que les particules peuvent entrer ou quitter la fenêtre de visualisation pendant le temps d'acquisition et en conséquence la trajectoire est seulement connue entre le temps d'arrivée initial (j_0) à la fenêtre et le temps de départ.

Le champ de vitesse Lagrangien peut être calculé comme une fonction discrète de la trajectoire :

$$\mathbf{V}(\mathbf{x}_0, i, j) = \left.\frac{\partial \mathbf{X}(\mathbf{x}_0, i, t)}{\partial t}\right|_j = \frac{\mathbf{X}(\mathbf{x}_0, i, j+1) - \mathbf{X}(\mathbf{x}_0, i, j-1)}{2\Delta t}$$

où $\mathbf{X}(\mathbf{x_0}, i, 0) = \mathbf{x_0}$.

Il faut remarquer que le suivi de particule fournit le champ de vitesse avec des vecteurs vitesse non homogènement répartis (avec le point d'application du vecteur correspondant à la position de la particule).

5.6.2.2. Algorithme de rééchantillonnage

Le champ de vitesse est ensuite interpolé sur une grille régulière au travers d'une procédure de rééchantillonnage, procédure réalisée grâce à l'application d'une moyenne arithmétique Gaussienne adaptative. Les matrices contenant les composantes longitudinales et transversales moyennes de vitesse ($\overline{U}, \overline{V}$) sont obtenues de la manière suivante :

$$\overline{U}(i,j) = \sum_{k=1}^{NS} u_k \times \alpha_k \Big/ \sum_{k=1}^{NS} \alpha_k$$

$$\overline{V}(i,j) = \sum_{k=1}^{NS} v_k \times \alpha_k \Big/ \sum_{k=1}^{NS} \alpha_k$$

$$\alpha_k = \exp\left(-\frac{d_k^2}{\overline{d}^2}\right)$$

où u_k et v_k représentent les composantes de vitesse des vecteurs vitesse se trouvant dans le voisinage du point Eulérien considéré, d_k représente la distance entre le point d'application du vecteur et le point Eulérien et NS représente le nombre de vecteurs vitesse se trouvant dans le voisinage du point Eulérien considéré.

On obtient ainsi des champs de vitesse moyens dans le temps, représentés au sein d'une grille régulière. Il est ensuite possible d'extraire des cartes de vitesses (module, composantes x-y, lignes de flux).

5.6.3. Résultats expérimentaux

Comme décrit précédemment, une série de quatre expériences a été menée (G22, G23, G24 et G25) dont les paramètres sont proches (Tableau 5.6). Les expériences G23 et G24 seront utilisées pour décrire les phénomènes observés dans la section verticale (section x-z) passant au centre de la fenêtre de slab alors que les expériences G24 et G25 nous serviront à décrire les processus en surface (section x-y).

Nº Expérience			G22	G23	G24	G25
Plaque océanique	Longueur (L_o)	mm	390	350	350	360
	Largeur (l_o)	mm	260	260	260	260
	Épaisseur (E_o)	mm	12	12	12	12
	Masse volumique (ρ_o)	$kg.m^{-3}$	1469	1469	1469	1469
	Viscosité (η_o)	Pa.s	6,9E+05	6,9E+05	6,9E+05	6,9E+05
Manteau supérieur	Longueur (L_c)	mm	550	550	550	550
	Largeur (l_c)	mm	260	260	260	260
	Épaisseur (E_c)	mm	110	110	110	110
	Masse volumique (ρ_c)	$kg.m^{-3}$	1416	1416	1416	1416
	Viscosité (η_c)	Pa.s	27	27	27	27
Fenêtre de slab	Longueur (L_f)	mm	300	200	200	200
	Largeur (l_f)	mm	40	40	40	40

Tableau 5.6. Principaux paramètres expérimentaux jouant un rôle important dans le contrôle de la subduction pour les modèles G22 à G25. Voir aussi la Figure 5.30 pour la géométrie des plaques.

5.6.3.1. Cinématique de la subduction

Dans les quatre expériences, trois phases principales peuvent être identifiées (Figure 5.31) :

- phase n°1 : l'initiation de la subduction qui se termine lorsque s'initie l'interaction entre la fenêtre de slab et le manteau asthénosphérique.
- phase n°2 : une période durant laquelle on observe une interaction entre la fenêtre de slab et le manteau asthénosphérique et qui se termine lorsque l'extrémité du slab interagit avec le fond de la boîte représentant la discontinuité à 660 km.
- phase n°3 : une dernière période au cours de laquelle ont lieu à la fois les interactions entre la fenêtre de slab et le manteau asthénosphérique et entre le slab et le fond de la boîte.

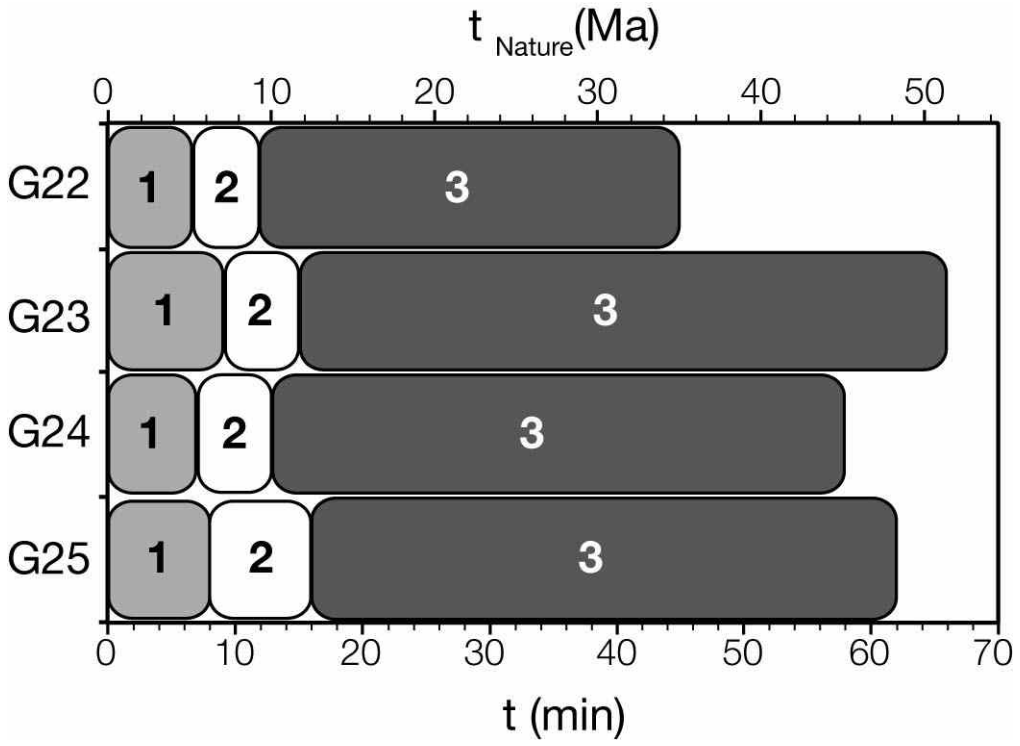


Figure 5.31. Durée des trois principales phases observées dans les modèles G22, G23, G24 et G25.

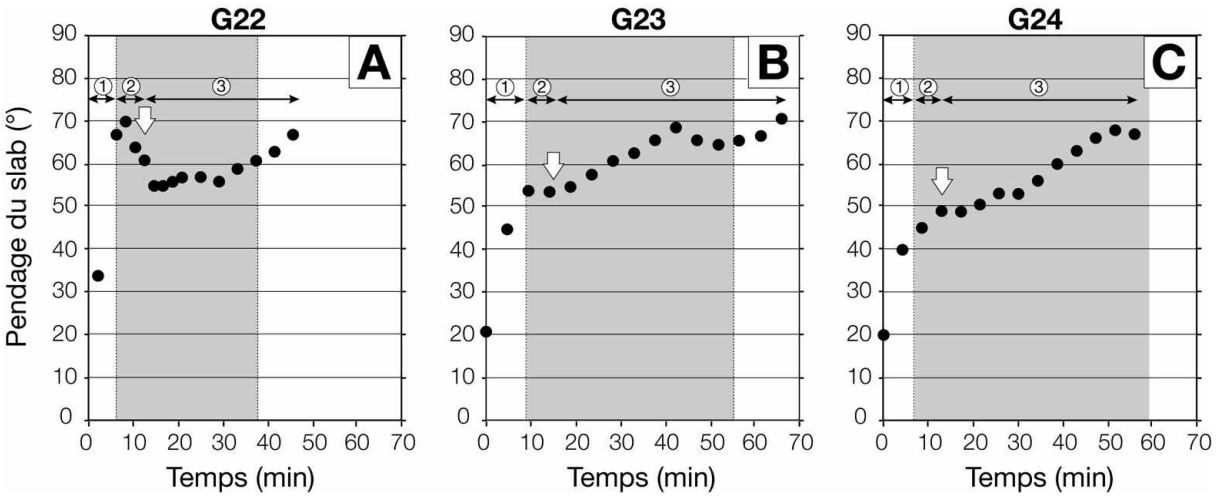


Figure 5.32. Évolution du pendage du slab au cours du temps. **(A)** pour le modèle G22. **(B)** pour le modèle G23. **(C)** pour le modèle G24. Les trois phases principales décrites dans le texte sont indiquées sur chacun des diagrammes. L'interaction du slab avec le fond de la boîte est représentée par une flèche blanche. Le cadre gris indique la durée entre l'initiation de l'ouverture de la fenêtre de slab et le moment où la fenêtre de slab atteint le fond de la boîte.

Concernant l'évolution de l'angle du plan de subduction, les phases n°1 et n°2 sont extrêmement dépendantes de la façon dont est initiée la subduction. Il est donc difficile de comparer les expériences. En revanche, une fois que l'extrémité du slab a interagi avec le fond de la boîte représentant la discontinuité manteau supérieur/manteau inférieur, le processus se stabilise et l'on peut observer une évolution commune qui voit le pendage augmenter, le slab se verticalisant progressivement (Figures 5.32 et 5.33). Le pendage du slab se stabilise à mesure que la fenêtre de slab se rapproche du fond de la boîte, i.e. à la fin de l'épisode transitoire (cf. § 5.5.2.). Ce n'est pas le cas pour G22 qui est un cas un peu particulier puisque la subduction ne s'est pas déroulée de manière symétrique, un des côtés de la plaque plongeante étant resté accroché à la paroi verticale de la boîte en Plexiglas entre le début de l'expérience et 16 minutes.

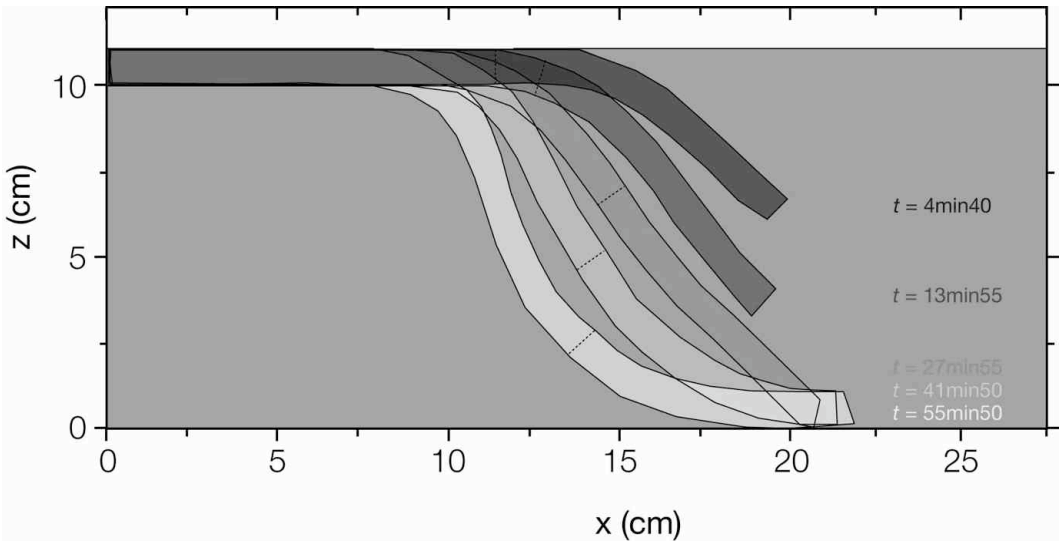


Figure 5.33. Schéma représentant l'évolution de la géométrie du slab pour le modèle G24. La position de l'extrémité de la fenêtre de slab est indiqué par un trait en pointillé pour chaque étape.

La vitesse de retrait de la fosse n'atteint un état stationnaire que lorsque la fenêtre de slab est proche de la discontinuité manteau supérieur/manteau inférieur, après 50 minutes environ pour les modèles G24 et G25 (Figure 5.34). Auparavant, elle varie fortement sous l'effet conjugué de l'interaction entre le slab et la discontinuité manteau supérieur/manteau inférieur et de l'interaction entre la fenêtre de slab et le manteau asthénosphérique. Comme pour l'évolution du pendage du slab, l'interprétation de l'évolution du retrait de la fosse doit être faite avec prudence. En effet, du fait du dispositif expérimental, la subduction n'est pas stationnaire au moment où la fenêtre de slab s'initie.

On observe une accélération du retrait de la fosse (début de la phase 2) qui résulte en partie de l'ouverture de la fenêtre de slab mais également de l'enfoncement progressif du slab dans le manteau asthénosphérique qui génère une augmentation de la force de traction du slab. Ainsi la vitesse maximale de la fosse est atteint après 12-13 minutes pour les modèles G24 et G25, juste avant que le slab n'atteigne la discontinuité manteau supérieur/manteau inférieur.

De la même manière, le ralentissement observé au début de la phase n°3 est le produit d'une part de l'interaction du slab avec le fond de la boîte mais également de l'ouverture progressive de la fenêtre de slab qui réduit progressivement la surface de slab dans le manteau asthénosphérique et par là- même la force de traction du slab agissant sur la fosse.

Au-delà de 30 minutes, la vitesse de retrait de la fosse cesse de décroître et cette dernière se stabilise autour de 0,5 mm.min^{-1}.

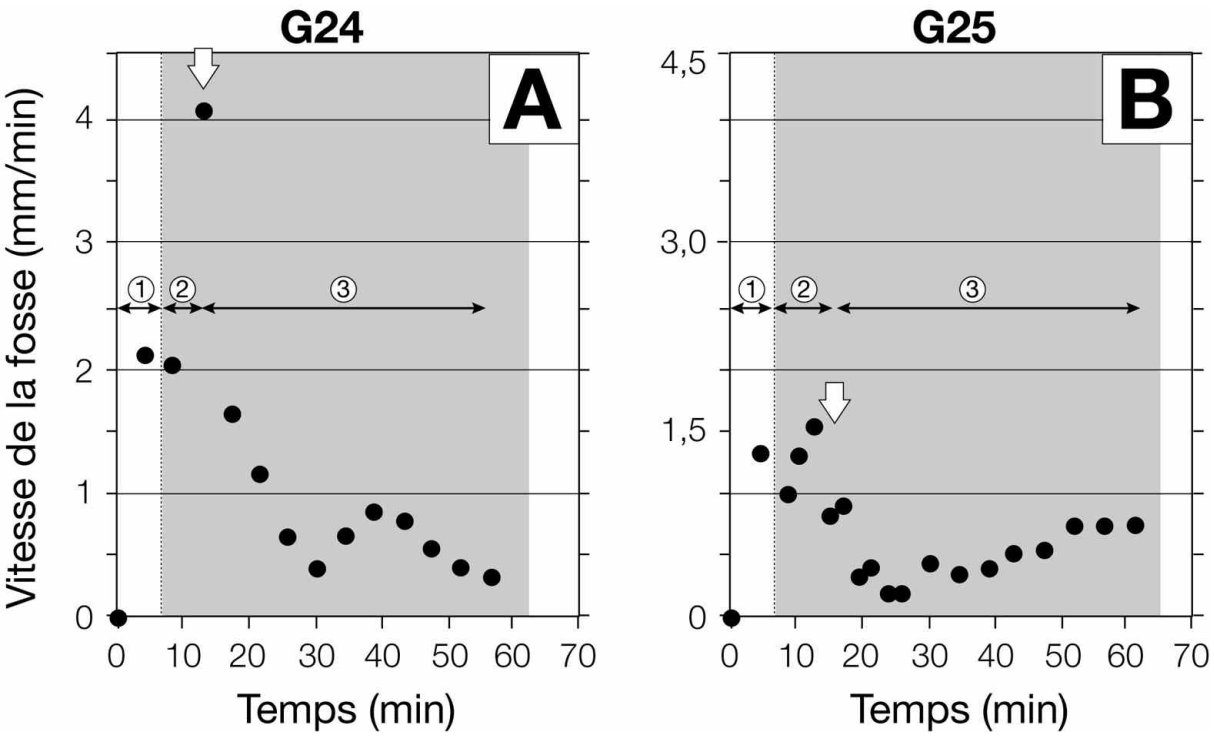


Figure 5.34. Évolution de la vitesse de retrait de la fosse au cours du temps. **(A)** pour le modèle G24. **(B)** pour le modèle G25.

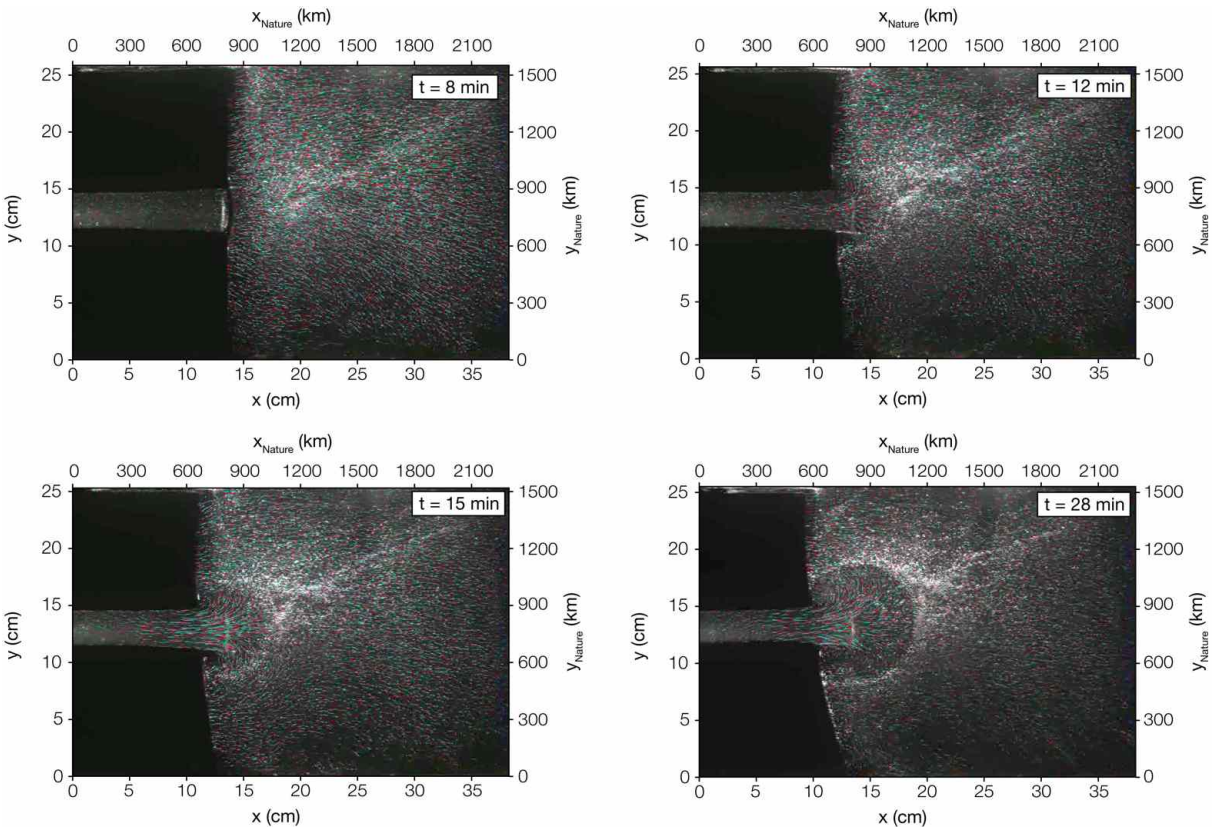


Figure 5.35. Vues de dessus du modèle G25 présentant les trajectoires des particules à différents instants depuis le début de l'expérience (8 min, 12 min, 15 min et 28 min). Chaque figure correspond à la superposition de 40 images. Le slab (en noir) effectue un mouvement de "roll-back" depuis la droite de l'image vers la gauche au cours de l'expérience.

5.6.3.2. Dynamique du flux mantellique

5.6.3.2.1. Phase n°1 : initiation de la subduction

Comme précisé précédemment, ce sont les expériences G24 et G25 qui sont utilisées pour décrire le flux mantellique observé en surface et les expériences G23 et G24 pour la section verticale au droit de la fenêtre de slab. Pour les quatre modèles, l'initiation de la fenêtre de slab intervient entre 7 et 9 minutes d'expérience (Figure 5.31).

Pendant la phase n°1, avant l'ouverture de la fenêtre de slab, le champ de vitesse est vigoureux, le déplacement des particules s'effectuant en surface de l'expérience dans la direction de retrait de la fosse. Les vitesses mesurées sont importantes (module de l'ordre de 6 $mm.min^{-1}$ à 3,5 minutes, Figures 5.36 et 5.37) et résultent de l'enfoncement rapide du slab

dans le manteau asthénosphérique. Ce champ de vitesse est la manifestation superficielle du flux poloïdal (rotation de la matière autour d'un axe horizontal) qui accompagne cette étape de retrait du slab (voir aussi les vues en coupe, Figure 5.38).

En effet, les modèles étant contraints latéralement, les échanges de matériel sous-lithosphérique vers le coin mantellique, qui accommodent le retrait de la fosse, se font au travers d'une circulation sous l'extrémité du slab (Figure 5.38). On observe ainsi un mouvement poloïdal anti-horaire dont les vitesses sont également de l'ordre de 6 $mm.min^{-1}$. L'initiation de la subduction est marquée par le développement d'une cellule d'advection intégrant en son sein le slab et qui affecte l'ensemble de l'épaisseur du manteau asthénosphérique (11 cm soit 660 km dans le cas naturel) mais également l'ensemble de la largeur du slab (26 cm soit 1560 km dans le cas naturel).

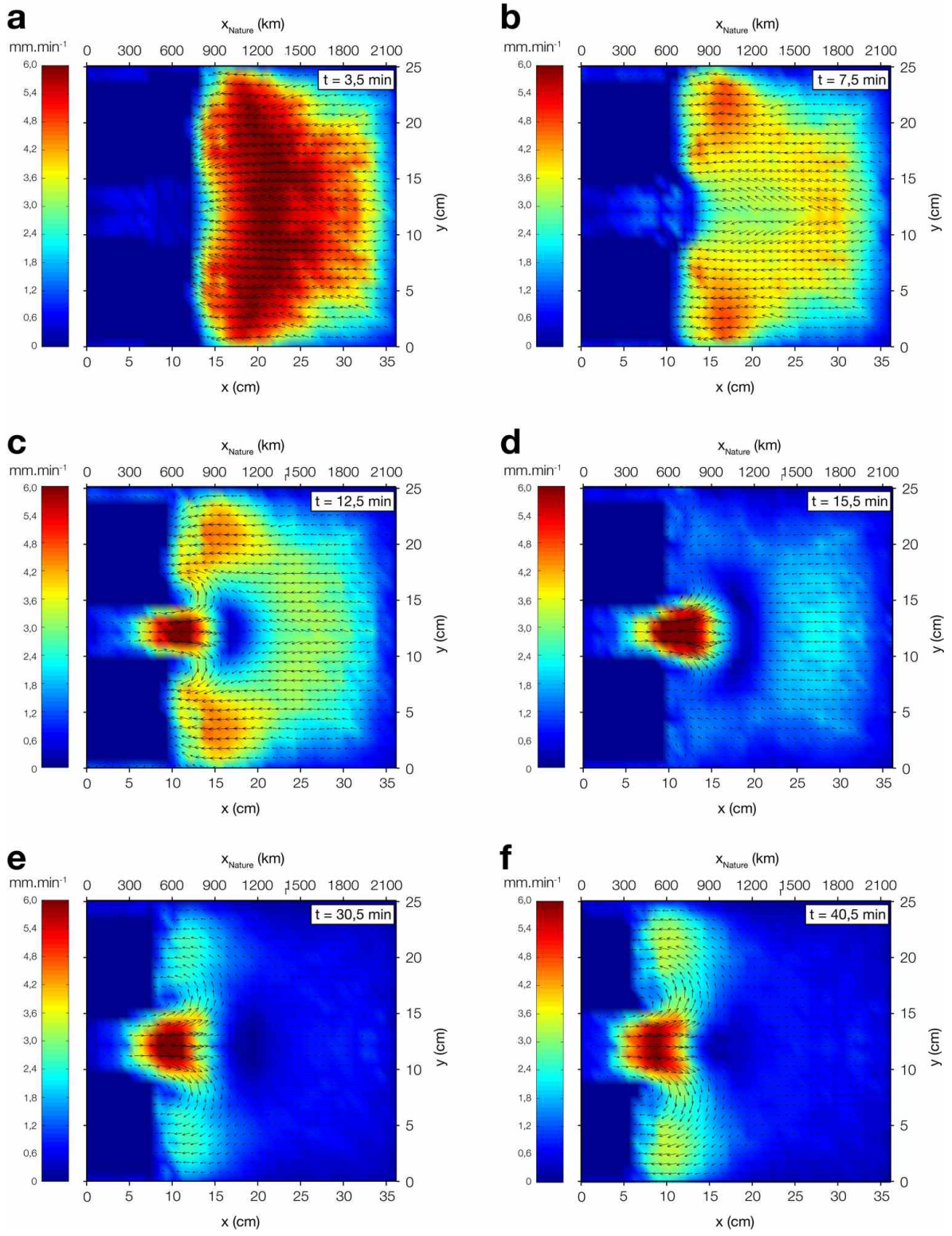


Figure 5.36. Champ de vitesse (flèches noires) et carte du module de vitesse (en mm.min^{-1}) pour la section horizontale superficielle de l'expérience G25, à différents temps depuis le début de l'expérience (3,5 min ; 7,5 min ; 12,5 min ; 15,5 min ; 30,5 min ; 40,5 min).

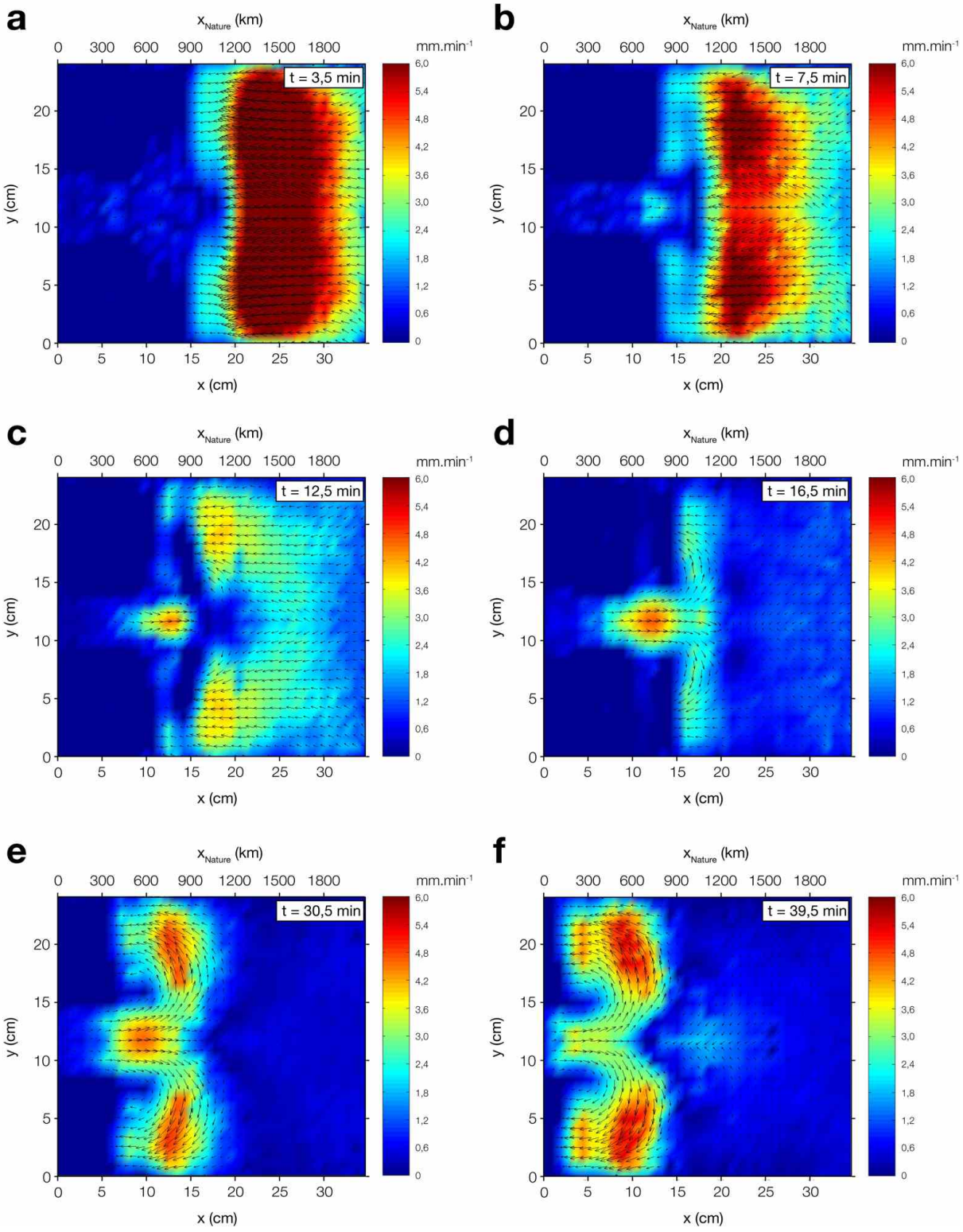
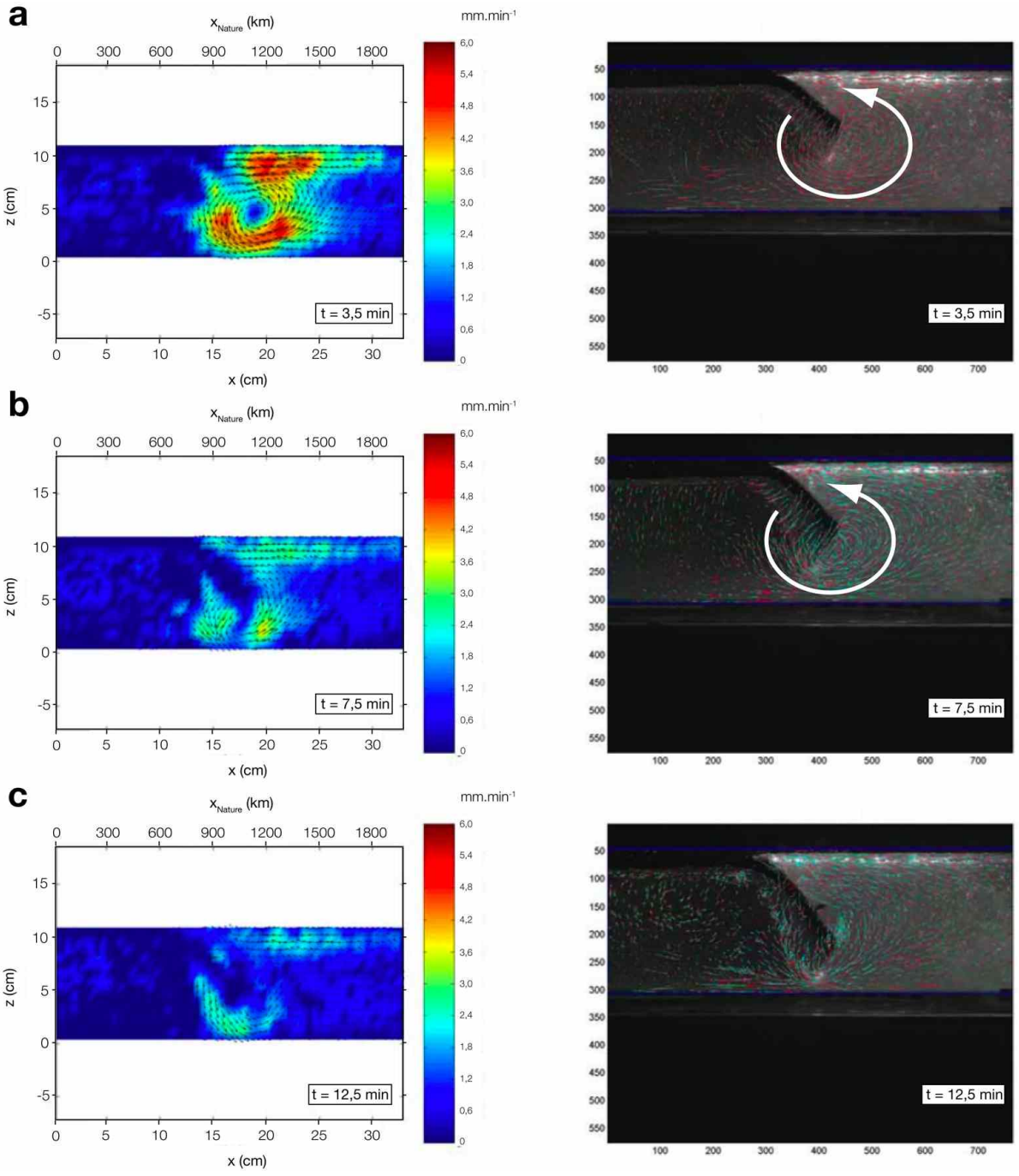


Figure 5.37. Champ de vitesse (flèches noires) et carte du module de vitesse (en mm.min^{-1}) pour la section horizontale superficielle de l'expérience G24, à différents temps depuis le début de l'expérience (3,5 min ; 7,5 min ; 12,5 min ; 16,5 min ; 30,5 min ; 39,5 min).


a
b
c
x_Nature (km)
mm.min-1
z (cm)
x (cm)
t = 3,5 min
t = 7,5 min
t = 12,5 min

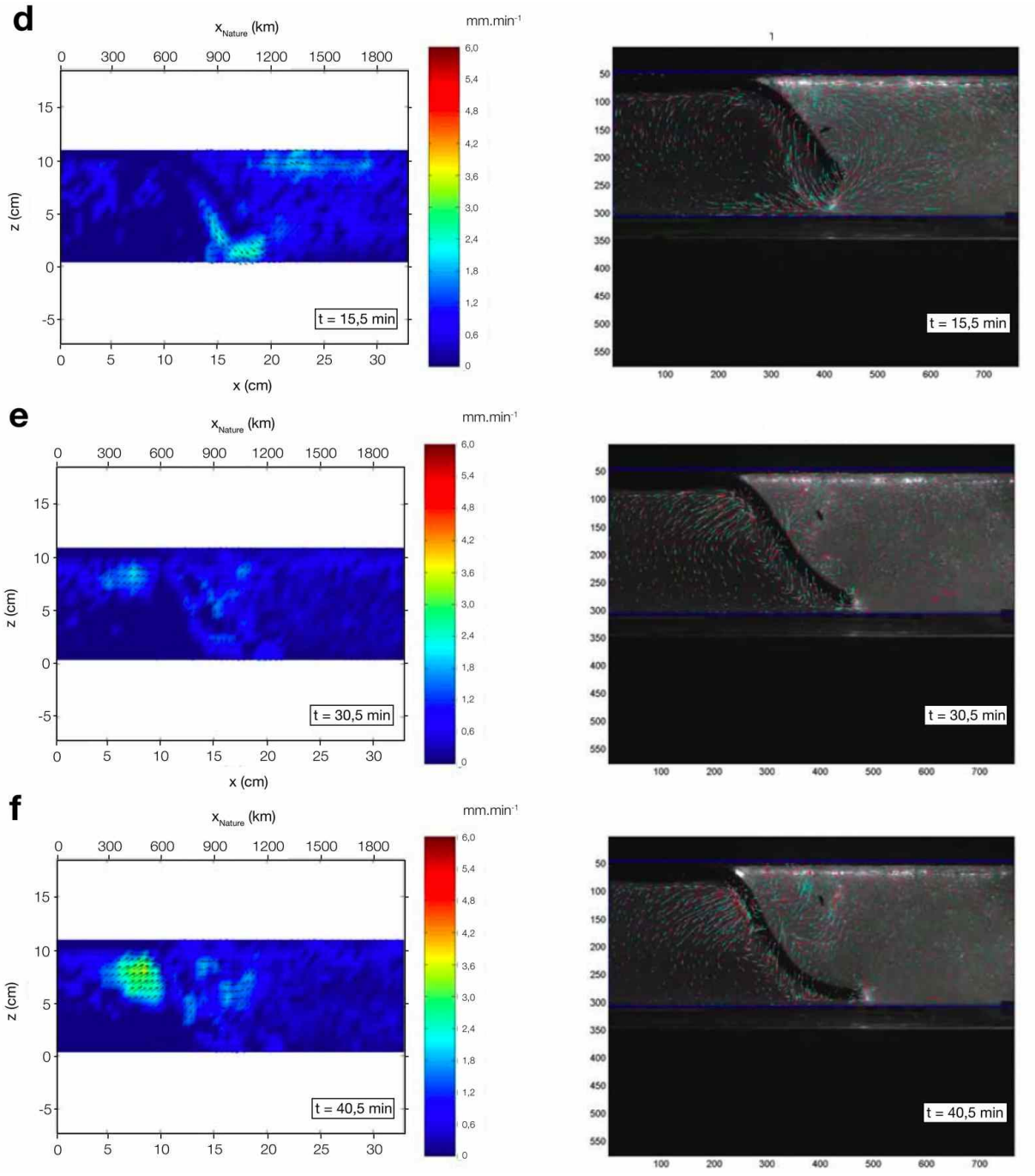


Figure 5.38. Champ de vitesse (flèches noires) et carte du module de vitesse (en mm.min^{-1}) pour la section verticale de l'expérience G24 (à gauche) et vues latérales de ce même modèle, à différents temps depuis le début de l'expérience (3,5 min ; 7,5 min ; 12,5 min ; 15,5 min ; 30,5 min ; 40,5 min). La technique de suivi de particule étant basée sur les intensités de lumière, lorsque une bulle est fixée au slab, cette dernière va être suivie au cours de son déplacement. C'est la raison pour laquelle sur chacune des images on observe des vecteurs vitesse importants qui correspondent à la position du slab. Ces vecteurs ne doivent pas être pris en compte.

5.6.3.2.2. Phase n°2: phase transitoire

La phase n°2 correspond à la période durant laquelle les flux de matière entre la province sous-lithosphérique et le coin mantellique peuvent se produire à la fois sous le slab, comme durant la phase n°1, mais également au travers de la fenêtre de slab dont l'ouverture s'initie. Cette phase n°2 débute entre 7 et 9 minutes et se termine entre 12 et 16 minutes en fonction du modèle suivi (Figure 5.31).

Le champ de vitesse observé au cours de la phase n°1 est profondément affecté par la circulation des particules engendrée par la fenêtre ouverte dans le slab. L'ouverture de la fenêtre génère en effet en surface un déplacement des particules dans la direction opposée au retrait de la fosse qui, combiné au déplacement engendré par la cellule d'advection décrite précédemment, provoque un mouvement toroïdal centré sur la fenêtre. Pour le modèle G25, après 12,5 minutes (Figure 5.39), le champ de vitesse en surface peut être ainsi divisé en quatre zones :

(1) une zone située au droit de la fenêtre de slab et qui voit les particules se déplacer avec une vitesse de l'ordre de 6 $mm.min^{-1}$ en direction opposée au retrait de la fosse. La distance limite depuis la fosse au-delà de laquelle la vitesse des particules atteint une valeur nulle est de 6 cm.

(2) une deuxième zone où le champ de vitesse est nul, au droit de la fenêtre.

(3) de part et d'autre de la fenêtre, dans les régions non perturbées par les mouvements liés à la fenêtre de slab, le déplacement se fait dans la direction de retrait de la fosse avec des vitesses atteignant 4,8 $mm.min^{-1}$; ce sont des vitesses proches de celles observées pendant la première phase de l'expérience

(4) dans le champ lointain, à plus de 12 cm de la fosse, la vitesse a diminué par rapport au début de l'expérience (~3 $mm.min^{-1}$ contre ~4,8 $mm.min^{-1}$ dans la même région auparavant).

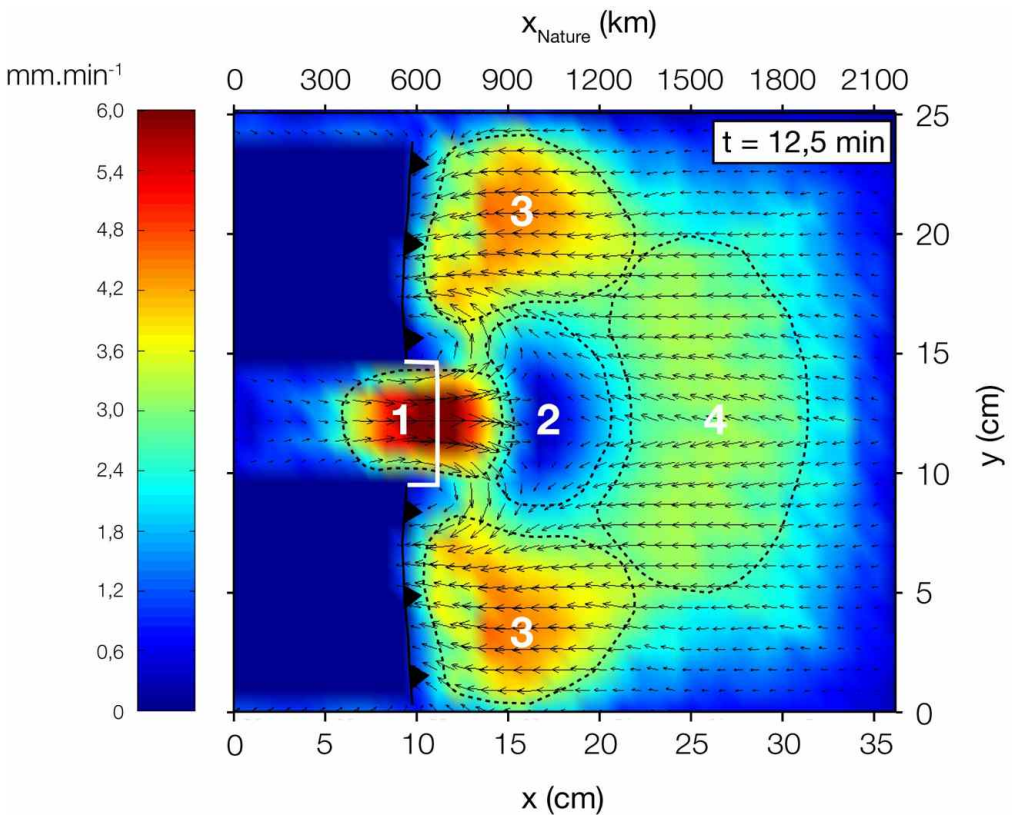


Figure 5.39. Champ de vitesse horizontal (flèches noires) et carte du module de vitesse (en mm.min^{-1}) pour la section horizontale de l'expérience G25 à 12,5 min. La position de la fosse de subduction est indiquée par un trait noir alors que le trait blanc représente la projection en surface de l'extension de la fenêtre de slab. Le champ de vitesse est fortement affecté par l'ouverture de cette dernière et fait apparaître quatre secteurs (cf. texte).

Les vecteurs vitesse sont essentiellement orientés dans la direction perpendiculaire à la direction de la fosse, exceptés sur une bande de 3 cm de large de part et d'autre de la fenêtre de slab. Dans cette zone, les vecteurs deviennent parallèles à la direction de la fosse et décrivent un mouvement toroïdal.

La fin de la phase n°2 voit la distance entre l'extrémité du slab et le fond de la boîte décroître, diminuant d'autant la possibilité pour les particules de se déplacer sous le slab, alors que dans le même temps la taille de la fenêtre augmente. Le champ de vitesse lointain (zone 4) est fortement diminué à mesure que le mouvement poloïdal est moins entretenu (Figures 5.36d, 5.37d et 5.40) alors qu'au contraire le champ de vitesse au droit de la fenêtre de slab augmente progressivement et la zone affectée par le mouvement opposé à la direction de retrait de la fosse devient de plus en plus étendue.

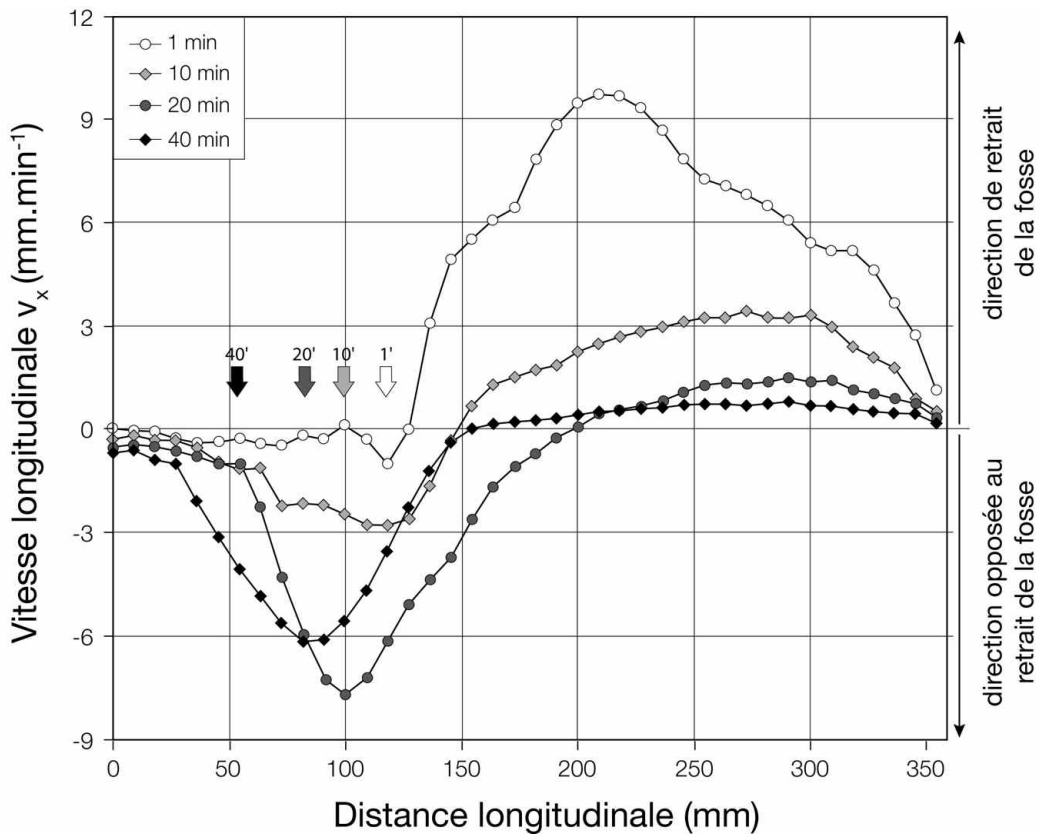


Figure 5.40. Profil de la composante longitudinale de vitesse (v_x) au droit de la fenêtre de slab à différents temps depuis le début de l'expérience G25 (1 min ; 10 min ; 20 min ; 40 min). La position de la fosse de subduction à ces différents instants est indiquée par une flèche. Les vitesses positives correspondent à un déplacement des particules dans la direction de retrait de la fosse.

5.6.3.2.3. Phase n°3: phase quasi-stationnaire

La phase n°3 débute lorsque l'extrémité du slab atteint la discontinuité manteau supérieur/manteau inférieur. A ce moment, la fenêtre de slab est déjà partiellement ouverte (6 mm pour G24; 15 mm pour G25). Le flux de matériel sous-lithosphérique ne se produit donc qu'au travers de cette dernière.

La zone de vitesse maximale du flux mantellique située au droit de la fenêtre recule, suivant le retrait de la fosse de subduction (Figure 5.40). Dans le même temps, le module de la vitesse maximale du flux en surface diminue, passant de 7,8 mm.min^{-1} à 20 minutes à 6 mm.min^{-1} à 40 minutes pour le modèle G25 (Figure 5.40). Cette diminution peut s'expliquer par le fait qu'on visualise ici le champ de vitesse superficiel. Plus l'expérience avance, plus la

fenêtre de slab est largement ouverte en profondeur. Le flux de matière étant moins concentré à proximité de la surface, les vitesses superficielles diminuent. Le mouvement toroïdal observé précédemment est largement entretenu et croît radialement. Néanmoins cette extension est limitée latéralement par les conditions aux limites imposées, i.e. une largeur de la boîte de 26 cm. Ainsi, dès 40 minutes pour le modèle G25, c'est toute la largeur du slab qui est affectée par ce mouvement toroïdal (Figure 5.36f).

5.6.3.3. Échange de matériel

L'analyse d'image par suivi de particule a mis en évidence un flux de matériel provenant de la province située sous la plaque océanique et le slab vers le coin mantellique sus-jacent au travers de la fenêtre de slab. Le déplacement des particules du manteau asthénosphérique s'effectue alors selon un mouvement toroïdal de part et d'autre de la fenêtre.

Pour imager les transferts de matériel entre la province située sous le slab et celle située au-dessus, nous avons suivi l'approche suivante. Deux séries de particules ont été initialement placées de manière aléatoire au sein de chacune des provinces, ces dernières étant ensuite soumises au champ de vitesse enregistré pour le modèle G25 dans le plan horizontal (Figure 5.41).

Après 8 minutes, moment de l'ouverture de la fenêtre de slab, les particules commencent à migrer dans la direction opposée au retrait de la fosse. Par la suite, ce mouvement s'accentue mais le matériel fluant au travers de la fenêtre agit comme un bélier sur le matériel situé au-dessus du slab et vient envahir le domaine sous-continental (Figure 5.41). Il n'y a donc pas de mélange entre les deux matériaux et les particules initialement situées au dessus du slab sont "poussées" dans la direction opposée au retrait du slab mais également latéralement, formant une concavité dans la direction de la fosse de subduction.

La distance maximale dans la direction longitudinale entre les particules initialement situées sous le slab et la fosse de subduction atteint environ 12 cm après 41,5 minutes d'expérience, ce qui représente, une fois remis à l'échelle, une distance de 720 km (Figure 5.42). Ces mêmes particules se déplacent également à la fois vers le nord et vers le sud de la fenêtre de slab, atteignant une distance depuis le bord de cette dernière d'environ 4,5 cm (~270 km) à 41,5 minutes (Figure 5.42).

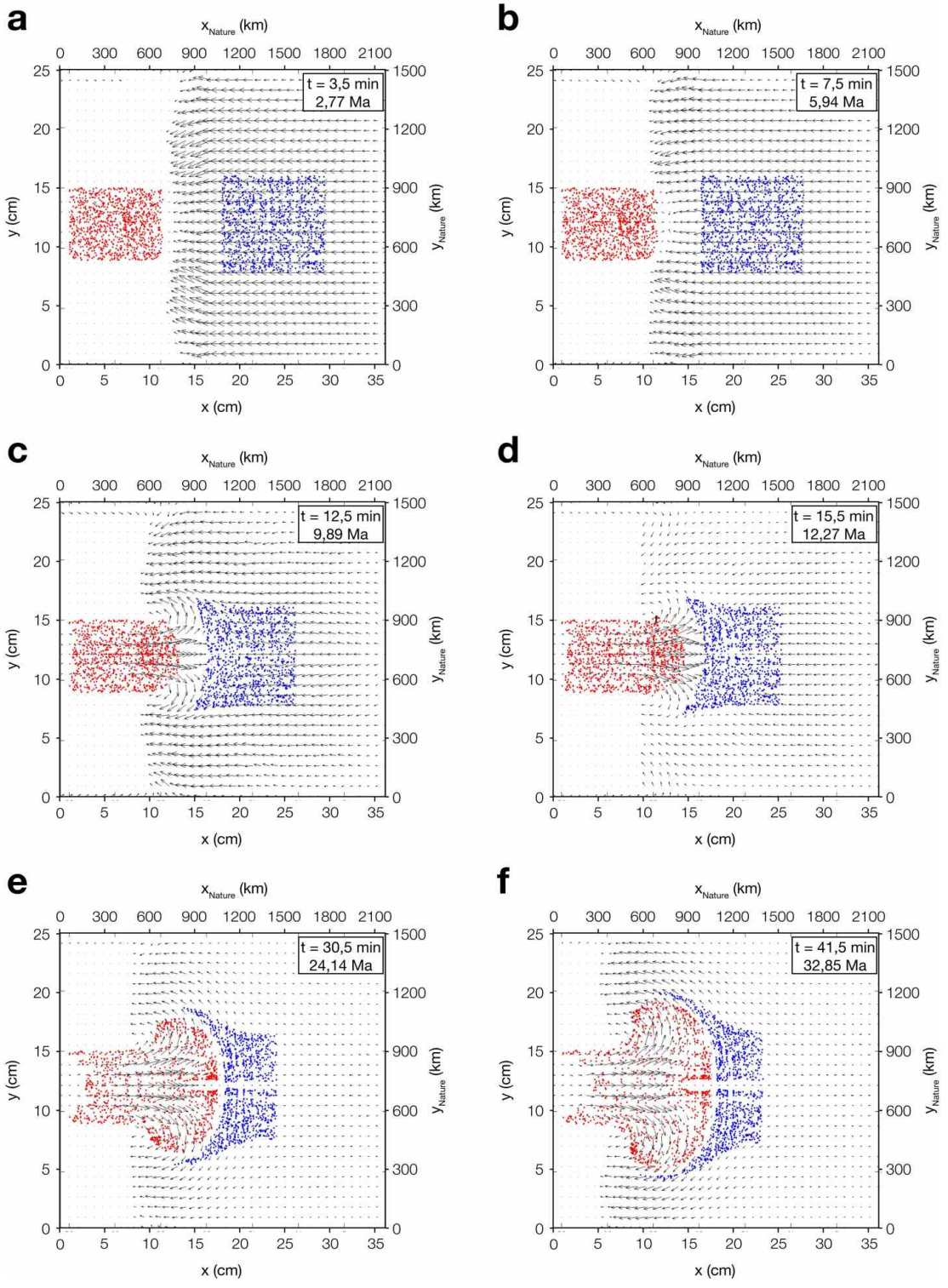


Figure 5.41. Mouvement des particules réparties initialement de manière aléatoire de part et d'autre de la fosse de subduction (en rouge, province sous-lithosphérique; en bleu, province supra-lithosphérique) et auxquelles est appliqué le champ de vitesse horizontal obtenu pour l'expérience G25. Les matériaux des deux provinces ne se mélangent pas au cours du temps.

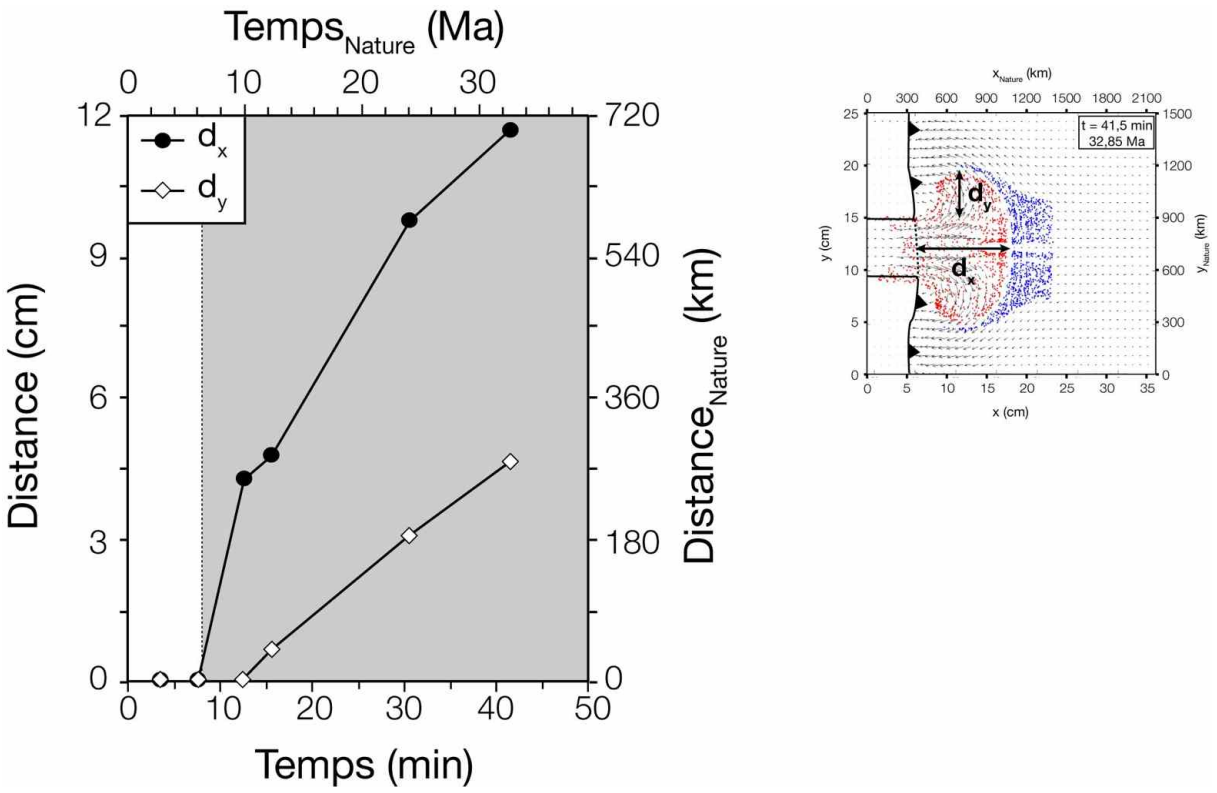


Figure 5.42. Distance longitudinale maximale (d_x) entre la fosse de subduction et la zone atteinte par les particules fluant au travers de la fenêtre de slab, et distance latitudinale maximale (d_y) entre le bord de la fenêtre de slab et la zone atteinte par les particules fluant au travers de la fenêtre de slab au cours du temps.

5.6.4. Conséquences sur l'origine du magmatisme d'arrière-arc néogène

Dans la nature, l'ouverture d'une fenêtre de slab affecte profondément le magmatisme de la plaque supérieure. En effet, lorsque la subduction est normale, l'asthénosphère au-dessus du slab est d'une part refroidie par transfert de chaleur du slab "froid" (McKenzie, 1969) et également hydratée par l'eau relâchée par le slab au cours de phase d'éclogitisation (Gill, 1981; Peacock, 1993). L'asthénosphère située sous le slab est peu affectée par ces deux processus et reste relativement chaude et hydratée. Lorsqu'une fenêtre de slab s'ouvre, l'asthénosphère localisée au-dessus du slab est mise directement au contact avec l'asthénosphère située sous le slab. Ainsi l'hydratation de l'asthénosphère au-dessus du slab cesse et la chaleur de l'asthénosphère sous le slab est transmise verticalement (DeLong et al.,

1979). Ces modifications en profondeur se traduisent par une modification du type de volcanisme observé en surface. Ainsi, au-dessus d'une zone de subduction classique se développe un volcanisme d'arc de type calco-alcalin résultant de l'hydratation du coin mantellique. Lorsqu'une fenêtre de slab se développe, cette hydratation tend à diminuer et le volcanisme calco-alcalin disparaît. À la place se développe un magmatisme de type tholéïtique à alcalin (Marshak et Karig, 1977; Hole et al., 1991; Forsythe et Prior, 1992; Cole et Basu, 1995).

Actuellement, en Patagonie, la région située entre 46°S et 49°S environ est marquée par une lacune de magmatisme d'arc. En revanche, depuis 13 Ma, le volcanisme tholéïtique à alcalin est très développé dans toute la Patagonie, depuis 52°S jusqu'à environ 44°30'S selon un axe sud-nord, et depuis le piedmont oriental de la Cordillère jusqu'à des distances au-delà de 600 km de la fosse selon un axe ouest-est (e.g. Ramos et Kay, 1992; Gorring et al., 1997, 2003; D'Orazio et al., 2000, 2001; Espinoza et al., 2005; Guivel et al., 2006; Bruni, 2007). Les différentes études s'accordent à montrer que les laves épanchées sont directement reliées à l'ouverture de la fenêtre de slab sous la Patagonie, qui s'est initiée il y a 14 Ma (Cande et Leslie, 1986). Cependant, il existe une absence de synchronisme entre la mise en place des laves et l'entrée en subduction des différents segments de dorsale qui en seraient à l'origine (Figure 5.43). En effet, comme le montrent Guivel et al. (2006) et Bruni (2007), la mise en place de ces laves tholeïtiques à alcalines à environ 12 Ma au niveau de la Meseta del Lago Buenos Aires (~46°40'S) et à environ 4 Ma au niveau de la vallée du Río Senguerr (~45°S) est antérieure à la subduction des segments de dorsales correspondants (SCR-1 à 6 Ma pour la Meseta del Lago Buenos Aires; SCR1 et SCR2 non encore subductés pour la vallée du Río Senguerr). Guivel et al. (2006) proposent alors comme origine à ce volcanisme une rupture du slab Nazca préalable à la mise en place du basalte le plus ancien, à 12,4 Ma (Figure 5.44). A cette époque là, point triple du Chili est situé à 50°30'S de latitude, soit environ 350 km plus au sud. Cette rupture de slab ne se propagerait pas plus au nord de 46°40'S, puisqu'aucun basalte d'âge proche de 12 Ma n'a été observé au-delà de cette latitude. Les basaltes de la vallée du Río Senguerr, entre 44°30'S et 45°30'S, devraient, selon ce modèle, résulter d'une seconde phase de rupture de slab, plus tardive, mais antérieure à 4 Ma.

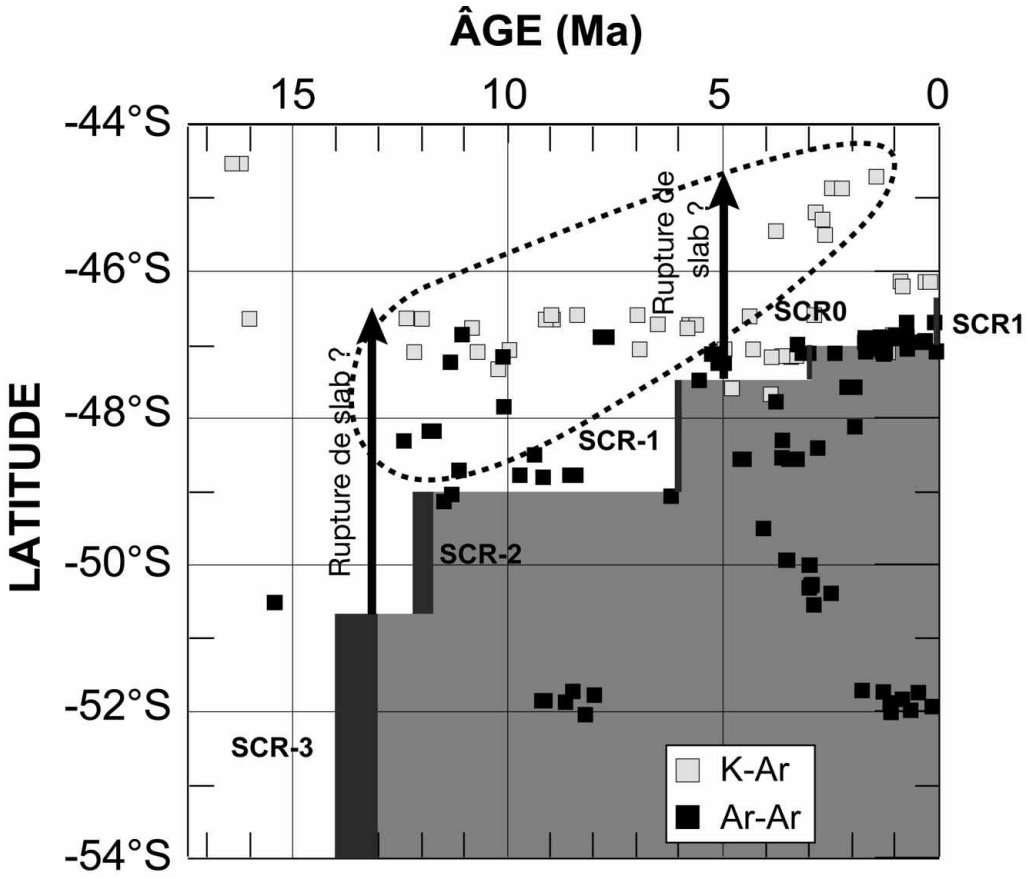


Figure 5.43. Compilation des âges du volcanisme tholeïtique à alcalin de la zone d'arrière-arc de Patagonie en fonction de la latitude. Pour les références, voir Figure 1.16. Le trait en pointillé noir indique les âges trop "vieux" par rapport à l'âge d'entrée en subduction du segment de dorsale qui pourrait en être à l'origine. Pour expliquer ces âges trop "vieux", Guivel et al. (2006) proposent une rupture du slab Nazca, sur une longueur d'environ 350 km, se produisant avant 12 Ma. Le même type de phénomène pourrait expliquer l'épanchement de basaltes depuis ~4 Ma entre 44°30'S et 45°30'S (Bruni, 2007) alors que le point triple du Chili, qui correspond à la limite septentrionale de la fenêtre de slab se situe actuellement à 46°30'S.

Sur la base des modèles analogiques réalisés, une hypothèse alternative à la rupture du slab peut être proposée. En effet nous avons vu que l'ouverture d'une fenêtre de slab perturbe fortement le champ de vitesse vertical et horizontal des particules du manteau asthénosphérique. Les particules initialement situées sous le slab et la plaque océanique fluent au travers de la fenêtre de slab pour atteindre des distances au droit, ainsi qu'au nord et au sud de la fenêtre, non négligeables et former approximativement un demi-cercle (Figure 5.42). Le rayon de ce demi-cercle, i.e. la distance parcourue sous la plaque

chevauchante par les particules initialement sous la plaque océanique, peut être approché par la relation suivante :

$$R \approx \sqrt{\frac{2}{\pi} Lvt}$$

où L est la largeur du slab en subduction, v la vitesse de retrait de la fosse et t le temps depuis l'ouverture de la fenêtre. Ainsi, par exemple pour une plaque plongeante de 1000 km de large, reculant à une vitesse de 10 cm.an^{-1}, 2 millions d'années après l'ouverture de la fenêtre de slab, la distance atteinte par les particules initialement sous la lithosphère plongeante est d'environ 360 km.

Ces particules ne se mélangent pas avec les particules de la province mantellique située au-dessus du slab (Figure 5.41). Le volcanisme de type tholéïtique à alcalin ayant pour origine une interaction entre le manteau provenant de la région sous le slab et la lithosphère continentale sus-jacente et/ou le manteau asthénosphérique situé au-dessus du slab (Gorring et al., 1997), on peut s'attendre à observer ce type de volcanisme au-delà de la simple projection en surface de la fenêtre de slab. Dans le cas du volcanisme d'arrière-arc de la Patagonie, cela signifierait qu'au moment de l'ouverture de la fenêtre à 14 Ma du matériel fertile fluant au travers de cette fenêtre de slab ait pu se déplacer suffisamment rapidement en direction du nord pour atteindre la Meseta del Lago Buenos Aires et expliquer ainsi les premiers épanchements à 12,4 Ma. Ce phénomène pourrait également expliquer le volcanisme daté au Miocène supérieur dans la Meseta Central et dans la région nord-est du Massif du Deseado (Gorring et al., 1997), plus à l'est que la projection de la fenêtre de slab à cette époque là (Figure 5.44), et le volcanisme à ~4 Ma (Bruni, 2007) au nord du point triple du Chili.

Il est actuellement impossible de trancher entre les deux hypothèses pour expliquer l'antériorité du volcanisme par rapport à l'entrée en subduction des différents segments de dorsale. Il n'est d'ailleurs pas exclu que les deux phénomènes se produisent simultanément. Une manière de tester notre hypothèse serait l'étude du déphasage des ondes SKS télésismiques, qui nous permettrait ainsi d'estimer l'anisotropie due à l'orientation préférentielle des cristaux d'olivine dans le manteau asthénosphérique et donc de cartographier la déformation et les flux de matières sous la Patagonie. Cette technique a été

développée par L. Vinnik (1989) et par P. Silver (Silver et Chan, 1988; Silver et Chan, 1991). Un réseau sismique temporaire a récemment été déployé dans la région du point triple du Chili par Raymond Russo, mais malheureusement aucun résultat n'a pour l'instant été publié. Si les flux de matières se répartissent de manière radiale autour de la fenêtre de slab, alors on pourra interpréter cette variation comme résultant du flux du matériel mantellique au travers de la fenêtre de slab tel que mis en évidence dans nos expériences analogiques.

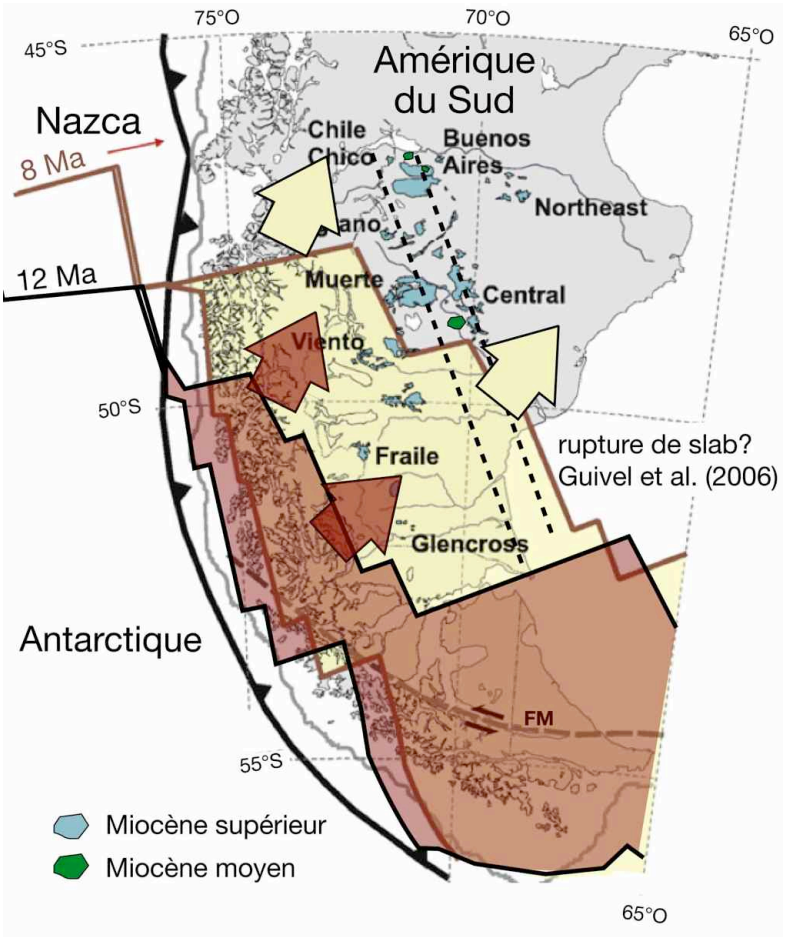


Figure 5.44. Extension géographique de la fenêtre de slab sous la Patagonie à 12 Ma (en rouge) et 8 Ma (en jaune) (d'après Breitsprecher et Thorkelson, 2008). Sont également indiquées les positions des laves d'arrière-arc datées au Miocène moyen (en vert) et au Miocène supérieur (en bleu). Dans la région de la Meseta Central, au nord-est du Massif du Deseado, et au niveau de la Meseta del Lago Buenos Aires, les laves sont positionnées au-delà de l'extension maximale de la fenêtre de slab à l'époque de leur mise en place. Leur origine pourrait être donc liée soit à une rupture du slab (Guivel et al., 2006) ou plus simplement au flux de matériel asthénosphérique fertile qui s'étend radialement au-delà des limites de la fenêtre de slab.

CHAPITRE VI

CONCLUSIONS : RÉPONSE DE LA PLAQUE AMÉRIQUE DU SUD À LA DYNAMIQUE DE LA SUBDUCTION ET AU FLUX MANTELLIQUE ASSOCIÉ

6. Conclusions : Réponse de la plaque Amérique du Sud à la dynamique de la subduction et au flux mantellique associé

Le processus de subduction océanique est un phénomène complexe qui influence fortement la dynamique de surface. Cette influence porte aussi bien sur le régime tectonique de la plaque chevauchante que sur les mouvements topographiques de surface. L'approche multi-disciplinaire mise en oeuvre dans le cadre de cette thèse a permis de quantifier de manière plus précise quel peut être le tempo et l'amplitude de ces phénomènes.

6.1. Déformation de la plaque chevauchante

Les analyses statistiques des zones de subduction actuelle ont montré que, selon le référentiel utilisé, 52% (Heuret et Lallemand, 2005) ou 62-78% (Schellart et al., 2008) possèdent une fosse de subduction qui recule en direction de l'océan. D'un point de vue cinématique, la vitesse de déformation de la plaque chevauchante peut être définie par la relation (Figure 6.1) :

$$V_{déformation} = V_{plaque\ chevauchante} - V_{fosse}$$

Si la vitesse de déformation de la plaque supérieure est positive, cette dernière est en extension, et à l'inverse en compression si la vitesse de déformation est négative. Si la vitesse absolue de la plaque supérieure est contrôlée par les conditions aux limites du système, la vitesse de la fosse, elle, dépend à la fois de la vitesse absolue de la plaque plongeante et de la vitesse de subduction selon la relation (Figure 6.1) :

$$V_{fosse} = V_{plaque\ subduite} - V_{subduction}$$

où la vitesse de subduction et la vitesse absolue de la plaque plongeante sont positives en direction de la fosse.

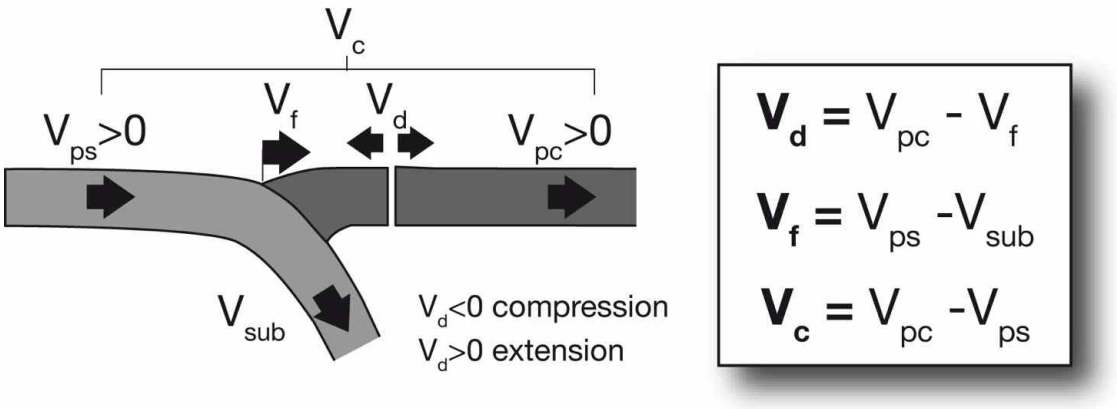


Figure 6.1. Description des différents paramètres cinématiques gouvernant le processus de subduction. V_{ps} : vitesse de la plaque subduite; V_f : vitesse de la fosse : V_{sub} : vitesse de subduction; V_d : vitesse de déformation; V_{pc} : vitesse de la plaque chevauchante; V_c : vitesse de convergence.

6.1.1. Pulsatilité de la déformation

Les modèles analogiques reproduisant à l'échelle du laboratoire le processus de subduction nous ont montré que malgré des conditions aux limites (vitesses absolues de la plaque chevauchante et de la plaque plongeante) constantes au cours du temps, la seule dynamique du slab peut être à l'origine d'une modification des contraintes dans la plaque supérieure. Le slab, s'il est ancré à l'interface entre le manteau supérieur et le manteau inférieur, peut voir sa géométrie profondément modifiée au cours du temps, l'angle du plan de subduction pouvant varier entre 40 et 65° au cours de la même expérience. Lorsqu'il devient vertical, le slab tend à reculer (phénomène de "roll-back") sous la plaque supérieure, la vitesse de subduction est alors plus faible et la fosse, qui suit le mouvement de recul de la plaque plongeante, a une vitesse plus élevée. En conséquence la déformation de la plaque supérieure devient plus extensive. A l'inverse, lorsque le slab s'horizontalise, il s'avance sous la plaque chevauchante, augmentant ainsi la vitesse de subduction. La vitesse de la fosse en est alors diminuée, voire même négative et le raccourcissement de la plaque chevauchante d'autant plus élevé. La durée de ce cycle d'avancée et de recul pourrait être de l'ordre d'environ 20 Ma pour une convergence de 13 cm.an^{-1}, mais diminue pour des vitesses plus élevées.

Ce phénomène pourrait expliquer en partie les différences de géométrie observées le long des zones de subduction. Il expliquerait également pourquoi malgré une vitesse de convergence relativement constante, différents pulses tectoniques peuvent être enregistrés dans les systèmes en convergence. Surtout, cela signifie que la subduction est un processus non-stationnaire et, par conséquent, l'observation des zones de subduction actuelles ne fournit qu'un instantané de leur dynamique, qui évolue sur le long terme.

6.1.2. Déformation associée à des anomalies de la plaque plongeante

Toutes les remarques précédentes ne valent que dans le cas d'une lithosphère plongeante homogène. En présence de rides asismiques ou de plateaux océaniques, la croûte océanique est plus épaisse rendant la lithosphère plongeante plus légère. La flottabilité devient moins négative. Si la subduction est "libre" (i.e. la convergence entre les plaques résulte uniquement du processus de subduction), la subduction de segments légers de plaque océanique entraîne une diminution de la vitesse de convergence, et une augmentation du pendage du plan de Benioff (Martinod et al., 2005). A l'inverse, si la vitesse de convergence est imposée par les conditions aux limites (subduction"forcée", cf. article de Espurt et al. (2008) en annexe), l'arrivée d'un plateau océanique entraîne une diminution de l'angle du plan de subduction. Le sous-placage de la lithosphère subduite sous la lithosphère continentale augmente la surface de contact et donc la friction interplaque (Espurt et al., 2008). Il en résulte une migration de la déformation en direction du bassin d'avant-pays. Pour que le slab devienne horizontal, il est néanmoins nécessaire de subducter une quantité importante de lithosphère légère; le processus nécessite plusieurs millions d'années (Espurt et al., 2008). C'est ce qui pourrait expliquer pourquoi sur les quatre rides majeures plongeant actuellement sous la marge pacifique de la plaque Amérique du Sud (ride de Carnegie en Équateur (~2°N), ride de Nazca au Pérou (~15°S), ride d'Iquique au nord du Chili (~22°S) et ride de Juan Fernandez au centre du Chili (~33°S)) seules deux, les rides de Nazca et de Juan Fernandez, génèrent la formation de segments de subduction horizontale ("flat-slab"), bien mis en évidence par la sismicité (Gutscher et al., 2000; Gutscher, 2002), le volcanisme, et la déformation de la plaque chevauchante (Gutscher et al., 2000; Gutscher, 2002; Pardo et al., 2002; Ramos et al., 2002). Localement, la subduction de ces anomalies topographiques va

interférer avec la dynamique à long terme du slab et va contrôler le régime tectonique prévalent au droit de celles-ci.

D'autres types d'anomalies peuvent affecter la dynamique de la subduction. Ainsi la rupture du slab par érosion mécanique ou thermique, ou bien encore la subduction d'une dorsale océanique active peuvent conduire à l'ouverture de fenêtres asthénosphériques dans le panneau plongeant, modifiant ainsi le bilan des forces du système. Les modèles analogiques que nous avons développés montrent que ces deux situations, qui coïncident avec une diminution de la largeur du slab au niveau de la fosse, sont à l'origine de phénomènes transitoires. La possibilité offerte au manteau asthénosphérique sous le slab de fluer au travers de la fenêtre asthénosphérique rend la résistance au retrait du slab moindre. Par conséquent, la vitesse de "roll-back" du slab augmente, et ce d'autant plus que la largeur de slab au niveau de la fosse étant diminuée, la force de traction exercée par la portion "large" du slab en profondeur augmente. Si les conditions aux limites ne sont pas modifiées, l'ouverture de la fenêtre de slab se traduit par une augmentation de la vitesse de retrait de la fosse et par conséquent par une diminution de la vitesse de déformation de la plaque supérieure. Ce modèle s'applique particulièrement bien au cas de l'ouverture des bassins d'arrière-arc Tyrrhéniens, en Méditerranée, où le slab Calabrien a connu deux épisodes de réduction de sa largeur à 4-3 Ma et à 2-1 Ma qui coïncident avec l'ouverture respective des bassins de Vavilov et de Marsili (Faccenna et al., 2007).

Dans le cas de l'Amérique du Sud, l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique liée à la subduction de la dorsale du Chili entre 54°S et 46°30'S depuis 14 Ma est synchrone d'un arrêt du raccourcissement à ces latitudes. En effet, le raccourcissement modeste (entre 22 et 45 km) qui était accommodé au sein du système de plis et de chevauchements associés de Patagonie depuis ~20 Ma cesse autour de 10-9 Ma (Ramos, 1989; Lagabrielle et al., 2004). Cependant, la relation n'est pas aussi claire au nord de la position actuelle du point triple du Chili, où la plaque Nazca est toujours en subduction. Le système de failles de Liquiñe-Ofqui, qui accommode une grande partie de la déformation au niveau de l'arc, semble fonctionner en décrochement ou en transtension au cours du Cénozoïque, puis en transpression à partir de 16 Ma (Lavenu et Cembrano, 1999; Thomson, 2002). Ce résultat est en contradiction avec nos modèles analogiques qui prédisent une diminution du raccourcissement après réduction de

la largeur du slab. Il apparaît donc qu'à l'échelle de la subduction de la plaque Nazca (~7500 km avant 14 Ma), la diminution de largeur du slab d'environ 10 %, liée à l'ouverture de la fenêtre de slab sous la Patagonie, ne contrôle que partiellement la déformation de la plaque chevauchante.

6.2. Signal topographique

Les mouvements verticaux de la plaque supérieure à l'arrière de la chaîne de la marge active sont contrôlés au premier ordre par : 1) la flexure lithosphérique en réponse à la charge/décharge orogénique (charge statique); 2) la topographie dynamique produite par les forces sublithosphériques (charge dynamique). Une augmentation de la charge tectonique associée à une intensification de l'activité chevauchante dans le prisme orogénique induit la subsidence du bassin d'avant-pays. La distance entre charge orogénique et forebulge est dépendante de la rigidité flexurale de la lithosphère et de la répartition des charges. Elle équivaut par exemple à environ 200 km pour le bassin d'avant-pays de Patagonie centrale. En revanche, si l'activité du prisme chevauchant cesse, un allégement érosif de la charge orogénique va entraîner une surrection de la zone préalablement subsidente.

Les mouvements verticaux induits par les forces sublithosphériques associées à la dynamique de la subduction, sont en général de plus grande longueur d'onde. Cette dernière est dépendante de la géométrie du slab et atteint des valeurs supérieures à 1000 km pour des pendages inférieurs à 45° (cf. Mitrovica et al., 1989, et le chapitre 3 de cette thèse). L'amplitude de la déflexion est également contrôlée par la vitesse de "roll-back" du slab, une augmentation de la vitesse de retrait se traduisant par une augmentation de la déflexion (Gurnis, 1993). L'amplitude du phénomène est loin d'être négligeable puisqu'elle peut atteindre 2000 m, comme par exemple dans le cas de la mer Égée (Husson, 2006). Les calculs semi-analytiques présentés dans le chapitre 3 montrent également que pour l'Amérique du Sud, la déflexion dynamique peut dépasser 1000 m.

6.2.1. Signal topographique associé à l'ouverture d'une fenêtre de slab

Lors de l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique, la circulation mantellique sous la plaque chevauchante est perturbée. La déflexion dynamique de la lithosphère est annulée durant le temps où la fenêtre de slab est ouverte sous le continent. La durée du phénomène dépend des différentes vitesses de plaques du système. Le modèle semi-analytique de topographie dynamique développé par Laurent Husson et appliqué au cas de la Patagonie a montré que l'annulation de la déflexion entraîne une surrection dynamique de la lithosphère chevauchante d'amplitude supérieure à 800 m et de longueur d'onde dépassant 1000 km perpendiculairement à la direction de la fosse de subduction. La migration du point triple du Chili vers le nord au cours des derniers 14 millions d'années (Cande et Leslie, 1986) s'accompagne d'une migration de la zone de surrection maximale, qui sépare une région au sud du PTC, basculée vers le sud, d'une région au nord du PTC, basculée vers le nord (Figure 6.2). La valeur cumulée de basculement prédite par notre modèle au centre du bassin de Patagonie centrale est de l'ordre de 0,1 à 0,2%. Les différentes phases de basculement sont enregistrées par des marqueurs géomorpholgiques (terrasses fluviatiles, captures de cours d'eau) préservés dans le paysage actuel de ce même bassin. Ces observations, compte tenu de la distance à la Cordillère, ne peuvent être expliquées par la réponse flexurale de la lithosphère à l'allégement érosif et sont donc la résultante d'une topographie contrôlée dynamiquement.

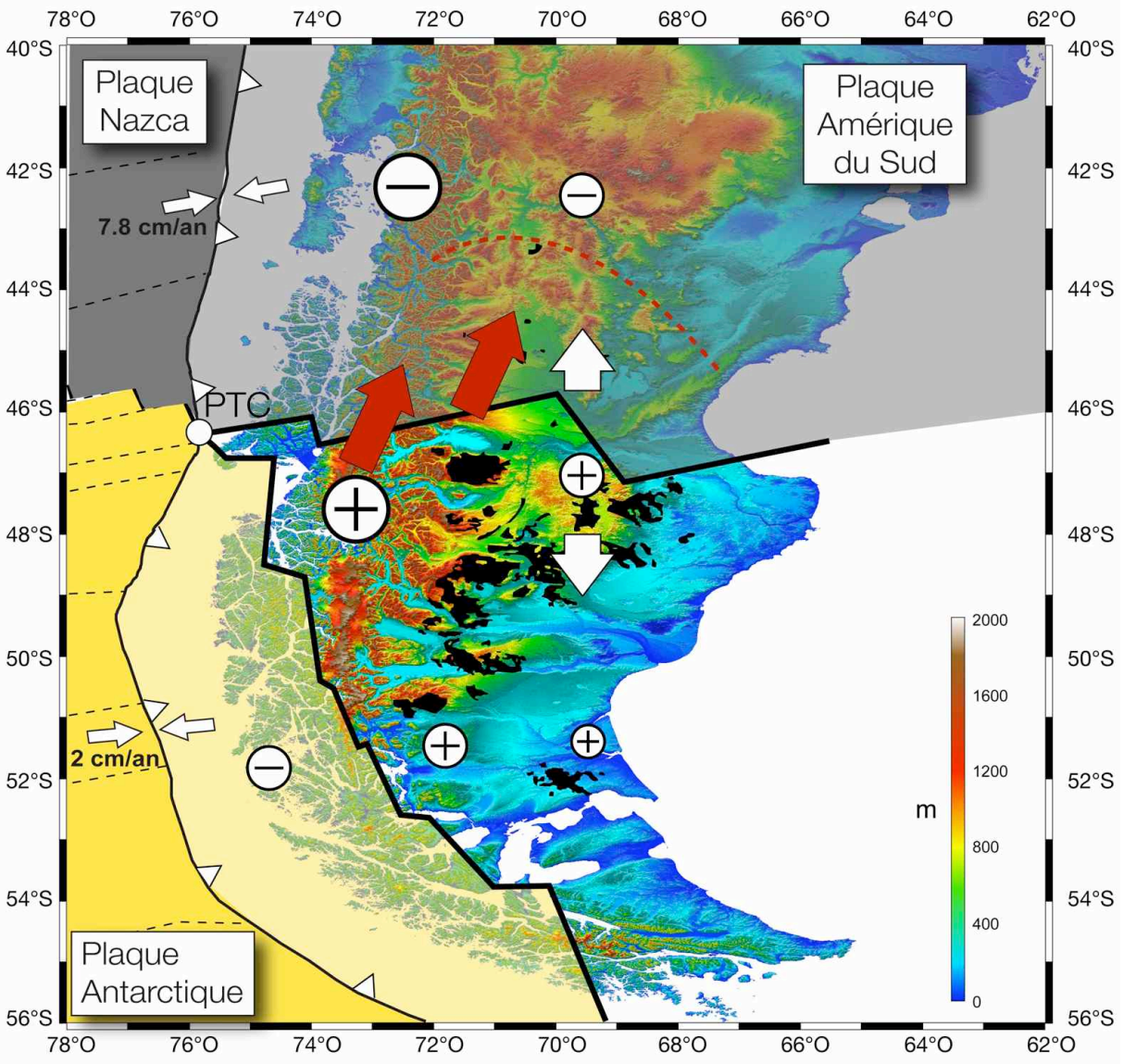


Figure 6.2. Contexte géodynamique actuel de la pointe méridionale du continent sud-américain. Les symboles + indiquent les régions où l'effet conjugué des charges statiques et dynamiques provoquent un soulèvement topographique alors que les régions avec les symboles - enregistrent actuellement une déflexion topographique. Les flèches blanches indiquent la direction des basculements associés à ces mouvements verticaux. Les flèches rouges indiquent les circulations mantelliques au travers de la fenêtre de slab, avec un matériel fluant radialement, et qui pourraient être à l'origine des épanchements basaltiques (en noir) que l'on peut observer plus au nord, dans la vallée du Río Senguerr (Bruni, 2007). Le slab Antarctique est représenté en jaune pâle et le slab Nazca en gris clair. La projection en surface de la fenêtre asthénosphérique est issue de Breitsprecher et Thorkelson (2008).

Lorsque l'on se rapproche de la Cordillère, en revanche, l'effet sur les mouvements verticaux de la charge statique due au poids de la chaîne devient plus prononcé. Les premiers résultats de l'étude thermochronologique par la méthode (U-Th)/He sur apatites réalisée de part et d'autre de la position actuelle du point triple du Chili semblent tout de même indiquer que la latitude de 46°30'S, position actuelle du point triple, constitue une discontinuité majeure. En effet, nous obtenons des âges "jeunes" (~7-5 Ma) au sud, synchrones de l'ouverture de la fenêtre asthénosphérique, et des âges plus "vieux" (~48-29 Ma) au nord. L'exhumation de la Cordillère apparaît donc plus récente au sud du point triple, potentiellement en réponse au soulèvement dynamique associé à l'annulation de la déflexion créée par l'ouverture de la fenêtre de slab. L'exhumation plus rapide de la Cordillère au sud du point triple correspond également à un domaine où les sommets de la chaîne sont plus élevés. Cependant nous avons vu au chapitre 4 que l'altitude moyenne de la Cordillère n'augmente que de 200 à 300 m au sud du point triple. Cette observation montre que l'érosion très active de la chaîne, due aux précipitations qui s'abattent sur le versant Pacifique des Andes et aux différentes glaciations plio-quaternaires, a déjà compensé en partie le soulèvement lié à l'ouverture de la fenêtre de slab.

L'obtention de données complémentaires, actuellement en cours d'analyse, nous permettra de détecter d'éventuels changements de vitesses d'exhumation et ainsi de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse précédente.

6.2.2. Topographie dynamique : cas général

De manière générale, la topographie dynamique doit affecter toute la marge andine, et de façon plus globale, les zones de subduction mondiales actuelles et passées. Depuis les années 1980, de nombreuses études ont mis en évidence son impact non négligeable sur l'enregistrement sédimentaire et sur des basculements de surface, comme par exemple pour le bassin occidental nord-américain au Crétacé supérieur (Mitrovica et al., 1989), au niveau de la plate-forme russe entre le Dévonien et le Permien (Mitrovica et al., 1996), ou bien encore pour la marge orientale nord-américaine depuis l'Éocène (Spasojević et al., 2008). Dans un contexte géodynamique plus proche de celui de la Patagonie, Lock et al. (2006), pour la région du point triple de Mendocino, dans la chaîne côtière de Californie du Nord, ont mis en évidence l'influence, au cours des 6 derniers millions d'années, de la topographie

dynamique sur l'évolution du relief et de la sédimentation. Ces derniers enregistrent la remontée vers le nord-ouest du point triple et du soulèvement dynamique associé. Mais le signal topographique résulte également de la réorganisation isostatique, suite aux changements d'épaisseur de la lithosphère chevauchante. Si l'effet de la topographie dynamique n'est pas mis en évidence de manière systématique c'est qu'il vient se superposer ou contre-balancer plusieurs autres facteurs tels que la réponse flexurale de la lithosphère à la charge/décharge orogénique ou bien encore les variations du niveau eustatique.

6.2.3. Marge andine actuelle et passée

6.2.3.1. Topographie dynamique dans le Bassin Amazonien

Dans le cas de la marge active andine, peu d'études ont mis en évidence l'influence de la topographie dynamique sur l'évolution morphologique et sédimentaire de la plaque chevauchante. Néanmoins, pour la zone sub-andine du Pérou central (Figure 6.3), Espurt et al. (2007, 2008) ont montré que le soulèvement de cette zone depuis 4 Ma coïncide avec la subduction de la ride de Nazca (Figures 6.4 et 6.5). L'entrée en subduction d'une lithosphère dont la croûte est anormalement épaisse entraîne une diminution de la flottabilité négative du slab et une horizontalisation de ce dernier. La mise en place d'un segment de subduction horizontale est contrôlé également par le mouvement absolu vers l'ouest de la plaque sud-américaine. Les modèles analogiques développés (cf. article Espurt et al. (2008) en annexe) ont montré que la mise en place de ce segment horizontal a divers effets : sur la déformation de la plaque supérieure d'une part (cf. § 6.1.2) mais également sur la dynamique de la subduction d'autre part. À l'avant de ce "flat-slab", la partie de slab qui plonge dans le manteau asthénosphérique entre 100 et 660 km de profondeur présente une vitesse de retrait plus faible que la vitesse de retrait qui prévalait auparavant, lorsque la subduction était "normale" (Figure 6.4). En conséquence, et comme montré par Gurnis (1993), la déflexion dynamique de la plaque supérieure diminue, générant ainsi un soulèvement relatif de la zone situé à l'avant du segment horizontal de slab. L'arche de Fitzcarrald occupe actuellement cette position, en avant de la portion plate du slab du Pérou, au droit de la ride Nazca, et correspond à une zone surélevée par rapport aux bassins d'avant-pays nord-amazonien et sud-amazonien, situés au nord et au sud de celui-ci (Figures 6.3 et 6.5). La

topographie dynamique associée à la mise en place de la subduction horizontale, liée à la subduction de la ride de Nazca et à la dérive vers l'ouest de la plaque sud-américaine, est donc responsable du développement depuis 4 Ma d'un bombement topographique dans la zone sub-andine du Pérou central.

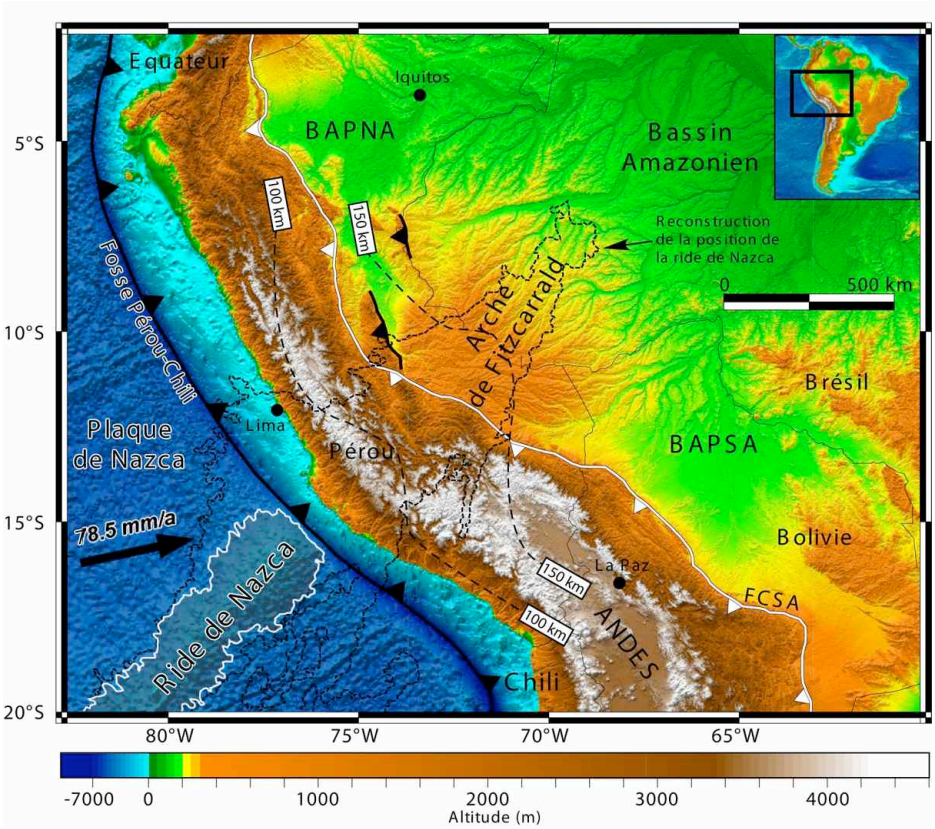


Figure 6.3. Modèle Numérique de Terrain des Andes Centrales et du bassin amazonien (Espurt, 2007). La zone d'avant-pays est constituée de deux sous-bassins subsidents (bassins d'avant-pays nord-amazonien (BAPNA) et sud-amazonien (BAPSA)) séparés par l'Arche de Fitzcarrald, une anomalie topographique positive se développant au front de la partie subductée de la ride de Nazca. Les données bathymétriques proviennent des satellites Geosat et ERS-1 (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de la mission NASA SRTM Gtopo 30. La vitesse de la plaque Nazca par rapport à une plaque Amérique du Sud fixe est en $mm.an^{-1}$ (Gripp et Gordon, 2002). La profondeur du plan de Wadati-Benioff à 100 et 150 km est également indiquée (Gutscher et al., 1999). La profondeur de 150 km correspond approximativement à la terminaison orientale du segment de subduction horizontale. La projection de la ride de Nazca sous le continent sud-américain (pointillés noirs) est extraite de Hampel (2002). Elle a été obtenue en supposant que la plaque plongeante subducte horizontalement sous le continent sud-américain. La partie la plus orientale de la ride ne se situe donc pas si loin vers l'est, mais en profondeur sur le segment incliné du plan de subduction.

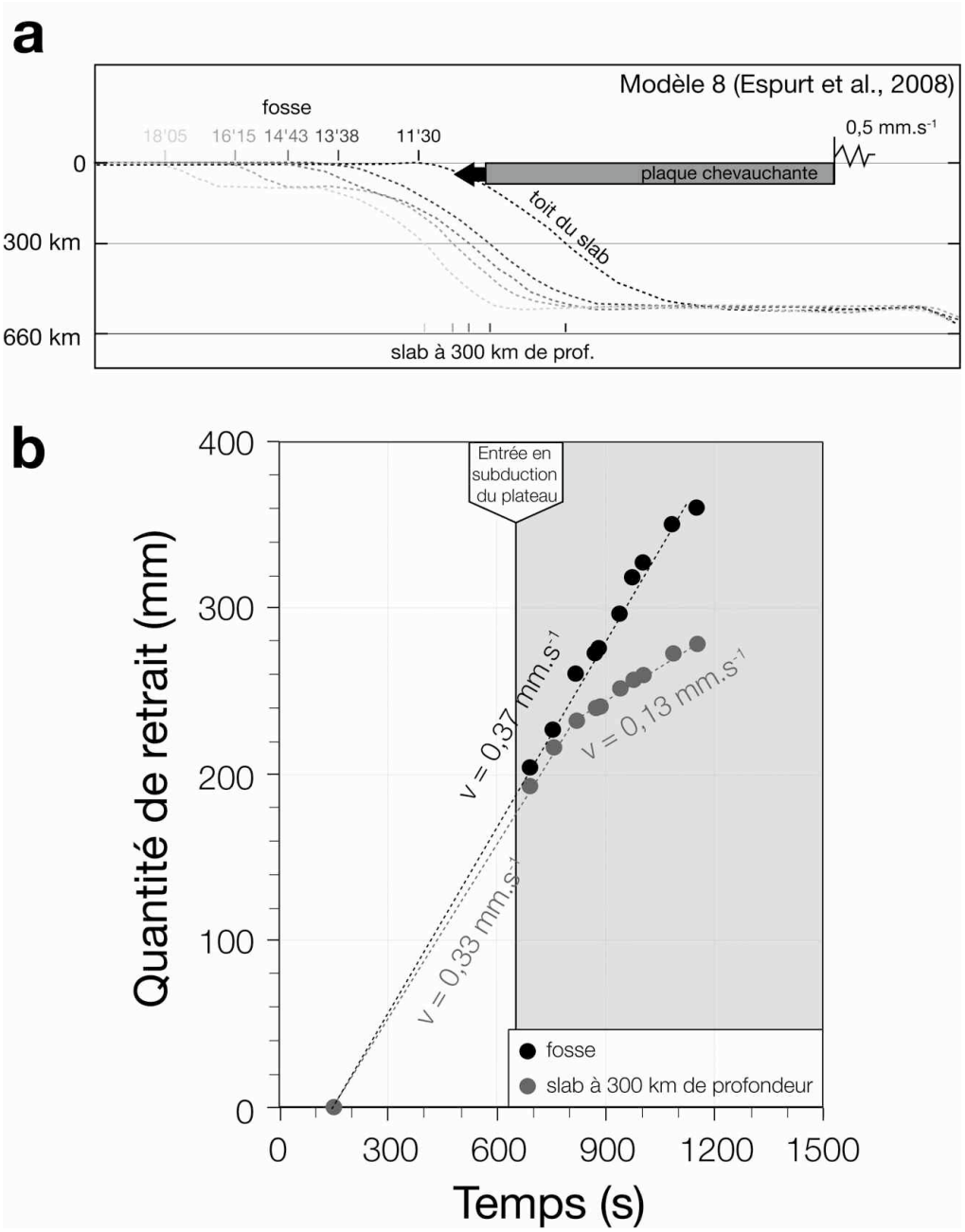


Figure 6.4. (a) Vue latérale de la géométrie du toit du slab (traits en pointillé) à différents instants (11min30; 13min38; 14min43; 16min15; 18min05) pour l'expérience 8 de Espurt et al. (2008) (cf. Annexe). Le slab s'horizontalise à une profondeur d'environ 100 km sous l'effet conjugué de la subduction d'une lithosphère plus légère et du mouvement en direction de la fosse de la plaque chevauchante (en gris) avec une vitesse de 0,5 mm.s^{-1}. **(b)** Quantité de retrait de la fosse et du slab à une profondeur de 300 km (cf. Figure 6.4a) pour la même expérience. Trois minutes après l'entrée en subduction du plateau plus léger, et à cause de l'horizontalisation du slab, la vitesse de retrait de ce dernier à 300 km de profondeur diminue de 0,33 mm.s^{-1} à 0,13 mm.s^{-1}, contrairement à la vitesse de retrait de la fosse en surface qui reste constante (0,37 mm.s^{-1}).

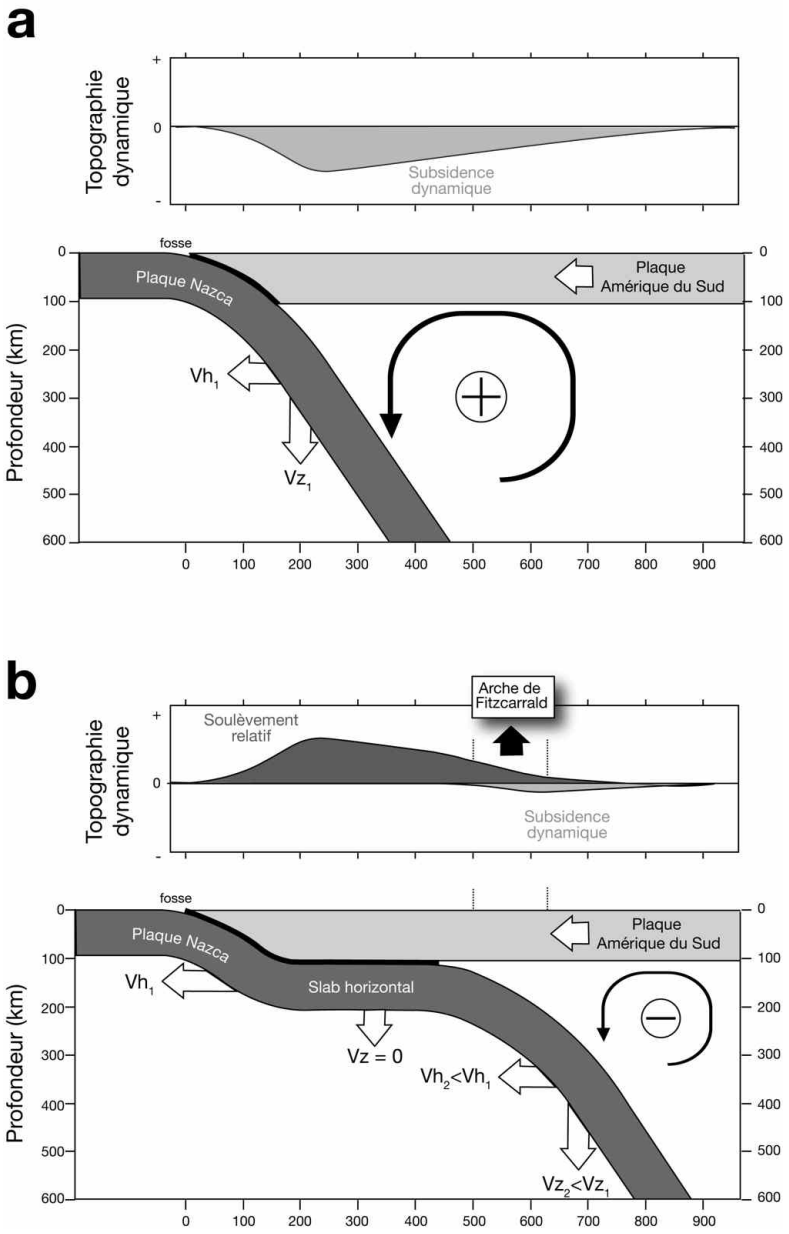


Figure 6.5. Représentation schématique de la topographie dynamique associée à l'horizontalisation du slab Nazca, suite à la subduction de la ride Nazca. **(a)** avant l'entrée en subduction de la ride, la subduction est normale. La vitesse verticale du slab (Vz_1) au cours du mouvement de "roll-back" est elevée, générant en surface une subsidence dynamique importante (en gris clair). **(b)** Suite à l'horizontalisation du slab, la vitesse verticale du slab au niveau du segment horizontal est nulle, la topographie dynamique associée est donc nulle également. De plus, la vitesse de retrait de la partie profonde du slab (Vz_2) diminue (voir Figure 6.4) et donc l'amplitude de la subsidence dynamique à l'avant du segment horizontal (en gris clair) décroît également. En conséquence, la région subit un soulèvement dynamique (en gris foncé) qui affecte le bassin d'avant-pays au-delà de la portion plate du slab, expliquant ainsi l'anomalie topographique positive que constitue l'Arche de Fitzcarrald .

6.2.3.2. Topographie dynamique paléogène en Patagonie

Gurnis (1993) a montré qu'une augmentation de la vitesse de convergence entre plaques se traduit par une amplification de la déflexion dynamique. Cette déflexion peut également être amplifiée de manière flexurale par la charge orogénique qui accompagne généralement le raccourcissement de la plaque chevauchante suite à l'augmentation de la convergence. Mais si dans le même temps, une fenêtre s'ouvre dans le panneau plongeant, la déflexion dynamique est annulée de manière temporaire et un soulèvement de la lithosphère chevauchante est alors enregistré au droit de celle-ci. Ces deux processus sont donc en compétition dans le contrôle de l'enregistrement sédimentaire. Un analogue naturel d'un tel cas de figure est celui de la Patagonie au cours de la période Paléocène supérieur à Éocène. La reconstruction de la configuration des plaques dans le Pacifique sud-est par Cande et Leslie (1986), bien qu'approximative, a mis en évidence la migration depuis le nord (43°30'S) vers le sud (latitude de la Terre de Feu) du point triple Farallon-Aluk-Amérique du Sud (FAAS) entre ~52 Ma et ~40 Ma (Figure 6.6). Cette même période est caractérisée par une accélération importante de la convergence entre les plaques Farallon et Amérique du Sud (Pardo-Casas et Molnar, 1987; Figure 2.5). D'un point de vue magmatique, l'ouverture d'une fenêtre de slab sous la Patagonie à cette époque là est bien documentée (Figure 6.6). Au nord de la latitude de 43°30'S se met en place un volcanisme de type calco-alcalin avec une signature de zone de subduction classique (Rapela et al., 1983, 1988). Au sud de 43°30'S, ce volcanisme calco-alcalin est absent et remplacé par un volcanisme alcalin, avec la mise en place de plateaux basaltiques en position d'arrière-arc (basaltes Posadas; Ramos, 1982b). D'un point de vue sédimentaire, de nombreux bassins molassiques se sont développés entre 47°S et 54°S entre la fin du Paléocène et l'Éocène moyen (Suárez et al., 2000; Troncoso et al., 2002; Kraemer et al., 2002), témoignant d'une subsidence active du bassin d'avant-pays. Cette activité subsidente est corrélée avec une phase de déformation majeure de la marge andine connue sous le nom de phase Inca. Contrairement à la subduction de la dorsale du Chili où la convergence entre plaques Antarctique et Amérique du Sud est faible (~2 $cm.an^{-1}$) suite à la migration vers le nord du point triple du Chili, la convergence entre plaque Farallon et Amérique du Sud est élevée (~10 $cm.an^{-1}$) suite à la migration vers le sud du point triple FAAS. Cette différence pourrait expliquer pourquoi la subsidence persiste dans l'avant-pays patagonien au cours du Paléocène inférieur-Éocène moyen, en réponse à un

raccourcissement accommodant l'accélération de la convergence Farallon-Amérique du Sud, et ce, malgré l'ouverture d'une fenêtre de slab qui devrait au contraire favoriser un soulèvement de cette zone. L'amplitude du soulèvement dynamique serait inférieure à l'amplitude de la déflexion générée par la charge statique. Néanmoins, il convient de rester prudent car les conditions aux limites du système au Paléocène-Éocène sont très mal contraintes, notamment la vitesse de convergence entre plaques Aluk et Amérique du Sud qui n'est pas connue. Il serait donc nécessaire d'étudier plus en détail la chronologie entre déformation de la plaque supérieure, dépôts sédimentaires associés et mise en place du volcanisme d'arrière-arc pour pouvoir éventuellement extraire le signal de topographie dynamique du passage de la fenêtre de slab.

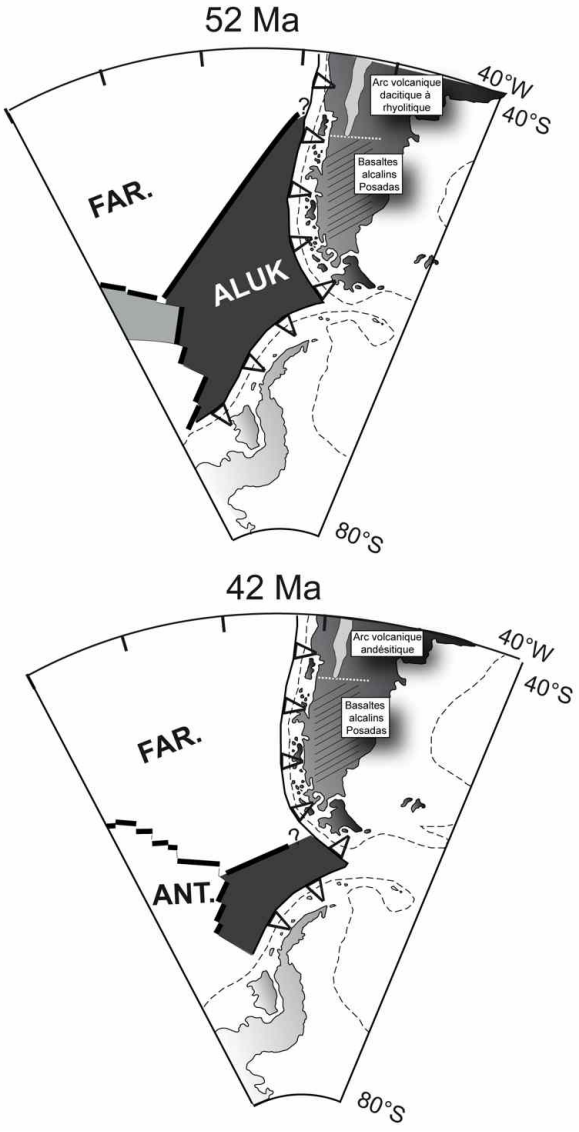


Figure 6.6. Migration de la dorsale Farallon (Far.)-Aluk entre 52 et 42 Ma le long de la marge active de Patagonie (Cande et Leslie, 1986). L'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique est attestée par l'absence de volcanisme d'arc au sud de la latitude de 43°30'S, qui est remplacé par un volcanisme alcalin (basaltes Posadas; Ramos et Kay, 1992).

En résumé, actuellement le long de la marge active andine, au moins deux zones particulières enregistrent un soulèvement contrôlé par une perturbation de la circulation mantellique sous le continent (Figure 6.7) :

1) l'Arche de Fitzcarrald où le développement d'un segment horizontal de slab provoque un bombement topographique depuis 4 Ma.

2) le bassin de Patagonie centrale où l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique depuis le Miocène moyen annule la déflexion dynamique et crée un soulèvement topographique et des basculements parallèles à la direction de la fosse de subduction.

6.3. Circulation mantellique et volcanisme

La circulation mantellique en profondeur contrôle la topographie dynamique mais contrôle également la localisation et le type de magmatisme observé au sein de la plaque chevauchante. Comme décrit précédemment, une zone de subduction classique voit se développer au toit de celle-ci un volcanisme d'arc de type calco-alcalin. En présence d'une fenêtre de slab sous le continent, la circulation mantellique est perturbée. Du matériel "fertile" initialement localisé sous la lithosphère plongeante peut fluer au travers de la fenêtre et modifier les conditions de formation des magmas, affectant ainsi le volcanisme en surface. Le volcanisme d'arc est alors absent, et se met en place un volcanisme tholéïtique à alcalin en position d'arrière-arc sous la forme de plateaux basaltiques. Dans le cadre de la fenêtre de slab s'ouvrant sous la Patagonie depuis le Miocène moyen, l'extension géographique de ces plateaux basaltiques vers le nord et vers l'avant-pays va au-delà de la position de la fenêtre de slab (de l'ordre de 300 km par exemple pour les basaltes du Río Senguerr; Bruni, 2007; Figure 6.2). Nous proposons, en accord avec les premiers résultats obtenus grâce à nos modèles analogiques, que ces laves non positionnées à l'aplomb de la fenêtre asthénosphérique, soient engendrées par le flux toroïdal de matériel "fertile" qui s'avance bien au-delà de l'extension géographique de la fenêtre de slab. En effet, les modèles analogiques présentés dans la section 5.6 suggèrent que le manteau asthénosphérique sous-océanique peut s'avancer à environ 150-200 km au nord de la fenêtre asthénosphérique, quelques millions d'années seulement après l'ouverture de cette dernière.

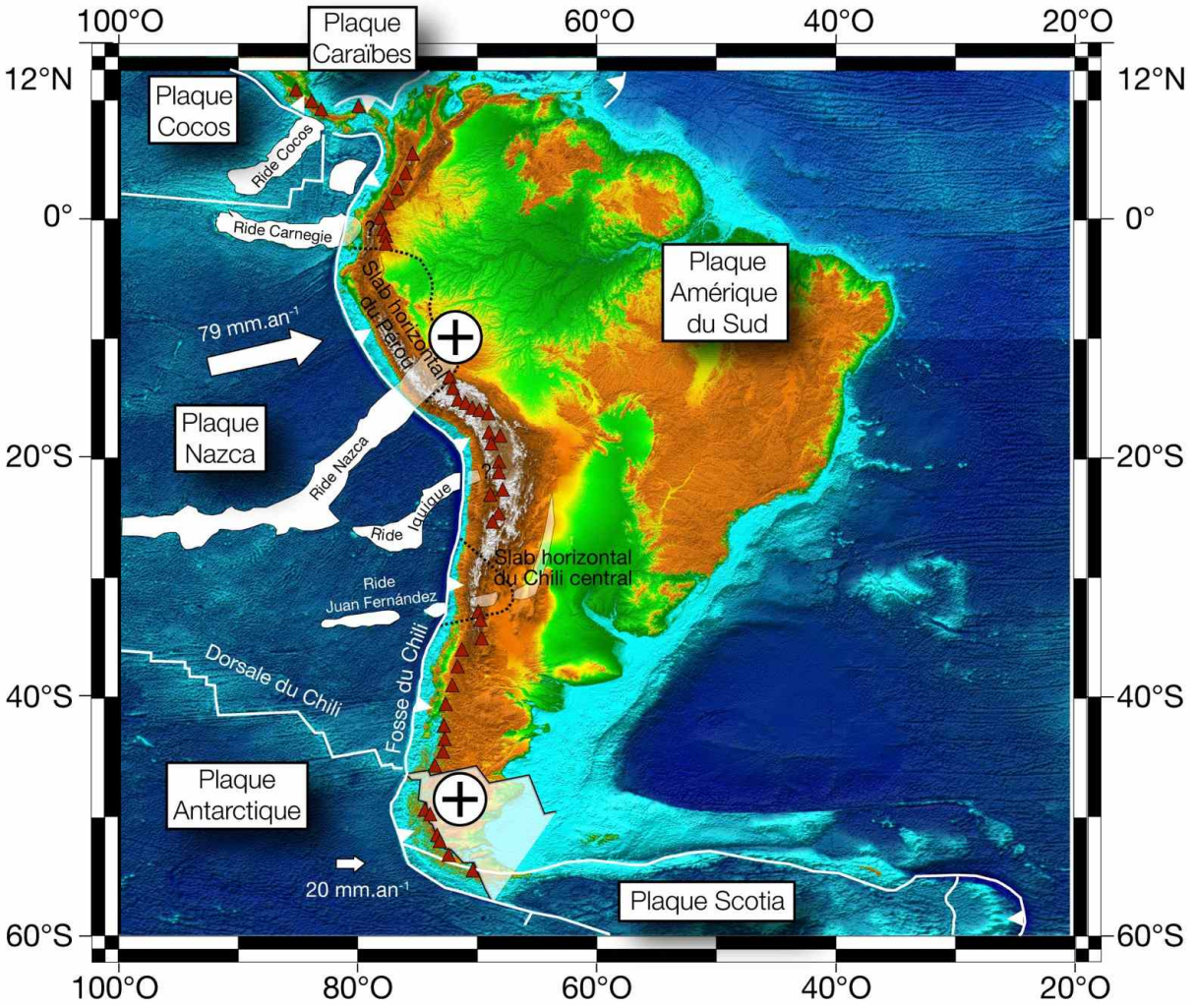


Figure 6.7. Modèle Numérique de Terrain et contexte géodynamique de l'Amérique du Sud. La plaque Nazca présente plusieurs rides asismiques ou plateaux océaniques qui sont en cours de subduction sous le continent sud-américain (du nord au sud: ride Carnegie, ride Nazca, ride Iquique et ride Juan Fernandez). Leur extension sous la plaque sud-américaine est indiquée en blanc transparent. La subduction des rides Nazca et Juan Fernandez est associée à deux segments de slab horizontal. Au niveau de la Patagonie, la subduction de la dorsale du Chili provoque l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique (en blanc) depuis 14 Ma. Un soulèvement dynamique est enregistré dans l'avant-pays, au-dessus de la fenêtre de slab en Patagonie et au droit de la ride de Nazca (Arche de Fitzcarrald), au Pérou central. Les données bathymétriques proviennent des satellites Geosat et ERS-1 (Smith et Sandwell, 1997) et les données topographiques de la mission NASA SRTM Gtopo 30. Les vitesses convergence entre les plaques Nazca et Antarctique par rapport à la plaque Amérique du Sud sont indiquées (De Mets et al., 1994). Les triangles rouges montrent le volcanisme d'arc le long de la marge andine.

6.4. Perspectives

Les résultats de ce travail ont confirmé la complexité de l'étude des zones de subduction, où une multitude de facteurs influent sur la dynamique du processus aussi bien en surface qu'en profondeur, jusqu'à la transition manteau supérieur- manteau inférieur. L'étude multi-disciplinaire mise en oeuvre, associant étude géomorphologique, modélisation de topographie dynamique, modélisation analogique et étude par la thermochronologie basse température nous a permis de mieux contraindre l'évolution d'un exemple particulièrement intéressant, celui des Andes méridionales au cours du Cénozoïque. Elle offre un certain nombre de perspectives sur les travaux futurs à envisager.

Dans le cadre de la pulsatilité du régime de déformation de la plaque chevauchante associée à des changements de pendage du slab, mise en évidence par nos modèles analogiques, une plus grande variété de conditions expérimentales doit être considérée, afin de reproduire au mieux la diversité des conditions géodynamiques des zones de subduction mondiales. En particulier, les conditions aux limites du système (vitesses absolues des plaques chevauchantes et plongeantes) doivent être variées sur une plus grande gamme de valeurs. Un autre paramètre qui doit être examiné avec plus de détails est le rapport de viscosité entre lithosphère et manteau asthénosphérique. Ce rapport, ici compris entre 6×10^3 et 15×10^3, devrait être réduit d'au moins un ordre de grandeur pour reproduire avec plus de justesse le cas naturel où un rapport plus faible est communément admis.

Dans le cadre plus particulier des conséquences de l'ouverture d'une fenêtre de slab, plusieurs points mériteraient une étude plus approfondie:

1) d'un point de vue expérimental, la réalisation de nouveaux modèles est à envisager pour quantifier la topographie dynamique associée à ce phénomène. Des tests préliminaires, menés par L. Husson, ont montré que le scanner disponible au sein du laboratoire de modélisation analogique de l'Université de Rome permet d'obtenir avec une précision suffisante la topographie de la surface du sirop de glucose, modélisant le manteau asthénosphérique, pour pouvoir détecter des mouvements verticaux correspondant à de la topographie dynamique.

2) en parallèle, les modèles semi-analytiques de topographie dynamique doivent être affinés pour mieux prendre en compte d'une part, l'hétérogénéité de la lithosphère

plongeante, et d'autre part, la déflexion résiduelle contrôlée par la partie de slab localisée au droit de la fenêtre de slab en profondeur.

1) pour les circulations de matériel mantellique associées à l'ouverture d'une fenêtre de slab, là encore, le jeu de données expérimental pourrait être complété par la réalisation de nouveaux modèles prenant en compte des conditions aux limites différentes, comme par exemple un non-confinement latéral. De plus, Monica Moroni et Francesca Funiciello de l'Université Roma Tre sont en train de développer une nouvelle méthode prometteuse qui permettrait l'enregistrement sur l'ensemble du volume considéré des mouvements des particules, au lieu de simplement connaître le déplacement le long de deux plans de coupe. De fait, la compréhension de la dynamique des flux mantelliques au cours du processus de subduction n'en serait qu'améliorée.

Enfin, pour ce qui concerne le cas particulier de la Patagonie, là aussi l'étude présentée dans ce manuscrit mériterait d'être étendue spatialement. Bien que la zone d'étude soit déjà relativement grande (~180000 km^2), toute la pointe de l'Amérique du Sud au sud de 46°30'S, soit une zone d'environ 525000 km^2, a été affectée par la fenêtre de slab. Nous proposons donc d'étendre, en direction de la Terre de Feu, l'étude géomorphologique systématique présentée dans le Chapitre 3 afin de détecter des modifications du relief (basculements N-S) et du réseau hydrographique associées à la remontée vers le nord du point triple du Chili.

De même, si l'obtention des âges (U-Th)/He sur apatite complémentaires pour la Cordillère Patagonique, entre 45°30'S et 47°30'S, confirme une augmentation de l'exhumation de la chaîne en relation avec l'ouverture de la fenêtre de slab, nous envisageons, dans le cadre du projet Relief de la Terre "Couplage entre circulation mantellique, érosion et topographie : exemple de la Patagonie méridionale", de poursuivre l'échantillonnage en direction du sud. Nous proposons également de compléter l'étude par l'utilisation d'un ou d'autres thermochronomètres (par exemple traces de fission sur apatite ou (U-Th)/He sur zircon) pour obtenir une histoire thermique plus complète de la région.

Un dernier point qui mériterait d'être approfondi dans les années à venir est l'interaction entre le soulèvement des Andes de Patagonie, dont on a vu qu'il est largement contrôlé par l'histoire de la subduction, et le climat. En effet, les Andes de Patagonie constituent le seul obstacle aux vents d'ouest à ces latitudes, et on peut imaginer que leur présence influence notablement le climat régional, voire mondial.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

Airy, G.B., 1855, On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys: Philos. Trans. R. Soc. London, v. 145, p. 101-104.

Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., et Isacks, B., 1997, The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the central Andes: Annual review of earth and planetary sciences, v. 25, p.139-174.

Alric, V.I., Haller, M.J., Féraud, G., Bertrand, H., et Zubia, M., 1996, Geocronología $^{40}Ar/^{39}Ar$ del volcanismo jurásico de la Patagonia Extrandina: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 5, p. 243-250.

Alvarez-Marrón, J., McClay, K.R., Harambour, S., Rojas, L., et Skarmeta, J., 1993, Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, southern Chile: AAPG Bulletin, v. 77, p. 1904-1921.

Ardolino, A., Panza, J.L., et Yllañez, E., 2003, Hoja Geológica 4566-I Garayalde, escala 1:250,000, provincia del Chubut: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Backé, G., 2006, Partitionnement de la déformation en zone de convergence : Le cas des Andes vénézueliennes et du bassin de Neuquén (Andes Centrales méridionales): Thèse de doctorat, Université de Pau, 208 p.

Baker, P. E., Rea, W.J., Skarmeta, J., Caminos, R. et Rex, D.C., 1981, Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46°S: Philosophical Transanctions of the Royal Society of London, v. 303, p. 105-140.

Barker, P.F., et Burrel, J., 1977, The Opening of Drake's Passage: Marine Geology, v. 25, p. 15-34.

Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A., et Zucchi, H.E., 1989, Cuenca del Golfo San Jorge, in: Chebli, G., et Spaletti, L., (Éds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6, p. 319-345.

Barreda, D.V., et Caccavari, I., 1992, Mimosoideae (Leguminosae) occurences in the Early Miocene of Patagonia (Argentina): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 94, p. 243-252.

Batchelor, G., 1967, An introduction to fluid mechanisms: Cambridge University Press, Cambridge, UK, 615 p.

Bechis, F., et Cristallini, E.O., 2005, Tectonic evolution of northern Ñirihuau basin, northwestern Patagonia, Argentina, in: Extended Abstracts, 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, p. 103-106.

Beck, S.L., Zandt, G., Myers, S.C, Wallace, T.C., Silver, P.G., et Drake, L., 1996, Crustal thickness variations in the Central Andes: Geology, v. 24, p. 407-410.

Becker, T.W., Faccenna, C., O'Connell, R.J., et Giardini, D., 1999, The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments: Journal of Geophysical Research, v. 104, p. 15207-15226.

Bellahsen, N., Faccenna, C., et 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, doi:10.1029/2004JB002999.

Bellosi, E.S., 1996, Fabrica de los "rodados patagónicos" y paleocorrientes: comentario y replica: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 51(1), p. 87-89.

Bellosi, E.S., 1999, El Cambio climático-ambiental de la Patagonia en el Mioceno temprano-Medio: XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1, p. 57.

Bellosi, E.S., et Barreda, D.V., 1993, Secuencias y palinología del Terciario medio en la cuenca San Jorge, registro de oscilaciones eustáticas en Patagonia: XI Congreso Geológico Argentino and II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 1, p. 76-87.

Beltramone, C., et Meister, C.M., 1992, Paleocorrientes de los Rodados Patagónicos, tramo Comodoro Rivadavia - Trelew: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 47(2), p. 147-152.

Bertrand, H, Feraud, G., Haller, M.J., Luais, B., Martínez, M., Alric, V., et Fornari, M., 1999, The Mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: chronology and origin evidenced by $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Sr-Nd isotopes: II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas, p. 167-169.

Bianchi, J.L., 1981, Cuenca del Golfo San Jorge. Su genesis e interconexiones: Petrotecnia, Agosto 1981, p. 27-35.

Billen, M.I., Gurnis, M., et Simons, M., 2003, Multiscale dynamics of the Tonga-Kermadec subduction zone: Geophysical Journal International, v. 153, p. 359-388.

Blisniuk, P.M, Stern, L.B., Chamberlain, C.P., Idleman, B., et Zeitler, P.K., 2005, Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes: Earth and Planetary Science Letters, v. 230, p. 125-142.

Brace, F.W., et Kohlstedt, D.L., 1980, Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments: Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 6248-6252.

Braun, J., 2002, Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships: Earth and Planetary Science Letters, v. 200, p. 331-343.

Breitsprecher, K., et Thorkelson, D.J., 2008, Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula: Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto.2008.02.013.

Brown, L.L. Singer, B.S., et Gorring, M.L., 2004, Paleomagnetism and $^{40}Ar/^{39}Ar$ Chronology of Lavas from Meseta del Lago Buenos Aires, Patagonia: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 5(1), doi: 10.1029/2003GC000526.

Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G., et Lux, D.R., 1991, Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian Batholith: constraints on magmatic arc development, in: Harmon, R.S., et Rapela, C.W., (Éds.), Andean Magmatism and its Tectonic Setting, Geological Society of America, Special Paper, v. 265, p. 1-12.

Bruni, S., 2007, The Cenozoic back-arc magmatism of Central Patagonia (44°-46°S): activation of different mantle domains in space and time: PhD thesis, Universitá di Pisa, 159 p.

Buffett, B.A., et Rowley, D.B., 2006, Plate bending at subduction zones: Consequences for the direction of plate motions: Earth and Planetary Science Letters, v. 245, p. 359-364.

Bunge, H.P., Richards, M.A., et Baumgardner, R., 1997, A sensitivity study of three-dimensional spherical mantle convection at 10^8 Rayleigh number: Effects of depth-dependent viscosity, heating mode, and endothermic phase change: Journal of Geophysical Research, v. 102, p. 11991-12007.

Burns, W.M., Jordan, T.E., Copeland, P., et 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., (Éds.), 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.

Burov, E., et Diament, M., 1996, Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans: Geology, v. 24(5), p. 419-422.

Čadek, O., et Fleitout, L., 2003, Effect of lateral viscosity variations in the top 300 km on the geoid and dynamic topography: Geophysical Journal International, v. 152, p. 566-580.

Caldenius, C., 1932, Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y en Tierra del Fuego: Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección General de Minas y Geología, v. 95, p. 1-148.

Caldenius, C., 1940, The Tehuelche or Patagonian Shingle Formation: Geografiska Annaler, v. 3-4, p. 160-181.

Caminos, R, Llambías, E.J., Rapela, C.W., et Parica, C.A., 1988, Late Paleozoic-Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb/Sr ages from Northern Patagonia: Journal of South American Earth Sciences, v. 1(2), p. 137-146.

Cande, S.C., et Leslie, R.B., 1986, Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile trench: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 471-496.

Carlson, R.L., Hilde, T.W.C., et Uyeda, S., 1983, The Driving Mechanisms of Plate Tectonics: Relation to Age of the Lithosphere at Trenches: Geophysical Research Letters, v. 10(4), p. 297-300.

Carter, N., et Tsenn, M., 1987, Flow properties of continental lithosphere: Tectonophysics, v. 136, p. 27-83.

Catuneanu, O., Beaumont, C., et Waschbusch, P., 1997, Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge: Geology, v. 25(12), p. 1087-1090.

Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., et Sanhueza, A., 2002, Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction: Tectonophysics, v. 354, p. 289-314.

Césari, O., et Simeoni, A., 1994, Planicies fluvioglaciales terrazadas y bajos eólicos de Patagonia Central, Argentina: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, v. 1993(1-2), p. 155-164.

Chapple, W.M., et Tullis, T.E., 1977, Evaluation of the forces that drive the plates: Journal of Geophysical Research, v. 82, p. 1967-1984.

Charrier, R., Linares, E., Niemeyer, H., et Skarmeta, J., 1979, K-Ar age of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction: Geology, v. 7, p. 436-439.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R., et 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., et 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.

Chebli, G., Gebhard, J., et Menzen, M., 1976, Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia la Juanita y alrededores (Departamento Deseado), Provincia de Santa Cruz: VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1, p. 357-373.

Chelotti, L., 1997, Evolución tectónica de la Cuenca del Golfo San Jorge en el Cretácico y Terciario: algunas observaciones desde la interpretación sísmica: Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca, v. 49, p. 62-82.

Christensen, U.R., 1996, The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle: Earth and Planetary Science Letters, v. 140, p. 27-39.

Christensen, U.R., et Yuen, D., 1984, The interaction of the subducting lithospheric slab with a chemichal or phase boundary: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 4389-4402.

Cisternas, M.E., et Frutos, J., 1994, Evolución tectonico-paleogeografica de la Cuenca Terciaria de los Andes del sur de Chile: VII Congreso Geológico Chileno, v. 7, p. 6-12.

Clapperton, C., 1993, Quaternary Geology and Geomorphology of South America: Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 780 p.

Clark, S.R., Stegman, D., et Müller, R.D., 2008, Episodicity in back-arc tectonic regimes: Physics of the Earth and Planetary Interiors, doi:10.1016/j.pepi.2008.04.012.

Clift, P.D., Pecher, I., Kukowski, N., et Hampel, A., 2003, Tectonic erosion of the Peruvian Forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision: Tectonics, v. 22, 1023, doi: 10.1029/2002TC001386.

Cloos, M., 1993, Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts, Geological Society of America Bulletin, v. 105, p. 715-737.

Cobbold, P.R., et Rossello, E.A., 2003, Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina: Marine and Petroleum Geology, v. 20, p. 429-443.

Cobbold, P.R., Diraison, M., et Rossello, E.A., 1999, Bitumen veins and Eocene transpressions, Neuquén Basin, Argentina: Tectonophysics, v. 314, p. 423-442.

Cobbold, P.R., Rossello, E.A., et Marques, F.O., 2008, Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes? Is it in the Loncopué Basin of Argentina?, in: 7th International Symposium on Andean Geodynamics, p. 148-151.

Cobos, J.C., et Panza, J.L., 2001, Hoja Geológica 4769-III El Pluma, escala 1:250,000, provincia de Santa Cruz: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Cole, R.B., et Basu, A.R., 1995, Nd-Sr isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 167-179.

Conrad, C.P., et Hager, B.H., 1999, Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics: Journal of Geophysical Research, v. 104, p. 17551-17571.

Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., et Miller, M., 1999, Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S): Journal of South American Earth Sciences, v. 12, p. 1-15.

Dal Molin, C., Márquez, M., et Maisonabe, B., 1998, Hoja Geológica 4571-IV Alto Río Senguerr, escala 1:250,000, provincia del Chubut: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Dalziel, I.W.D., 1982, The pre-Jurassic history of the Scotia arc: a review and progress report, in: Craddock, C., (Éd.), Antarctic Geoscience, University of Wisconsin press, p. 11-126.

Dalziel, I.W.D., de Wit, M.F., et Palmer, K.F., 1974, Fossil marginal basin in the southern Andes: Nature, v. 250, p. 291-294.

Dalziel I.W.D., Lawver, L.A., et Murphy, J.B., 2000, Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation: Earth and Planetary Science Letters, v. 178, p. 1-11.

Darwin, C., 1846, Geological observations of South America, being the third part of the geology of the voyage of the "Beagle" during 1832-1836, London.

Davaille, A., Lees, J.M., 2004, Thermal modelling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner: Earth and Planetary Science Letters, v. 226, p. 293-304.

Davies, G.F., 1980, Mechanics of subducted lithosphere: Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 6304-6318.

Davies, G.F., 1995, Penetration of plates and plumes through the mantle transition zone: Earth and Planetary Science Letters, v. 133, p. 507-516.

Davy, P., et Cobbold, P.R., 1991, Experiments on shortening of a 4-layer continental lithosphere: Tectonophysics, v. 188, p.1-25.

De Barrio, R.E., Arrondo, O.G., Artabe, A.E., et Petriella, B., 1982, Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la estancia Bajo Pellegrini, provincia de Santa Cruz: Revista de la Asociacíon Geológica Argentina, v. 37(3), p. 285-299.

De la Cruz, R., et Suárez, M., 2006, Geología del Área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región Aisén del General Carlos Ibañez del Campo, escala 1:100,000: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, v. 95, 58 p.

De la Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D., et Bell, M., 2003, Area Coihaique-Balmaceda, Región Aisén del General Carlos Ibañez del Campo, escala 1:100,000: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, v. 80, 40 p.

De la Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M., et Quiroz, D., 2004, Geología del Área Oriental de las Hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Region Aisén del General Carlos Ibañez del Campo, escala 1:250,000: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, v. 85, 57 p.

Deino, A., et Potts, R., 1990, Single-Crystal $^{40}Ar/^{39}Ar$ Dating of the Olorgesailie Formation, Southern Kenya Rift: Journal of Geophysical Research, v. 95(B6), 8453-8470.

De Giusto, J.M., di Persia, C.A., et Pezzi, E., 1980, Nesocratón del Deseado, in: Turner, J.C.M., (Éd.), II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, v. 2, p. 1389-1430.

De Long, S.E., Schwarz, W.M., et Anderson, R.N., 1979, Thermal effects of ridge subduction: Earth and Planetary Science Letters, v. 44, p. 239-246.

De Mets, C., Gordon, R.C., Argus, D.F., et Stein, S., 1994, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: Geophysical Research Letters, v. 21, p. 2191-2194.

Di Persia, C., 1962, Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extrandina (provincia de Santa Cruz): Primeras Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia), Actas 2, p. 65-68.

Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., et Rossello, E.A., 1997, Magellan Strait: Part of a Neogene rift system: Geology, v. 25(8), p. 703-706.

Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., et Le Corre, C., 2000, Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes: Tectonophysics, v. 316, p. 91-119.

Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., et Ketcham, R.A., 2005, Apatite Fission-Track Analysis: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 49-94.

D'Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., et Lahsen, A., 2000, The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America: Tectonophysics, v. 321, p. 407-427.

D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M.J., Manetti, P., Mazzarini, F., 2001, Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~52°S, Argentina-Chile): Lithos, v. 57, p. 67-89.

D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., González-Ferrán, O., Lahsen, A., et Omarini, R., 2003, The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (≈45°S, Chile): Journal of South American Earth Sciences, v. 16, p. 219-242.

D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., Di Vicenzo, G., et Tonarini, S., 2005, The Late Pliocene mafic lavas from the Camusú Aike Volcanic Field (~50°S, Argentina): evidences for geochemical variability in slab window magmatism: Journal of South American Earth Sciences, v. 18, p. 107-124.

Dvorkin, J., Nur, J., Mavko, G., et Ben, A.Z., 1993, Narrow subducting slabs and the origin of backarc basins: Tectonophysics, v. 227, p. 63-79.

Eagles, G., 2003, Tectonic evolution of the Antarctic-Phoenix plate system since 15 Ma: Earth and Planetary Science Letters, v. 217, p. 97-109.

Ehlers, T.A., et Farley, K.A., 2003, Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes: Earth and Planetary Science Letters, v. 206, p. 1-14.

Ehlers, T.A., Willett, S.D., Armstrong, P.A., et Chapman, D.S., 2003, Exhumation of the central Wasatch Mountains, Utah: 2. Thermokinematic model of exhumation, erosion, and thermochronometer interpretation: Journal of Geophysical Research, v. 108(B3), doi: 10.1029/2001JB001723.

Erickson, S.G., et Arkani-Hamed, J., 1993, Subduction initiation at passive margins: The Scotian Basin, eastern Canada as a potential example: Tectonics, v. 12, p. 678-687.

Escosteguy, L., Dal Molin, C., Franchi, M., Geuna, S., et Lapido, O., 2003, Hoja Geológica 4772-II Lago Buenos Aires, escala 1:250,000, provincia de Santa Cruz: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R.C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotton, J., De la Cruz, R., et Guivel, C., 2005, Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab windows: Lithos, v. 82, p. 315-343.

Espurt, N., 2007, 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: Thèse de doctorat, Université de Toulouse III, 324 p.

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.O., Salas-Gismondi, R., et Bolaños, R., 2007, How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin?: Geology, v. 35(6), p. 515-518.

Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., et Brusset, S., 2008, Flat subduction dynamics and deformations of the South American plate: insights from analogue modelling: Tectonics, v. 27, doi:10,1029/2007TC002175.

Evans, N.J., Byrne, J.P., Keegan, J.T., et Dotter, L.E., 2005, Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite, and Fluorite: Application to Laser (U-Th)/He Thermochronology: Journal of Analytical Chemistry, v. 60(12), p.1159-1165.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., et Rossetti, F., 2001a, History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean: Geophysical Journal International, v. 145, p. 809-820.

Faccenna, C., Funiciello, F., Giardini, D., et Lucente, P., 2001b, Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the central Mediterranean: Earth and Planetary Science Letters, v. 187, p. 105-116.

Faccenna, C., Funiciello, F., D'Antonio, M., Moroni, M., et Piromallo, C., 2007, Slab disruption, mantle circulation and the opening of the Tyrrhenian basins: Geological Society of America Special Paper, v. 418, p.153-169.

Farley, K.A., 2000, Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite: Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 2903-2914.

Farley, K.A., Wolf, R.A., et Silver, L.T., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 60, p. 4223-4229.

Farley, K.A., Kohn, B.P., et Pillans, B., 2002, (U-Th)/He dating of Pleistocene zircon and apatite: A test case from the Rangitawa tephra, North Island, New Zealand: Earth and Planetary Science Letters, v. 201, p. 117-125.

Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., et Haller, M.J., 1999, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction: Earth and Planetary Science Letters, v. 172, p. 83-96.

Feruglio, E., 1949-1950, Descripción geológica de la Patagonia: Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, Tomo I (p. 1-334), Tomo II (p.1-349), Tomo III (p. 1-431).

Feruglio, E., 1950, Descripción geológica de la Patagonia. Aluviones terrazados (Rodados Patagónicos), Tomo III: Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, p. 49-73.

Fidalgo, F., et Riggi, J.C., 1970, Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los Rodados Patagónicos: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 25(4), p. 430-443.

Figari, E., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martinez, R., et Villar, H., 1999, Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis Estructural, Estratigraáfica y Geoquímica: IV Congreso de Exploración y Desarrrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas 1, p. 197-237.

Fitzgerald, P.G., et Gleadow, A.J.W., 1990, New approaches in Fission Track geochronology as a tectonic tool: Examples from the Transantarctic Mountains: Nuclear Tracks, v. 17, p. 351-357.

Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Webb, L.E., et O'Sullivan, P.B., 2006, Interpretation of (U-Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land: Chemical Geology, v. 225, p. 91-120.

Flint, S.S., Prior, D.J., Agar, S.M., et Turner, P., 1994, Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli basin and its relationship to the Chile triple junction: Journal of the Geological Society of London, v. 151, p. 251-268.

Flynn, J.J., Novacek, M.J., Dodson, H.E., Frassinetti, D., McKenna, M.C., Norell, M.A., Sears, K.E., Swisher III, C.C., et Wyss, A.R., 2002, A new fossil mammal assemblage from the southern Chilean Andes: implications for geology, geochronology, and tectonics: Journal of South American Earth Science, v. 15, p. 285-302.

Folguera, A., et Ramos, V.A., 2000, Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36-39°S): Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 55, p. 229-244.

Folguera, A., Ramos, V.A., et 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., et 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., et Naranjo, J., 2004, Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°–38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antiñir–Copahue fault zone: Tectonics, v. 23, TC5008.

Folguera, A., Zapata, T., et Ramos V.A., 2006, Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes, in: Kay, S.M., et al., (Éds.), 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.

Foeken, J.P.T., Persano, C., Stuart, F.M., ter Voorde, M., 2007, Role of topography in isotherm perturbation: Apatite (U-Th)/He and fission track results from the Malta tunnel, Tauern Window, Austria: Tectonics, v. 26, doi:10.1029/2006TC002049.

Forsythe , R.D., 1982, The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Southern South America: a plate tectonic interpretation: Journal of the Geological Society of London, v. 139, p. 671-682.

Forsythe, R.D., et Prior, R., 1992, Cenozoic continental geology of South America and its relations to the evolution of the Chile triple junction: Proceedings of the Ocean Drilling Program, v. 141, p. 23-31.

Forsyth, D.W., et Uyeda, S., 1975, On the relative importance of the driving forces of plate motion: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 43(1), p. 163-200.

Forte, A.M., et Mitrovica, J.X., 1996, New inferences of mantle viscosity from joint inversion of long-wavelength mantle convection and post glacial rebound data: Geophysical Research Letters, v. 23, p. 1147-1150.

Franchi, M., 1983, Descripción geológica de la Hoja 52 ab Lago Pueyrredón, provincia de Santa Cruz, Servicio Geológico Nacional, (Inédit).

Frassinetti, D., et Covacevich, V., 1999, Fauna de invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal en Pampa Castillo, sur del Lago General Carrera, Aisén, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, v. 51, p 1-96.

Froidevaux, C., et Isacks, B., 1984, The mechanical state of the lithosphere in the Altiplano-Puna segment of the Andes: Earth and Planetary Science Letters, v. 71, p. 305-314.

Frutos, J., et Tobar, A., 1975, Evolution of the Southwestern Continental Margin of South America, in: Campbell, K.S.W., (Éd.), 3rd International Gondwana Symposium, Australian National University Press, p. 565-578.

Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., et Regenauer-Lieb, K., 2003, Dynamics of retreating slabs (part 2): insights from 3-D laboratory experiments: Journal of Geophysical Research, v. 108(B4), doi: 10.1029/2001JB000896.

Funiciello, F., Faccenna, C., et 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.

Funiciello, F., Moroni, M., Piromallo, C., Faccenna, C., Cenedese, A., et Bui, H.A., 2006, Mapping mantle flow during retreating subduction: Laboratory models analyzed by feature tracking: Journal of Geophysical Research, v. 111, doi:10.1029/2005JB003792.

Funiciello, F., Faccenna, C., Heuret, A., Lallemand, S., Di Giuseppe, E., et Becker, T.W., 2008, Trench migration, net rotation and slab-mantle coupling: Earth and Planetary Science Letters, v. 271, p. 233-240.

Gallagher, J.J., 1990, Andean chronotectonics, in: Ericksen, G.E., Cañas-Pinochet, M.T., and Reinemud, J.A., (Éds.), Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, v. 11, p. 23-38.

Gallagher, K., Brown, R., et Johnson, C., 1998, Fission track analysis and its applications to geological problems: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 26, p. 519-572.

Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R., et Ruffet, G., 2007, Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina): Tectonics, v. 26, TC4010, doi:10.1029/2006TC002011.

Garzione, C.M., Molnar, P., Libarkin, J.C., et Mac Fadden, B.J., 2006, Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere: Earth and Planetary Science Letters, v. 241(3-4), p. 543-556.

Genini, A., 1975, Informe preliminar de los mosaicos 4972-I-D_4-D_5 Proyecto 19 NB Lago San Martín, provincia de Santa Cruz: Servicio Minero Nacional - Plan Patagonia Comahue, (Inédit).

Genini, A., 1981, Informe preliminar de los mosaicos 4972-I-C_4-C_5-C_6 Proyecto 19 NB Lago San Martín, Área Sierra de Sangra, provincia de Santa Cruz: Servicio Minero Nacional - Plan Patagonia Comahue, (Inédit).

Giacosa, R.E., 1987, Micro y mesopliegues y litología de la Formación Río Lácteo en el área del Lago Belgrano, provincia de Santa Cruz: IV Jornadas de Microtectónica, Actas, p. 37-41.

Giacosa, R.E., 1998, Hoja Geológica 4766-III/IV Puerto Deseado, escala 1:250,000, Provincia de Santa Cruz: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Giacosa, R.E., et Márquez, M.M., 2002, El basamento paleozoico de la cordillera Patagónica, in: Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recurso s Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(3), p. 45-55.

Giacosa, R.E., et Heredia, N., 2004, Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S): Journal of South American Earth Sciences, v. 18, p. 61-72.

Giacosa , R.E. Martínez, M., et Stöckhert, B., 1997, Tectónica del complejo matamórfico del Macizo del Deseado en el área de la estancia Tres Hermanas (47°17'S-67°11'O): Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, p. 621-634.

Giacosa, R.E., Franchi, M., et Genini, A., 1998, Hojá Geológica 4772 III-IV, Lago Posadas y Lago Belgrano, provincia de Santa Cruz: Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Boletín 256.

Giacosa, R.E., Márquez, M.M., et Panza, J.L., 2002, Basamento paleozoico inferior del Macizo del Deseado, in: Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recurso s Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(2), p. 33-44.

Giambiagi, L., Ramos, V.A., Godoy, E., Álvarez, P., et Orts, S., 2003, Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34°S: Tectonics, v. 22, 1041.

Gill, J.B., 1981, Orogenic Andesites and Plate Tectonics, Springer, Berlin, 390 p.

Godoy, P.B., 1979, Las ofiolitas Magallánicas: evidencias geológicas de una prolongación ensiálica de una rama abandonada de la dorsal atlántica: II Congreso Geológico Chileno, Actas, p. B163-B166.

Gorring, M.L., et Kay, S.M., 2001, Mantle processes and sources of Neogene slab window magmas from Southern Patagonia, Argentina: Journal of Petrology, v. 42(6), p. 1067-1094.

Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I., et Panza, J.L., 1997, Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction: Tectonics, v. 16(1), p. 1-17.

Gorring, M., Singer, B., Gowers, J., et Kay, S.M., 2003, Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism: Chemical Geology, v. 193, p. 215-235.

Griffiths, R.W., Hackney, R.I., et van der Hilst, R.D., 1995, A laboratory investigation of effects of trench migration on the descent of subducted slabs: Earth and Planetary Science Letters, v. 133, p. 1-17.

Gripp, A.E., et Gordon, R.G., 2002, Young tracks of hotspots and current plate velocities: Geophysical Journal International, v. 150, p. 321-361.

Guillaume, B., Martinod, J., et Espurt, N., 2009, Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling: Tectonophysics, v. 463, p. 167-174, doi: 10.1016/j.tecto.2008.09.043.

Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M., et Riquelme, R., (sous presse), Neogene uplift of central-eastern Patagonia: dynamic response to active spreading-ridge subduction?: Tectonics, doi:10.1029/2008TC002324.

Guillou-Frottier, L., Buttles, J., et Olson, P., 1995, Laboratory experiments on structure of subducted lithosphere: Earth and Planetary Science Letters, v. 133, p. 19-34.

Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Martin, H., Arnaud, N., Fourcade, S., Cotten, J., et Maury, R., 2003, Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile triple junction: Journal of Geophysical Research, v. 108(B7), 2345.

Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M., et De la Cruz, R., 2006, Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46-47°S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 149, p. 346-370.

Gurnis, M., 1993, Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs: Nature, v. 364, p. 589-593.

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.

Gutscher, M.A., Olivet, J.L., Aslanian, D., Eissen, J.P., et Maury, R., 1999, The "lost Inca Plateau": Cause of flat subduction beneath Peru?: Earth and Planetary Science Letters, v. 171, p. 335-341.

Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H., et Engdalh, E.R., 2000, Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin: Tectonics, v. 19, p. 814-833.

Guzmán, C.G., Cristallini, E.O., Bottesi, G.L., et Cómeron, R.E., 2005, Horizontal stress orientation from breakout analysis in the Neuquén basin, in: Extended Abstracts, 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, p. 354-357.

Hager, B.H., 1984, Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow: Journal of Geophysical Research, v. 89(B7), p. 6003-6015.

Hager, B.H., 1991, Mantle viscosity: A comparison of models from postglacial rebound and from the geoid, plate driving forces, and advected heat flux, in: Sabadini, R., Lambeck, K., et Boschi, E., (Éds.), Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology, Kluwer Academic Publishers, p. 493-513.

Hager, B.H., et Clayton, R.W., 1989, Constraints on the structure of mantle convection using seismic observations, flow models and the geoid, in: Peltier, W.R. (Éd.), Mantle Convection, Gordon and Breach, New-York, p. 657-763.

Hager, B.H., et Richards, M.A., 1989, Long-wavelength variations in Earth's geoid - Physical models and dynamic implications, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, v. 328(1599), p. 309-327.

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.

Haq, B.U., Hardenbol, J., et Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago to present): Science, v. 235, p. 1156-1167.

Harper, J.F., 1984, Mantle flow due to internal vertical forces: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 36, p. 285-290.

Haschke, M., Sobel, E.R., Blisniuk, P., Strecker, M.R., et Warkus, F., 2006, Continental response to active ridge subduction: Geophysical Research Letters, v. 33, doi:10.1029/2006GL025972.

Hervé, F., Demant, A., Ramos, V.A., Pankhurst, R.J, et Suárez, M., 2000, The Southern Andes, in: Cordani, U.J., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., et Campos, D.A., (Éds.), Tectonic evolution of South America, 31st International Geologic Congress, p. 605-634.

Heuret, A., et Lallemand, S., 2005, Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 149, p. 31-51.

Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., et 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.

Hey, R., 1977, Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1404-1420.

Hoffman, P.F., et Grotzinger, J.P., 1993, Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style: Geology, v. 21(3), p. 195-198.

Hole, M.J., Rogers, G., Saunders, A.D., et Storey, M., 1991, Relation between alkalic volcanism and slab window formation: Geology, v. 19, p. 657-660.

Homovc, J.F., et Constantini, L., 2001, Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julián basins, southern Argentina: AAPG Bulletin, v. 85(10), p. 1795-1816.

Homovc, J.F., Conforto, G.A., Lafourcade, P.A., et Chelotti, L.A., 1995, Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion, in: Buchanan, J.G., et Buchanan, P.G., (Éds.), Basin Inversion, Geological Society Special Publications 88, p. 235-248.

Homovc, J.F., Constantini, L., Ferreira, R., et Pellon de Miranda, A., 1996, Evolution of the Deseado Massif in Argentina and its relationship s with the San Julián offshore area in the Atlantic Ocean: American Association of Petroleum Geologist, 1996 Annual Convention.

House, M.A., Wernicke, B.P., Farley, K.A., et Dumitru, T.A., 1997, Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He thermochronometry: Earth and Planetary Science Letters, v. 151, p. 167-179.

Houseman, G.A., et Gubbins, D., 1997, Deformation of subducted oceanic lithosphere: Geophysical Journal International, v. 131, p. 535-551.

Hubbert, M.K., 1937, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures: Geological Society of America Bulletin, v. 48, p. 1459-1520.

Husson, L., 2006, Dynamic topography above retreating subduction zones: Geology, v. 34(9), p. 741-744.

Introcaso, A., Pacino, M.C., et Fraga, H., 1992, Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° and 35°S: Tectonophysics, v. 205, p. 31-48.

Isacks, B.L., 1988, Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline: Journal of Geophysical Research, v. 93, p. 3211-3231.

Jahne, B., 1997, Digital Image Processing, Springer, Berlin.

Jaillard, E., et 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.

Jarrard, R.D. 1986, Relations among subduction parameters: Reviews of Geophysics, v. 24, p. 217-284.

Jordan, T.E., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V.A., et Ando, C., 1983, Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 341-361.

Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., et 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(3), p. 308-324.

Kaplan, M.R., Ackert Jr., R.P., Singer, B.S., Douglas, D.C., et Kurz, M.D., 2004, Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia: Geological Society of America Bulletin, v. 116(3-4), p. 308-321.

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, 237: El Calafate, 2 p.

Kay, S.M., et Abbruzzi, J.M., 1996, Magmatic evidence for Neogene evolution of the central andean "flat-slab" between 30°S and 32°S: Tectonophysics, v. 259, p. 15-28.

Kay, S.M., et 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, v. 15, p. 39-57.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., et Sruoga, P., 1989, Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?: Geology, v. 17(4), p. 324-328.

Kay, S.M., Ramos, V.A., et Marquez, M., 1993, Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America: Journal of Geology, v. 101, p. 703-714.

Kay, S.M., Godoy, E., et 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.

Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P., et Mancilla, O., 2006, Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén basin, in: Kay, S.M., et al., (Éds.), 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. 19-60.

Kehle, R.O., 1970, Analysis of gravity gliding and orogenic translation: Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 1641-1664.

King, S.D., et Hager, B.H., 1994, Subducted slabs and the geoid: 1. Numerical calculations with temperature-dependent viscosity: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 19843-19852.

Kirby, S.H., et Kronenberg, A.K., 1987, Rheology of the lithosphere: Selected topics: Reviews of Geophysics, v. 25(6), p. 1219-1244.

Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R., et Cifuentes, O., 2001, Earthquake cycle dominates contemporary crustal deformation in central and southern Andes: Earth and Planetary Science Letters, v. 193, p. 437-446.

Kramer, P.E., 1998, Structure of the Patagonian Andes: Regional Balanced Cross Section at 50°S, Argentina: International Geology Review, v. 40, p. 896-915.

Kraemer, P.E., et Riccardi, A.C., 1997, Estratigrafía de la región comprendida entro los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz: Revista de la Asociación Argentina, v. 52(3), p. 333-360.

Kraemer, P.E., Ploszkiewicz, J.V., et Ramos, V.A., 2002, Estructura de la Cordillera Patagónica Autral entre los 46° y 52°S in: Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recurso s Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(22), p. 353-364.

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E.A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M., et De la Cruz, R., 2004, Neogene to Quaternary evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction: Tectonophysics, v. 385, p. 211-241.

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Malavieille, J., Morata, D., Espinoza, F., Maury, R.C., Scalabrino, B., Barbero, L., De la Cruz, R., Rossello, E., et Bellon, H., 2007, Pliocene extensional tectonics in the Eastern Central Patagonian Cordillera: geochronological constraints and new field evidence: Terra Nova, v. 19, p. 413-424.

Lallemand, S., Heuret, A., et Boutelier, D., 2005, On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 6(9), doi:10.1029/2005GC000917.

Lamb, S., et Davis, P., 2003, Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes: Nature, v. 425, p. 792-797.

Lamb, S., Hoke, L., Kennan, L., et Dewey, J., 1997, Cenozoic evolution of the central Andes in Bolivia and northern Chile, in: Burg, J.P., et Ford, M., (Éds.), Orogens Through Time, Geological Society Special Publications, v. 121, p. 237-264.

Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., et Bataille, K., 2008, First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes: Tectonophysics, v. 455, p. 14-24.

Lavenu, A., et Cembrano, J., 1999, Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile): Journal of Structural Geology, v. 21, p. 1669-1691.

Lawver, L.A., Sclater, J.G., et Meinke, L., 1985, Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the South Atlantic: Tectonophysics, v. 114, p. 233-254.

Lemoine, A., Madariaga, R., et Campos, J., 2002, Slab-pull and slab-push earthquakes in the Mexican, Chilean and Peruvian subduction zones: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 132(1), p. 157-175.

Le Stunff, Y., et Ricard, Y., 1997, Partial advection of equidensity surfaces: A solution for the dynamic topography problem?: Journal of Geophysical Research, v. 102, p. 24655-24667.

Lithgow-Bertelloni, C., et Richards, M.A., 1998, The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions: Reviews of Geophysics, v. 36, p. 27-78.

Livermore, R., Balanyá, J.C., Maldonado, A., Martinez, J.M., Rodriguez-Fernández, J., De Galdeano, C.S., Zaldivar, J.G., Jabaloy, A., Barnolas, A., Somoza, L., Hernández-Molina, J., Suriñach, E., et Viseras, C., 2000, Autopsy on a dead spreading center: the Phoenix Ridge, Drake Passage, Antarctica, v. 28, p. 607-610.

Lock, B.E., 1980, Flat-plate subduction of the Cape Fold Belt of South Africa: Geology, v. 8, p. 35-39.

Lock, J., Kelsey, H., Furlong, K., et Woolace, A., 2006, Late Neogene and Quaternary landscape evolution of the northern California Coast Ranges: Evidence for Mendocino triple junction tectonics: Geological Society of America Bulletin, v. 118(9-10), p. 1232-1246.

Lonsdale, P., 2005, Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate: Tectonophysics, v. 404, p. 237-264.

Lonsdale, P., et Klitgord, K.D., 1978, Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin: Geological Society of America Bulletin, v. 89(7), p. 981-999.

Loske, W.P, Márquez, M, Giacosa, R.E., Pezzuchi, H., et Fernández, M.I., 1999, U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia: XV Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1, p. 102.

Macharé, J., et Ortlieb, L., 1992, Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru: Tectonophysics, v. 205, p. 97-108.

Malumián, N., 1999, La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia extraandina, in: Caminos, R., (Éd.), Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales Anales, v. 29(18), p. 557-612.

Malumián, N., 2002, El Terciario marino, sus relaciones con el eustatismo, in: Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recurso s Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(15), p. 237-244.

Malumián, N., et Náñez, C., 1998, El género Transversigerina y la edad de la transgresión patagonia: X Congreso Latinoamericano de Geología et VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1, p. 285-290.

Mancktelow, N.S., et Grasemann, B., 1997, Time-dependant effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion: Tectonophysics, v. 270, p. 167-195.

Márquez, M.J., 1984, Informe geológico preliminar, proyecto 19 ND, lago Viedma: Servicio Minero Nacional - Plan Patagonia Comahue, (Inédit).

Marshak, R.S., et Karig, D.E., 1977, Triple junction as a cause for anomalously near-trench igneous activity between the trench and volcanic arc: Geology, v. 5, p. 233-236.

Marshall, L.G., et Salinas, P., 1990, Stratigraphy of the Río Frías Formation (Miocene), along the Alto Río Cisnes, Aisén, Chile: Revista Geológica de Chile, v. 17, p. 57-88.

Marshall, L.G., Cifelli, R.L., Drake, R.E., et Curtis, G.H., 1986, Vertebrate paleontology, geology, and geochronology of the Tapera de López and Scarritt Pocket, Chubut Province, Argentina: Journal of Paleontology, v. 60(4), p. 920-951.

Martinod, J., Funiciello, F., Faccenna, C., Labanieh, S., et Regard, V., 2005, Dynamical effects of subducting ridges: Insights from 3-D laboratory models: Geophysical Journal International, v. 163, p. 1137-1150.

McGeary, S., Nur, A., et Ben-Avraham, Z., 1985, Spatial gaps in arc volcanism: the effect of collision or subduction of oceanic plateaus: Tectonophysics, v. 119, p. 195-221.

McKenzie, D.P., 1969, Speculations on the consequences and causes of plate motions: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 18, p. 1-32.

McKenzie, D.P., 1977, The initiation of trenches: A finite amplitude instability, in: Talwani, M. et Pitman, W.C., (Éds), Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins, Maurice Ewing Ser., v. 1, p. 57-61.

Mejia, V., Opdyke, N.D., Vilas, J.F., Singer, B.S, et Stoner, J.S., 2004, Plio-Pleistocene time-averaged field in southern Patagonia recorded in lava flows: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 5(3), doi:10.1029/2003GC000633.

Mercer, J.H., 1976, Glacial History of Southernmost South America: Quaternary Research, v. 6, p. 125-166.

Mercer, J.H., et Sutter, J.F., 1982, Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: Implications for global ice sheet history: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, v. 38, p. 185-206.

Mercer, J.H., Fleck, R.J., Mankinen, E.A., et Sander, W., 1975, Southern Patagonia: glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago: Bulletin of the Royal Society of New Zealand, v. 13, p. 223-230.

Min, K., Farley, K.A., Renne, P.R., Marti, K., 2002, Single grain (U-Th)/He ages from phosphates in Acapulco meteorite and implications for thermal history: Earth and Planetary Science Letters, v. 209(3-4), p. 323-336.

Miozzi, M., 2004, Particle image velocimetry using Feature Tracking and Delauny Tessellation: 12th International Symposium on Application of Laser Techniques to Fluid Mechanics, Lisbon.

Mitrovica, J.X., et Forte, A.M., 1997, Radial profile of mantle viscosity: Results from the joint inversion of convection and postglacial rebound observables: Journal of Geophysical Research, v. 102(B2), p. 2751-2769.

Mitrovica, J.X., Beaumont, C., et Jarvis, G.T., 1989, Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction: Tectonics, v. 8(5), p. 1079-1094.

Mitrovica, J.X., Pysklywec, R.N., Beaumont, C., et Rutty, A., 1996, The Devonian to Permian sedimentation of the Russian platform: an example of subduction-controlled long-wavelength tilting of continents: Journal of Geodynamics, v. 22(1-2), p. 79-96.

Molnar, P., England, P., et Martinod., J., 1993, Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon: Reviews of Geophysics, v. 31, p. 357-396.

Moresi, L., et Gurnis, M., 1996, Constraints on the lateral strength of slabs from three-dimensional dynamic flow models: Earth and Planetary Science Letters, v. 138, p. 15-28.

Morgan, W., 1965, Gravity anomalies and convection currents: Journal of Geophysical Research, v. 70, p. 6175-6187.

Moroni, M., et Cenedese, A., 2005, Comparison among Feature Tracking and more consolidated velocimetry image analysis techniques in a fully developed turbulent chanel flow: Measurement Science & Technology, v. 16, p. 2307-2322.

Mpodozis, C, 2007, Tectonics of the Southernmost Patagonian Andes: A critical review: Geosur 2007, Santiago de Chile, Chili.

Mueller, S., et Philipps, R., 1991, On the initiation of subduction: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 651-665.

Muñoz, J., et 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., et 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.

Nishio, S., Sugii, Y., et Okuno, T., 2001, Analytics of PIV measurements for its higher performances: Proc. 4th International Symposium on Particle Image Velocimetry, Gottingen, Germany.

Nullo, F.E., 1978, Descripción geológica de la Hoja 56 a-b, Cerro Fitz Roy, Servicio Geológico Nacional, (Inédit).

Nullo, F.E., Proserpio, C., et Ramos, V.A., 1979, Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile: VII Congreso Geológico Argentino, Actas 1, p. 455-470.

Nur, A., et Ben-Avraham, Z., 1981, Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America, in: Kulm, L.D., Dymond, J., Dasch, E.J., et Hussong, (Éds.), Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence, Geological Society of America Memoir, v. 154, p. 729-740.

Olbertz, D., Wortel, M.J.R., et Hansen, U., 1997, Trench migration and subduction zone geometry: Geophysical Research Letters, v. 24(3), p. 221-224.

Ord, A., et Hobbs, B.E., 1989, The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities: Tectonophysics, v. 158(1-4), p. 269-289.

Palma, M.A., 1989, Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del continente Austral: Reunion sobre Geotransects de América del Sur (Mar del Plata), p. 97-101.

Palma, M.A., 1991, Las rocas basamentales del Macizo del Deseado en la estancia Dos Hermanas, provincia de Santa Cruz: Revista de la Asociacíon Geológica Argentina, v. 46(1-2), p. 1-9.

Pankhurst, R.J., et Rapela, C.W., 1995, Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia: Earth and Planetary Science Letters, v. 134, p. 23-26.

Pankhurst, R.J., Caminos, R., et Rapela, C.W., 1993, Problemas geocronológicos de los granitoides gondwánicos de Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas IV, p. 99-104.

Pankhurst, R.J., Hervé, F., et Rapela, C.W, 1994, Sm-Nd evidence for the Grenvillan provenance of the metasedimentary basement of southern Chile and west Antartica: VII Congreso Geológico Chileno, Actas 2, p.1414-1418.

Pankhurst, R.J., Weaver, S., Hervé, F., et Larrondo, P., 1999, Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile: Journal of the Geological Society of London, v. 156, p. 673-694.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., et Kelley, S.P., 2000, Episodic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana: Journal of Petrology, v. 41(5), p. 605-625.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Márquez, M., et Fanning, C.M., 2003, Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia, Journal of South American Earth Sciences, v. 16, p. 27-44.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., et Márquez, M., 2006, Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia; Earth Science Reviews, v. 76, p. 235-257.

Panza, J.L., 2002, La cubierta detrítica del Cenozoico superior, in: Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(17), p. 259-284.

Panza, J.L., et Genini, A., 2005, Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados, escala 1:250,000, provincia de Santa Cruz: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Panza, J.L., Sacomani, L.E., et Cobos, J.C., 2003, Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz, República Argentina, 1:750,000: Servicio Geológico Minero Argentino.

Pardo, M., Comte, D., et Monfret, T., 2002, Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone: Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 11-22.

Pardo-Casas, F., et Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time: Tectonics, v. 6(3), p. 233-248.

Parras, A., Griffin, M., Feldmann, R., Casadío, S., Schweitzer, C., et Marenssi, S., 2008, Correlation of marine beds based on Sr- and Ar- date determinations and faunal affinities across the Paleogene/Neogene boundary in southern Patagonia, Argentina: Journal of South American Earth Sciences, v. 26, p. 204-216.

Parsons, B., et Richter, F.M., 1980, A relation between the driving force and geoid anomaly associated with mid-ocean ridges: Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 445-450.

Peacock, S.M., 1993, Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs: Chemical Geology, v. 108, p. 49-59.

Peroni G.O., Hegedus, A.G., Cerdan, J., Legarreta, L., Uliana, M.A., et Laffitte, G., 1995, Hydrocarbon Accumulation in an Inverted Segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia, in: Tankard, A.J., Suárez, S., et Welsink, H.J., (Éds.), Petroleum basins of South America, AAPG Memoir 62, p. 403-419.

Petford, N., et Turner, P., 1996, Reconnaissance $^{40}Ar/^{39}Ar$ age and paleomagnetic study of igneous rocks around Coyhaique, S. Chile (45°30'-47°S), in: International Symposium on Andean Geodynamics, n°3, p. 625-628.

Pratt, J.H., 1859, On the deflection of the plumb line in India caused by the attraction of the Himalaya Mountain and of the elevated regions beyond and its modification by the compensation effect of a deficiency of matter below the mountain mass: Philos. Trans. R. Soc. London, v. 149, p. 745.

Pysklywec, R.N., et Mitrovica, J.X., 1998, Mantle flow mechanisms for the large-scale subsidence of continental interiors: Geology, v. 26(8), p.687-690.

Pysklywec, R.N., et 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.

Ramberg, H., 1967, Gravity, Deformation and the Earth's Crust: London, Academic Press.

Ramos, V.A., 1979, Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina: II Congreso Geológico Chileno, Actas, p. 1-32.

Ramos, V.A., 1981, Descripción Geológico-Económica de la Hoja 55 a Sierra de Sangra, provincia de Santa Cruz: Servicio Geológico Nacional, (Inédit).

Ramos, V.A., 1982a, Descripción Geológico-Económica de la Hoja 53a, Cerro San Lorenzo y 53b Meseta Belgrano, provincia de Santa Cruz: Servicio Geológico Nacional, (Inédit).

Ramos, V.A., 1982b, Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 37, p. 23-49.

Ramos, V.A., 1984, Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?: IX Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Actas 2, p. 311-325.

Ramos, V.A., 1989, Andean Foothills Structures in Northern Magallanes Basin, Argentina: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73(7), p. 887-903.

Ramos, V.A., 1996, Evolución Tectónica de la Plataforma Continental, in: Ramos, V.A., and Turic, M.A., (Éds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, p. 385-404.

Ramos, V.A., 1999, Evolución tectónica de la Argentina, in: Caminos, R., (Éd.), Geología Argentina, Anales, v. 29(24), p. 715-784.

Ramos, V.A., 2002, Evolución tectónica, in: Haller, M.J., (Éd.), Geología y Recurso s Naturales de Santa Cruz, Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), v. 1(23), p. 365-387.

Ramos, V.A., 2005, Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes: Tectonophysics, v. 399, p. 73-86.

Ramos, V.A., et Kay, S.M., 1992, Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions: Tectonophysics, v. 205, p. 261-282.

Ramos, V.A., et Aguirre-Urreta, M.B., 2000, Patagonia, in: Cordani, U.J., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., et Campos, D.A., (Éds.), Tectonic evolution of South America, 31st International Geologic Congress, p. 369-380.

Ramos, V.A., et 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., (Éds.), 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., et 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., (Éds.), 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., Niemeyer, H., Skarmeta, J., et Muñoz, J., 1982, Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes, in: Cordani, H., et Linares, E., (Éds.), Symposium on Magmatic Evolution of the Andes, Earth Science Review, v. 18, p. 411-443.

Ramos, V.A., Kay, S.M., et Sacomani, L., 1994, La dacita Puesto Nuevo y otras rocas magmáticas: colisión de una dorsal oceánica cretácica: VII Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas 2, p. 1172-1176.

Ramos, V.A., Cristallini, E.O., et Pérez, D.J., 2002, The Pampean flat-slab of the Central Andes: Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 59-78.

Ranalli, G., 1995, Rheology of the earth: 2nd edition, Chapman and Hall, London, 413 p.

Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J., et Aragón, E., 1983, Evolución magmática y geotectónica de la "Serie Andesítica" andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Nordpatagónica: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 38, p. 469-484.

Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J., et Aragón, E., 1988, Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S): Journal of the South American Earth Sciences, v. 1, p. 75-88.

Reiners, P.W., Zhou, Z., Ehlers, T.A., Xu, C., Brandon, M.T., Donellick, R.A., et Nicolescu, S., 2003, Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, Eastern China, from (U-Th)/He and fission-track thermochronology: American Journal of Science, v. 303, p. 489-518.

Ribe, N.M., 2003, Periodic folding of viscous sheets: Physical Review, v. E 68, 036305.

Ricard, Y., Richards, M., Lithgow-Bertelloni, C., et Le Stunff, Y., 1993, A geodynamic model of mantle density heterogeneity: Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 21895-21909.

Riccardi, A., 1971, Estratigrafía en el oriente de la Bahía La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina: Revista Museo de la Plata, v. 7, p. 61.

Riggi, J.C., et Fidalgo, F., 1971, A review of the Rodados Patagónicos problem: Bulletin de l'Association Française pour l'étude du Quaternaire, v. 4, p. 29-36.

Rodriguez, J.F.R, et Littke, R., 2001, Petroleum generation and accumulation in the Golfo San Jorge Basin, Argentina: a basin modeling study: Marine and Petroleum Geology, v. 18, p. 995-1028.

Rutland, R.W.R, 1971, Andean orogeny and sea floor spreading: Nature, v. 233, p. 252-255.

Saillard, M., 2008, Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales : Étude de l'évolution géomorphologique et datations (^{10}Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou - Nord Chili): Thèse de doctorat, Université de Toulouse III, 308 p.

Schellart, W.P., 2005, Influence of the subducting plate velocity on the geometry of the slab and migration of the subduction hinge: Earth and Planetary Science Letters, v. 231, p. 197-219.

Schellart, W.P., 2008a, Overriding plate shortening and extension above subduction zones: A parametric study to explain formation of the Andes Mountains: GSA Bulletin, v. 120(11-12), p. 1441-1454.

Schellart, W.P., 2008b, Kinematics and flow patterns in deep mantle and upper mantle subduction models: Influence of the mantle depth and slab to mantle viscosity ratio: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 9(3), doi:10.1029/2007GC001656.

Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L., et May, D., 2007, Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width: Nature, v. 446, p. 308-311.

Schellart, W.P., Stegman, D.R., et Freeman, J., 2008, Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: Constraints to find an Earth reference frame based on minimizing viscous dissipation: Earth-Science Reviews, v. 88, p. 118-144.

Schellman, G., 2000, Landscape evolution and glacial history of Southern Patagonia (Argentina) since the Late Miocene - some general aspects: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, v. 1999(7-8), p. 1013-1026.

Sciutto, J.C., Césari, O., Escribano, V., et Pezzuchi, H., 2000, Hoja Geológica 4566-III Comodoro Rivadavia, escala 1:250,000, provincia del Chubut: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Sciutto, J.C., Césari, O., et Iantanos, N., 2004, Hoja Geológica 4569-IV Escalante, escala 1:250,000, provincia del Chubut: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Sdrolias, M. et Müller, R.D., 2006, Controls on back-arc basin formation: Geochemistry, Geophysics, and Geosystems, v. 7, Q04016.

SEGEMAR, 2001, Hoja Geológica 4569-III Sarmiento, escala 1:250,000, provincia del Chubut: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Argentina.

Sempere, T., Hérail, G., Oller, J., et Bonhomme, M., 1990, Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia: Geology, v. 18, p. 946-949.

SERNAGEOMIN, 2003, Mapa Geológico de Chile: version digital: Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, v. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003), Santiago.

Silver, P.G., et Chan, W.W., 1988, Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy: Nature, v. 335, p. 34-39.

Silver, P.G., et Chan, W.W., 1991, Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 16429-16454.

Silver, P.G., Russo, R.M., et Lithgow-Bertelloni, C., 1998, Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation: Science, v. 279, p. 60-63.

Singer, B.S., Ackert Jr, R.P., et Guillou, H., 2004, $^{40}Ar/^{39}Ar$ and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia: Geological Society of America Bulletin, v. 116(3-4), p. 434-450.

Sinito, A.M., 1980, Edades geologicas, radimetricas y magneticas de algunas vulcanitas cenozoicas de las provincias de Santa Cruz y Chubut: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 35(3), p. 332-339.

Smith, H.F.W, et Sandwell, D.T., 1997, Global sea-floor topography from satellite altimetry and ship septh soundings: Science, v. 279, p. 1956-1961.

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.

Spasojević, S., Liu, L., Gurnis, M., et Müller, R.D., 2008, The case for dynamic subsidence of the U.S. east coast since the Eocene: Geophysical Research Letters, v. 35, L08305, doi:10.1029/2008GL033511.

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.

Stern, C.S., et Kilian, R., 1996, Role of subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 123, p. 263-281.

Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z., et Kyser, T.K., 1990, Trace-element and Sr, Nd, Pb, O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 104, p. 294-308.

Strelin, J.A., 1995, New evidence on the relationships between the oldest extra-andean glaciations in the Río Santa Cruz area: Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, v. 9, p. 105-116.

Stüwe, K., White, L., et Brown, R., 1994, The influence of eroding topography on steady state isotherms. Application to fission track analysis: Earth and Planetary Science Letters, v. 124, p. 63-74.

Suárez, M., et De la Cruz, R., 2000, Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°30'-47°30'S): Journal of the Geological Society, London, v. 157, p. 995-1001.

Suárez, M., et De la Cruz, R., 2001, Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°-48°S): Geological Magazine, v. 138, p. 53-66.

Suárez, M., Márquez, M., et de la Cruz, R., 1997, Nuevas edades K-Ar del Complejo El Quemado a los 47°13'-47°22' L.S.: VII Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2, p. 1552-1555.

Suárez, M., De La Cruz, R., et Bell, C.M., 2000, Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt: Geological Magazine, v. 137, p. 345-353.

Tao, W.C., et O'Connell, R.J., 1993, Deformation of a weak subducted slab and variation of seismicity with depth: Nature, v. 361, p. 626-628.

Tassara, A., Swain, C., Hackney, R., et Kirby, J., 2007, Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data: Earth and Planetary Science Letters, v. 253, p. 17-36.

Thomson, S.N., 2002, Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone: Geological Society of America Bulletin, v. 114(9), p. 1159-1173.

Thomson, S.N., Hervé, F., et Stöckhert, B., 2001, Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes: Tectonics, v. 20(5), p. 693-711.

Thorkelson, D.J., 1996, Subduction of diverging plates and the principles of slab formation: Tectonophysics, v. 255, p. 47-63.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., et Harmon, R.S., 1981, Andean andesites and crustal growth: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, v. 301, p. 305-320.

Tichelaar, B.W., et Ruff, L.J., 1993, Depth of seismic coupling along subduction zones: Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 2017-2037.

Tomasi, C., et Kanade, T., 1991, Detection and tracking of point features. Shape and motion from image streams: a factorization method: Carnegie Mellon University Technical Report CMU-CS-91-132.

Ton-That, T., Singer, B., Morner, N.A., et Rabassa, J., 1999, Datación de lavas basálticas por $^{40}Ar/^{39}Ar$ y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 54(4), p. 333-352.

Townley, B., 1996, Ore deposits, tectonics and metallogenesis of the continental Aysen region, Chile: PhD thesis, Queen's University, Canada, 246 p.

Trombotto, D., et Ahumada, A.L., 1995, Die Auswirkungen alter Kryomere auf die "Rodados Patagónicos" in Nordpatagonien, Argentinien: Eiszeitalter u. Gegenwart, v. 45, p. 93-108.

Troncoso, A., Suárez, M., De la Cruz, R., Palma Heldt, S., 2002, Paleoflora de la Formación Ligorio Márquez (XI Región, Chile) en su localidad tipo: sistemática, edad e implicancias paleoclimáticas: Revista Geológica de Chile, v. 29, p. 113-135.

Turcotte, D.L., et Schubert, G., 1982, Geodynamics Applications of Continuum Physics to Geological Problems, John Wiley and Sons, New York, 450 p.

Turner, K.J., Fogwill, C.J., McCulloch, R.D., et Sugden, D.E., 2005, Deglaciation of the eastern flank of the North Patagonian Icefield and associated continental-scale lake diversions: Geografiska Annaler, v. 87, p. 363-374.

Uliana, M.A., et Biddle, K.T., 1988, Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America: Revista Brasileira de Geociências, v. 18, p.172-190.

Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., et Gust, D.A., 1985, Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 40(3-4), p. 231-253.

Vassiliou, M.S., Hager, B.H., et Raefsky, A., 1984, The distribution of earthquakes with depth and stress in subducting slabs: Journal of Geodynamics, v. 1, p. 11-28.

Vermeesch, P., 2008, Three new ways to calculate average (U-Th)/He ages: Chemical Geology, v. 249, p. 339-347.

Vinnik, L., Farra, V., Romanowicz, B., 1989, Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at Geoscope and NARS broadband stations: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 79(5), p. 1542-1558.

Vlar, N.J., et Wortel, M.J.R., 1976, Lithospheric ageing, instabilities and subduction: Tectonophysics, v. 32, p. 331-351.

Von Gosen, W., 2002, Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (southern Argentina): Journal of South American Earth Sciences, v. 15, p. 591-623.

Von Gosen, W., 2003, Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implication for a Patagonian plate: Tectonics, v. 22, doi:10.1029/2001TC901039.

Von Gosen, W., Buggisch, W., et Krumm, S., 1991, Metamorphism and deformation mechanisms in the sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina): Tectonophysics, v. 185, p. 335-356.

Weijermans, R., 1986, Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putty and related polymers in view of tectonic laboratory applications: Tectonophysics, v. 124, p. 325-358.

Weijermars, R., et 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.

Wigger, P., Smithz, M., Araneda, M., Asch, G., Baldzuhn, S., Giese, P., Heinsohn, W.D., Matinez, E., Ricaldi, E., Rower, P., et Viramonte, J., 1994, Variation in the crustal structure of the southern Central Andes deduced from seismic refraction investigations, in: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P., (Éds.), Tectonics of southern Central Andes, Springer, Berlin, p. 23-48.

Wipf, M.A., 2006, Evolution of the Western Cordillera and Coastal Margin of Peru: Evidence from low-temperature Thermochronology and Geomorphology: PhD thesis, ETH Zürich, 152 p.

Wolf, R.A., Farley, K.A., et Silver, L.T., 1996, Helium diffusion and low temperature thermochronology of apatite, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 60, p. 4231-4240.

Yrigoyen, M.R., 1993, The history of hydrocarbons exploration and production in Argentina: Journal of Petroleum Geology, v. 16(4), p. 371-382.

Zandt, G., Velasco, L., et Beck, S., 1994, Composition and thickness of the southern Altiplano crust, Bolivia: Geology, v. 22, p. 1003-1006.

Zandt, G., Beck, S., Ruppert, S., Ammons, C., et Rock, D., 1996, Anomalous crust of the Bolivian Altiplano, Central Andes: Constraints from broadband regional seismic waveforms: Geophysical Research Letters, v. 23, p. 1159-1162.

Zhong, S., et Gurnis, M., 1994, Controls on trench topography from dynamic models of subducted slabs: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 15683-15695.

Zhong, S., et Davies, G., 1999, Effects of plate and slab viscosities on the geoid: Earth and Planetary Science Letters, v. 170, p. 487-496.

Ziegler, J.F., Biersack, J.P. et Littmark, U., 1985, The stopping and ranges of ions in Matter: Pergamon Press, v. 1, 321 p.

ANNEXE

Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard V., Faccenna, C., et Brusset, S., 2008,

Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling**:**

Tectonics, v. 27, TC3011.

TECTONICS, VOL. 27, TC3011, doi:10.1029/2007TC002175, 2008

Click Here for Full Article

Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling

Nicolas Espurt,[1,2] Francesca Funiciello,[3] Joseph Martinod,[1] Benjamin Guillaume,[1] Vincent Regard,[1] Claudio Faccenna,[3] and Stéphane Brusset[1]

Received 14 June 2007; revised 13 January 2008; accepted 12 March 2008; published 21 June 2008.

[1] We present lithospheric-scale analog models, investigating how the absolute plates' motion and subduction of buoyant oceanic plateaus can affect both the kinematics and the geometry of subduction, possibly resulting in the appearance of flat slab segments, and how it changes the overriding plate tectonic regime. Experiments suggest that flat subductions only occur if a large amount of a 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 (~10 Ma), which requires the subduction of hundreds of kilometers of buoyant plateau. The overriding plate shortening rate increases if the oceanic plateau is large enough to decrease the slab pull effect. Slab flattening increases the interplate friction force and results in migration of the shortening zone within the interior of the overriding plate. The increase of the overriding plate topography close to the trench results from (1) the buoyancy of the plate subducting at trench and (2) the overriding plate shortening. Experiments are compared to the South American active margin, where two major horizontal slab segments had formed since the Pliocene. Along the South American subduction zone, flat slab segments below Peru and central Chile/NW Argentina appeared at ~7 Ma following the beginning of buoyant slab segments' subduction. In northern Ecuador and northern Chile, the process of slab flattening resulting from the Carnegie and Iquique ridges' subductions, respectively, seems to 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.

Citation: Espurt, N., F. Funiciello, J. Martinod, B. Guillaume, V. Regard, C. Faccenna, and S. Brusset (2008), Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling, *Tectonics*, *27*, TC3011, doi:10.1029/2007TC002175.

[1]Laboratoire des Mécanismes et Transferts et Géologie, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, Toulouse, France.
[2]Now at Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison, France.
[3]Dipartimento Scienze Geologiche, University Roma TRE, Rome, Italy.

Copyright 2008 by the American Geophysical Union.
0278-7407/08/2007TC002175$12.00

1. Introduction

[2] Flat subduction zones correspond to oceanic slabs subducting horizontally under an overriding continental plate. The best known present-day examples of flat subductions are located beneath South America, in Peru (3–15°S), and central Chile/NW Argentina (27–33°S) [e.g., *Sacks and Okada*, 1974; *Baranzangi and Isacks*, 1979; *Pilger*, 1981; *McGeary et al.*, 1985; *Cahill and Isacks*, 1992; *Engdalh et al.*, 1998; *Gutscher et al.*, 2000b; *Pardo et al.*, 2002] (Figure 1). In these two zones, the Wadati-Benioff zone and available tomographic images show the subducting plate dipping approximately 30° from the trench to a depth of 100–120 km before proceeding horizontally below the South American continental plate and sinking in the upper mantle at 700 and 600 km from the trench in Peru and NW Argentina, respectively. These two flat subduction zones are spatially correlated in the South American continental plate by (1) an absence of Quaternary volcanism as a consequence of the absence of an asthenospheric wedge between the subducting slab and the continental plate [*Nur and Ben-Avraham*, 1981; *McGeary et al.*, 1985; *Gutscher et al.*, 2000a; *Ramos et al.*, 2002; *Kay and Mpodozis*, 2002]; (2) a seismic energy released within the overriding plate larger than above the steep subduction zones, which may result from the greater contact area between the two plates [*Gutscher et al.*, 2000b; *Gutscher*, 2002]; (3) a concentration of the overriding plate shortening above the flat slab segments [*Sébrier et al.*, 1985; *Jordan and Allmendinger*, 1986; *Pardo et al.*, 2002; *Ramos et al.*, 2002; *Rousse et al.*, 2003; *Wagner et al.*, 2005; *Siame et al.*, 2005]; and (4) vertical topographic motions of the coastal areas [*Macharé and Ortlieb*, 1992; *Gutscher et al.*, 1999a; *Yañez et al.*, 2001; *Hampel*, 2002; *Clift et al.*, 2003; *Hampel et al.*, 2004b; *Wipf*, 2006], Andean Cordillera [*McNulty and Farber*, 2002], and back-arc regions on the eastern side of the Andes [*Dumont*, 1996; *Ramos et al.*, 2002; *Espurt et al.*, 2007].

[3] Two main causes have been proposed to explain the formation of these flat subduction zones:

[4] 1. The South American plate moves rapidly toward the Nazca trench in the hot spot reference frame [*Jarrard*, 1986; *Scholz and Campos*, 1995; *Silver et al.*, 1998]. Hence the active overthrusting of South America above the young Nazca oceanic plate exceeds the descent velocity of the slab

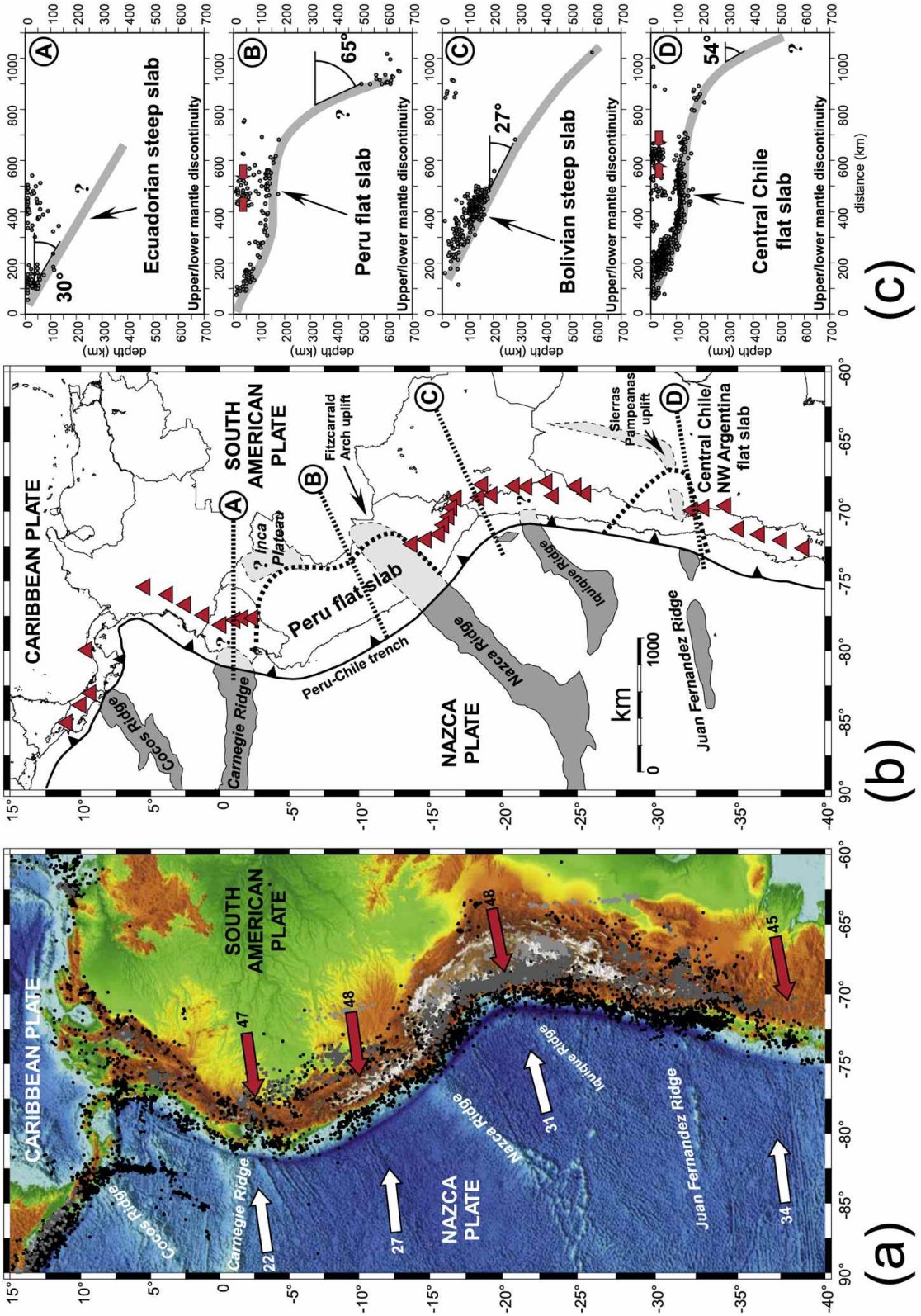

(a)
CARIBBEAN PLATE
SOUTH AMERICAN PLATE
NAZCA PLATE
Cocos Ridge
Carnegie Ridge
Nazca Ridge
Iquique Ridge
Juan Fernandez Ridge
47
48
48
45
22
27
31
34
(b)
CARIBBEAN PLATE
SOUTH AMERICAN PLATE
NAZCA PLATE
Cocos Ridge
Carnegie Ridge
Peru-Chile trench
Peru flat slab
Inca Plateau
Fitzcarrald Arch uplift
Sierras Pampeanas uplift
Central Chile/ NW Argentina flat slab
Nazca Ridge
Iquique Ridge
Juan Fernandez Ridge
A
B
C
D
km
0
1000
(c)
Ecuadorian steep slab
Peru flat slab
Bolivian steep slab
Central Chile flat slab
30°
65°
27°
54°
Upper/lower mantle discontinuity
depth (km)
distance (km)

Figure 1

in the upper mantle and may be responsible for the formation of flat slab segments [*Vlaar*, 1983; *van Hunen et al.*, 2002b].

[5] 2. The subduction of buoyant anomalies (such as bathymetric highs, aseismic ridges, or oceanic plateaus) increases the thickness of the crust and locally reduces the average density of the oceanic plate. Thus Peru and central Chile/NW Argentina flat subduction zones may result from buoyant oceanic segments (Nazca and Juan Fernandez ridges) taken toward subduction by global plate motion [*Nur and Ben-Avraham*, 1981; *Pilger*, 1981; *McGeary et al.*, 1985; *Gutscher et al.*, 2000b]. Other flat subduction zones reported all around the Pacific Ocean (western New Guinea, SW Japan, southern Alaska, central Mexico, and Costa Rica) suggest that parameters resulting in the formation of flat slab segments are not specific to the South American margin [*Gutscher et al.*, 2000b].

[6] Nevertheless, causes of the appearance of flat slab segments are the subject of an active discussion. For instance, it has been recently suggested that the moderate crustal thickness of the Juan Fernandez Ridge is not sufficient to make the buoyant slab responsible for horizontal subduction [*Kopp et al.*, 2004]. These authors suggest that upper mantle hydration may be an additional mechanism favoring flat subduction. In contrast, the Carnegie Ridge does not result in the formation of any flat subduction zone [*Guillier et al.*, 2001] in spite of the associated broad bathymetric anomaly (Figures 1b and 1c). The Iquique Ridge, despite having a more continuous crustal root than the Juan Fernandez Ridge, is also associated with a steeply subducting slab beneath northern Chile [*Tassara et al.*, 2006] (Figures 1b and 1c).

[7] Several kinds of analog and numerical models have been performed by previous authors to study either the conditions resulting in the occurrence of horizontal subduction zones or the consequence of the subduction of aseismic ridges on the overriding plate. Consequences of bathymetric highs and aseismic ridges' subduction on the fore-arc area have been studied by means of crustal-scale analog models using granular materials [*Dominguez et al.*, 1998; *Hampel et al.*, 2004b]. These models show that bathymetric highs and oceanic ridges have important consequences on uplift, tectonic, sedimentary, and erosional processes in the fore-arc zone. Similar observations were found using 2-D numerical models [e.g., *Chung and Kanamori*, 1978; *Kodama*, 1984; *Moretti and Ngokwey*, 1985; *Collot et al.*, 1985; *Geist et al.*, 1993]. *van Hunen et al.* [2002a, 2002b, 2004] reproduce the formation of flat slab segments resulting from the subduction of buoyant oceanic plateaus. *van Hunen et al.* [2002a, 2002b, 2004] show that the trenchward motion of the overriding plate facilitates the formation of long flat slab segments similar to those observed beneath South America. From analog experiments modeling the subduction of a viscous plate, *Martinod et al.* [2005] also conclude that flat slab segments only occur if the convergence between subducting and overriding plates is forced by external boundary conditions.

[8] The aim of this paper is to present lithospheric-scale analog models using viscous materials and to explore both the conditions permitting the appearance of flat subduction zones and their consequences on the overriding plate deformation. 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 flat slab segment, (2) to study the causal and temporal relationships existing between the oceanic plateau subduction and the flattening of the slab, and (3) to study the effects of the flat subduction on the overriding plate tectonic regime. We compare our analog results with geological and geophysical data from the Andean subduction zone.

2. Model Set Up

2.1. Experimental Procedure

[9] We use Newtonian viscous materials within a Plexiglas tank ($80 \times 80 \times 20$ cm^3) to reproduce the subduction of lithospheric plates in the upper mantle (Figure 2). Lithospheric plates are modeled using high-viscosity sili-

Figure 1. Geodynamic setting of the Nazca-South American convergence system. (a) Map of the eastern Pacific Ocean and South America. Bathymetric data from the Geosat and European Remote Sensing satellite system 1 (ERS-1) spacecraft [*Smith and Sandwell*, 1997] and elevation data from NASA Shuttle Radar Topographic Mission Gtopo 30. Relative plate motions are indicated by arrows in mm a^{-1} [*Gripp and Gordon*, 2002]. These velocities are distributed asymmetrically on the Nazca and South American plates, showing a rapid westward displacement of the South American plate. Earthquake epicenters are plotted: 0–99 km in black; 100–199 km in dark gray, and 200–700 km in light gray (taken from U.S. Geological Survey (USGS) National Earthquake Information Center (USGS National Earthquake Information Center data are available athttp://earthquake.usgs.gov/regional/neic/neic_bulletins.php). (b) The Nazca plate bears many topographic anomalies (aseismic ridges or oceanic plateaus marked in gray areas) where the crust is anomalous thick and buoyant. The estimated subducted lengths of these anomalies beneath the South American plate are shown in light gray areas. Red triangles mark active andesitic volcanism [*Gutscher et al.*, 2000b]. (c) Profiles of the Nazca slab beneath the South American plate from earthquake epicenters plotted [*Gutscher et al.*, 2000b]. The subduction of the Carnegie and Iquique ridges are not marked by any flat slab segment beneath northern Ecuador (marked "A") and northern Chile/Bolivia (marked "C"), respectively. In contrast, there exists a causal relationship between the subduction of the Nazca and Juan Fernandez ridges and the flat slab segments of Peru (marked "B") and central Chile/NW Argentina (marked "D"), respectively [*Gutscher et al.*, 2000b]. Red arrows show the locus of maximum shortening within the South American plate above the Peruvian and central Chile/NW Argentina flat slab segments [*Gutscher et al.*, 2000b; *Pardo et al.*, 2002].

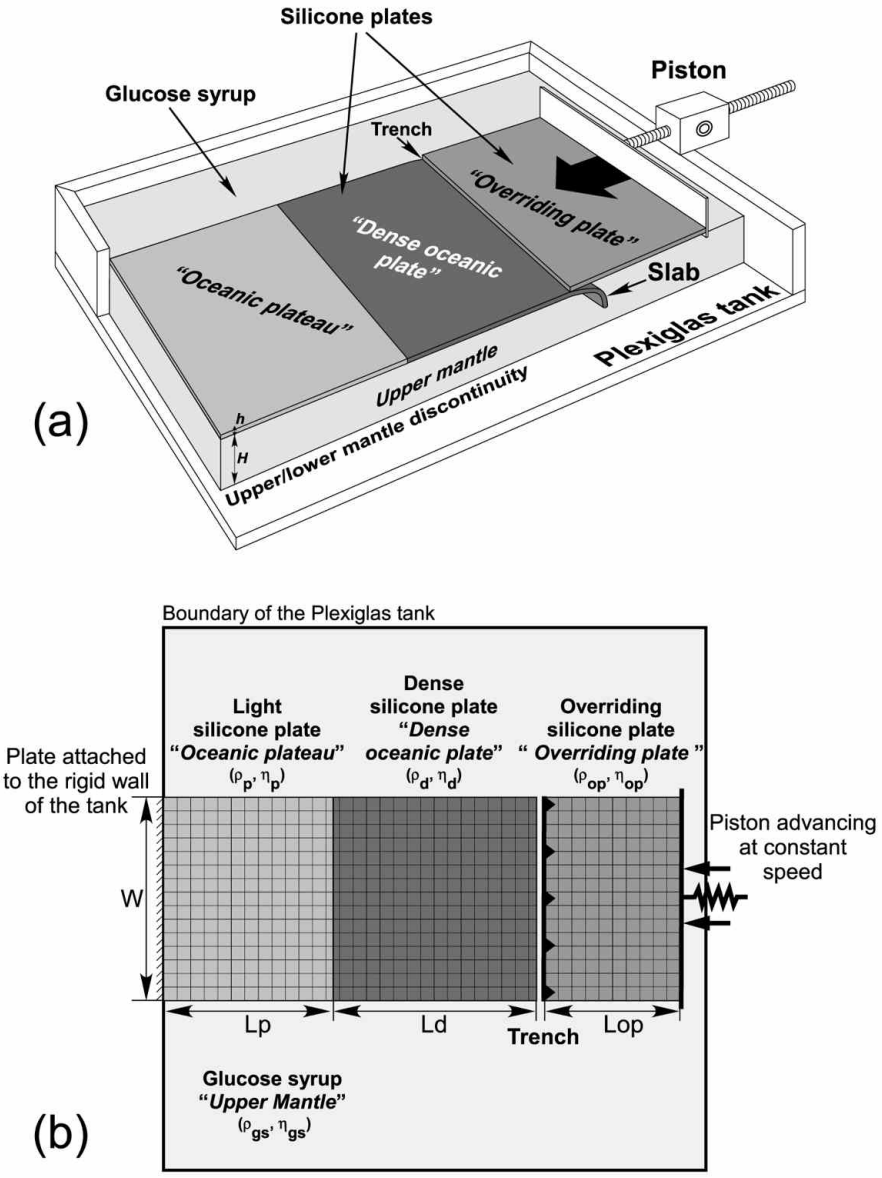


Figure 2. (a) Schematic sketch of the three-experiment set up. The silicone layers model the lithospheric plates, and the dense glucose syrup models the upper mantle. The bottom of the Plexiglas tank represents the high-gradient viscosity increase at the upper/lower mantle boundary. The subducting plate simulates a 50-Ma-old dense oceanic plate followed by a light oceanic plate (aseismic ride or oceanic plateau). See Table 3 for the values of h and H. (b) Top view of the experimental set up. Silicone plates present different densities ($\rho_{d,p,\mathrm{op}}$) and viscosities ($\eta_{j,p,\mathrm{op}}$) with the overriding continental plate to the right, the dense oceanic plate in the middle, and the oceanic plateau to the left. The plates are surrounded by the glucose syrup (see Table 3 for the values of ρ_{gs} and η_{gs}). An initial regular grid drawn on the overriding plate allows us to evaluate the deformation within the plates during the experiment. In the configuration drawn here, the overriding continental plate is pushed at constant speed by a piston above the subducting plate. See also Table 3 for the values of W, L_d, L_p, and L_{op}.

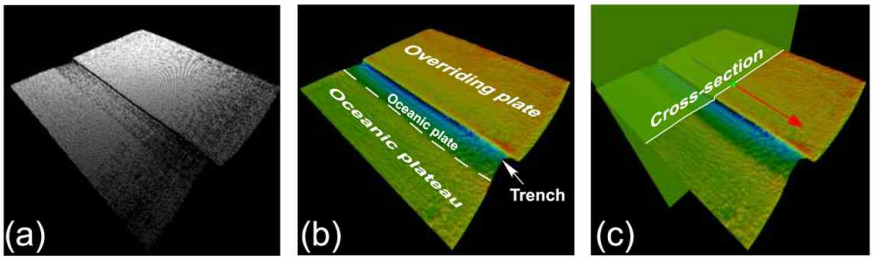


Figure 3. Perspective view of the model surface and workflow for constructing topographic cross sections. (a) Acquisition of the data with spatial coordinates x, y, and z by laser stereoscopic technique. (b) Surface generated from digitized points and identification of the overriding plate, oceanic plate, and the oceanic plateau. (c) Cross section plane perpendicular to the trench allowing us to see the geometrical and topographical evolution of the experiment.

cone putty. We vary the density of silicone putty to take into account the different lithosphere buoyancies. The upper mantle is modeled using a Newtonian low-viscosity glucose syrup solution. We neglect the role of thermal convection, assuming that the flow within the syrup is only generated by plate motion and slab subduction. We assume that the base of the upper mantle (bottom of the Plexiglas tank) acts as an impermeable barrier where the slab remains temporarily stalled for the adopted experimental timescales (Figure 2a) [*Funiciello et al.*, 2003]. The system is isothermal, which implies that the density contrast between the lithosphere and the upper mantle is only chemically implemented and kept constant during the entire evolution of the experiment (see the paper by *Funiciello et al.* [2003] for more details on the experimental procedure).

[10] Silicone plates that represent the subducting and overriding plates, respectively, initially float above the dense glucose syrup (Figure 2b). 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. Thus we assume that lithospheric plates are completely surrounded by weak fault zones [*Funiciello et al.*, 2004]. We take into account neither lateral heterogeneities within the plates nor the oblique plate convergence. During the subduction, the overriding and subducting plates are separated by a thin layer of glucose syrup at trench. Hence we assume that the subduction fault plane is weak, with the same viscosity as in the upper mantle. Moreover, we always lubricate the complete surface of the subducting plate with Vaseline, so as to avoid plates sticking. 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 1–3 (Table 3), the subduction velocity is not imposed by kinematic boundary conditions but only results from the negative buoyancy of the subducting slab (i.e., slab pull) [*Funiciello et al.*, 2003]. In contrast, in experiments 4–8 (Table 3), a constant convergence rate between subducting and overriding plates is imposed, advancing a rigid piston perpendicular to the trench (Figure 2a). The piston is plunged into the upper part of the glucose syrup at a depth of 18 mm, and the syrup is free to move underneath. It pushes the overriding plate toward the trench. A regular grid initially drawn on the overriding plate allows us to measure the finite displacement field of each single node of the grid along the x and y directions at each time interval (Figure 2b). The cumulative deformation of each element of the grid during the experiment is then calculated, integrating the finite displacement field over the time. Experiments are monitored with lateral and top view photos, and the topography of some selected experiments has been monitored with a topography scanner (Real Scan USB model 300) (Figure 3).

2.2. Similarity Criteria

[11] Experimental parameters and scaling relationships for the reference experiment (experiment 1) are listed in Tables 2 and 3, respectively. 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].

[12] The scale factor for length is 1.5×10^{-7}, i.e., 1 cm in the experiment corresponds to ~66 km in nature. We model the subduction of wide and homogenous buoyant plates assuming that (1) the Inca Plateau and the Nazca Ridge form a 1500-km-wide buoyant anomaly [*Gutscher et al.*, 1999b] and (2) the Juan Fernandez Ridge was oriented nearly parallel to the trench in the Lower Miocene [*Yañez et al.*, 2001] (Figure 1b). In nature, aseismic ridges or oceanic plateaus correspond to topographic anomalies where the crust is thicker than the surrounding oceanic plate, increasing the buoyancy of the oceanic lithosphere [*Cloos*, 1993; *Molnar and Gray*, 1979]. In our simplified models, we consider that the thickness of the lithosphere below aseismic ridges or oceanic plateaus is similar. The density of silicone plates is scaled to simulate the average density of the corresponding natural lithospheric plates (Table 2), and we reduce the density of the silicone lithospheric plate over its whole thickness. Such an approximation should not modify the general behavior of the subduction zone, assuming that the oceanic crust is not delaminated from the mantle during the process of subduction [*Chemenda et al.*,

2000]. In the reference experiment (experiment 1), the buoyancy of the silicone plate modeling the dense oceanic plate is $(\Delta\rho_d)_{Model} = -80$ kg m^{-3}, whereas the buoyancy of the plate modeling the plateau-bearing oceanic lithosphere is $(\Delta\rho_l)_{Model} = +41$ kg m^{-3} (Table 2). If we consider that we model a 50-Ma-old dense oceanic lithosphere (maximum age of the Nazca slab between 10 and 35°S) whose negative buoyancy is $(\Delta\rho_l)_{Nature} = -35$ kg m^{-3} [*Cloos*, 1993], the adopted buoyancy-scaling factor is $(\Delta\rho_l)_{Model}/(\Delta\rho_l)_{Nature} = 2.3$. Thus the buoyancy of the plateau-bearing oceanic lithosphere corresponding to the light silicone plate in nature is $(\Delta\rho_l)_{Nature} = +18$ kg m^{-3}, which corresponds to a 50-Myr-old oceanic lithosphere with a 17-km-thick crust. Such a plateau would result in a ~1900-m-high bathymetric anomaly, similar to that of the Nazca Ridge (see the paper by *Martinod et al.* [2005] for further details concerning the scaling of buoyant anomalies).

[13] The ratio of the oceanic lithosphere viscosity over the upper mantle viscosity is set to an upper bound of roughly 10^4. From the simple scaling equations of Table 2, we find that 1 min corresponds to 1.4 Ma in nature.

3. Experimental Results

[14] Eight models have been performed using various combinations of geometrical, kinematical, and rheological parameters, with the aim to explore the subduction of a negatively buoyant oceanic plate, followed by the subduction of a buoyant plate modeling a wide oceanic plateau with or without an upper overriding plate (Figure 2 and Table 3). The evolution of three selected experiments is described in sections 3.1, 3.2, and 3.3 (experiments 1, 4, and 8 (Table 3)).

3.1. Subduction of a Plateau Below a Free Overriding Plate (Reference Experiment, Experiment 1 (Table 3))

[15] Experiment 1 shows the subduction of a fixed oceanic lithosphere followed by a light oceanic plateau beneath an overriding plate being free to move above the subduction zone (Figure 4a). *Martinod et al.* [2005] have already described the behavior of a similar experiment without any upper overriding plate (e.g., experiments 2 and 3 in Table 3). Our experiment shows the typical sequence of events already described by *Martinod et al.* [2005], i.e., subduction initiation and slab interaction with the base of the upper/lower mantle discontinuity followed by a steady state regime of subduction of the dense part of the slab (Figures 4a and 4b). During the steady state regime and as far as the dense part of the plate is concerned, subduction is characterized by a velocity of subduction of 0.3 mm s^{-1} and a dip of 53°, as in the paper by *Martinod et al.* [2005]. As soon as the buoyant plateau starts subducting, the velocity of subduction suddenly decreases, and the slab steepens (Figures 4a, 4b, and 4c). Finally, the process can be stopped when ~4 cm of the buoyant plateau (corresponding to ~280 km in nature) have been subducted, enhancing the progressive verticalization of the slab (Figure 4a). During the whole experiment, the overriding plate passively follows the retreating trench (Figure 4a) and does not deform.

3.2. Subduction of a Plateau Below a Pushed Overriding Plate (Experiment 4 (Table 3))

[16] In experiment 4, the overriding plate is pushed at a constant velocity of 0.31 mm s^{-1} by a piston, moving perpendicularly toward the trench (Figure 5a). All the other parameters are similar to those of the reference experiment (experiment 1). The subducting plate being fixed, the trench velocity is the velocity of subduction (Figure 5b). In this experiment, we observe that a fraction of the velocity imposed by the piston is accommodated by the horizontal shortening of the overriding plate, and the difference between the piston velocity and trench velocity is the overriding plate shortening rate (Figures 5b and 5d). However, the deformation of the overriding plate being slow compared to the speed of the piston, the trench motion and the velocity of subduction are essentially constrained by the advance of the piston (Figure 5b).

[17] During the subduction of the dense oceanic plate, the dip of the slab is shallower (~49°) (Figures 5a and 5c) than in the reference experiment because of the forced advancing of the overriding plate toward the incoming plate. The plateau reaches the trench after ~14 min of run. Initially, plateau subduction initiates without any major change in the slab geometry (Figures 5a and 5c). When ~5.5 cm of plateau have been subducted and the tip of the plateau has reached a depth of ~4 cm, the slab geometry reorganizes into two dip domains: The upper part becomes shallower, while the lower part of the slab steepens to 57° (Figures 5a, 5c, and 6a). Seven minutes later (~10 Ma in nature), i.e., when 11 cm of plateau have subducted (~730 km in nature), the plateau directly underplates the overriding plate, and a flat slab segment occurs. During this phase, the slab geometry presents three inflection points, showing that it is easier to fold and unfold the slab to maintain the plateau below the overriding plate than to increase the depth of the plateau in the inclined segment (Figures 5a, 5c, and 6a). The tip of the 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 (corresponding to ~620 km in nature).

[18] During the subduction of the dense oceanic plate, the overriding plate shortening is close to zero (Figures 5d and 7) because the imposed convergence velocity is close to the velocity of subduction in the corresponding free subduction experiment (reference experiment). The advance of the overriding plate forces the subduction of the plateau, but the overriding plate shortening starts with a delay of about 2 min (Figure 5d). The overriding plate shortening of ~4.5×10^{-4} s^{-1} shows that the process of subduction is now opposed by the slab buoyancy. It results in a decrease of the velocity of subduction (from 0.31 to 0.24 mm s^{-1}) (Figures 5b and 5d). Before the formation of the flat slab segment, the overriding plate homogeneously shortens, except close to the trench where the slab and the overriding plate touch closely (Figure 7). In this area (that would correspond to the fore-arc region in nature), the force exerted by the slab results in a trenchward decrease of the

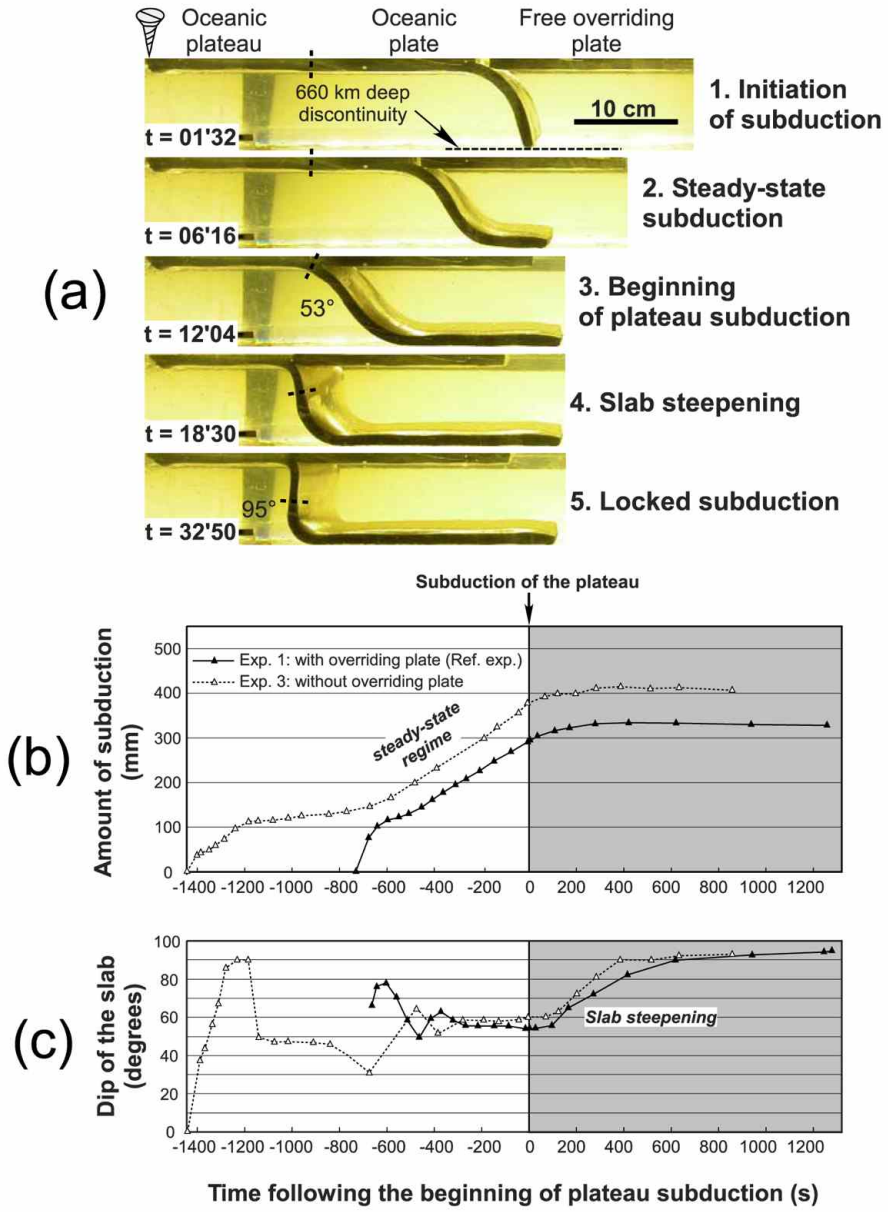


Figure 4. Experiment 1. (a) Lateral views of the experiment. The dashed line marks the tip of the oceanic plateau. The numbering scheme is as follows: (1) $t = 01'32$ (the slab interacts with the bottom of the box), (2) $t = 06'16$ and $12'04$ (steady state subduction pursues at constant speed, and the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

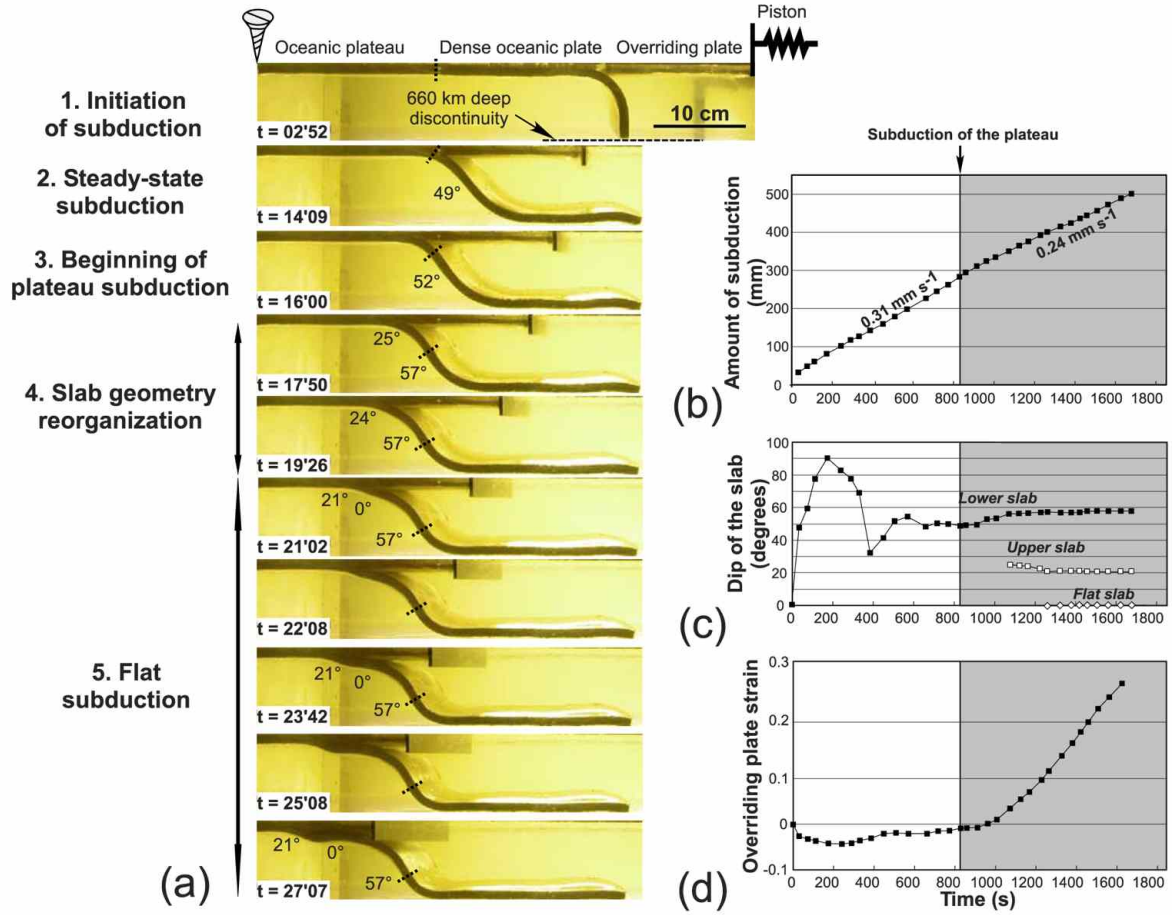


Figure 5. Experiment 4. (a) Lateral views of the experiment. The dashed line marks the tip of the oceanic plateau. The numbering scheme is as follows: (1) $t = 2'52$ (initiation of subduction), (2) $t = 14'19$ (steady state dense oceanic subduction with a constant dip of 49°), (3) $t = 16'00$ (subduction of the plateau without any perturbation in the subduction process), (4) $t = 17'50$ and $19'26$ (the plateau buoyancy perturbs the subduction process, i.e., the dip of the upper part of the slab decreases, but the dip of the lower part of the slab increases), and (5) $t = 21'02$ to $27'07$. (For $t = 21'02$ to $27'07$, the oceanic plateau flattens 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 versus time.

horizontal compressive stress within the overriding plate [*Dalmayrac and Molnar*, 1981], explaining why the plate shortening is smaller there (Figure 7). When the plateau underplates the overriding plate, the contact between converging plates progressively spreads out. The locus of maximum overriding plate shortening is above the termination of the flat slab segment and progressively migrates within the overriding plate as the flat slab segment broadens (Figure 7). 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.

[19] Laser data of Figure 8 register the evolution of the overriding plate topography and location of vertical displacements during the experiment. During the subduction of the dense plate, the continent does not present any vertical displacement. In contrast, the overriding plate topography is strongly affected by the plateau subduction. Uplift of the overriding plate close to the trench occurs as soon as the plateau subducts, despite the fact that the overriding plate shortening has not begun (Figures 5d, 8a, and 8b). Afterwards, the uplift of the overriding plate continues at a constant and slower speed until the end of the experiment, and the uplifted area spreads out within the overriding plate (back-arc region) (Figures 8a and 8b).

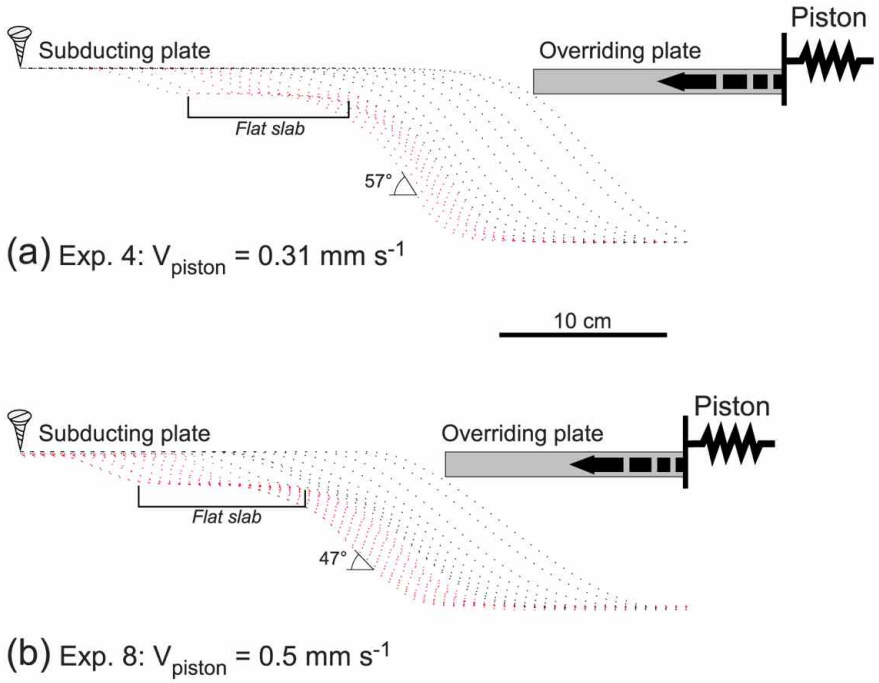


Figure 6. Kinematic behavior of the slab (dotted lines) in (a) experiment 4 and (b) experiment 8 with different piston velocities. Flat subduction episode is in red.

3.3. Subduction of a Plateau Below a Faster Overriding Plate (Experiment 8 (Table 3))

[20] In experiment 8, the piston velocity is larger than in the previous experiment (0.5 mm s^{-1} versus 0.31 mm s^{-1} in experiment 4). The higher trenchward overriding plate velocity results in a decrease of the slab dip during the steady state subduction of the dense oceanic plate (39° versus 49° in experiment 4 (Figures 9a and 9c)). Following plateau subduction, the larger convergence velocity induces the rapid formation (4 min later, i.e., ~7 Ma in nature) of a flat slab segment (Figures 9a and 9c). As in experiment 4, the flat slab segment required ~11 cm of plateau subduction

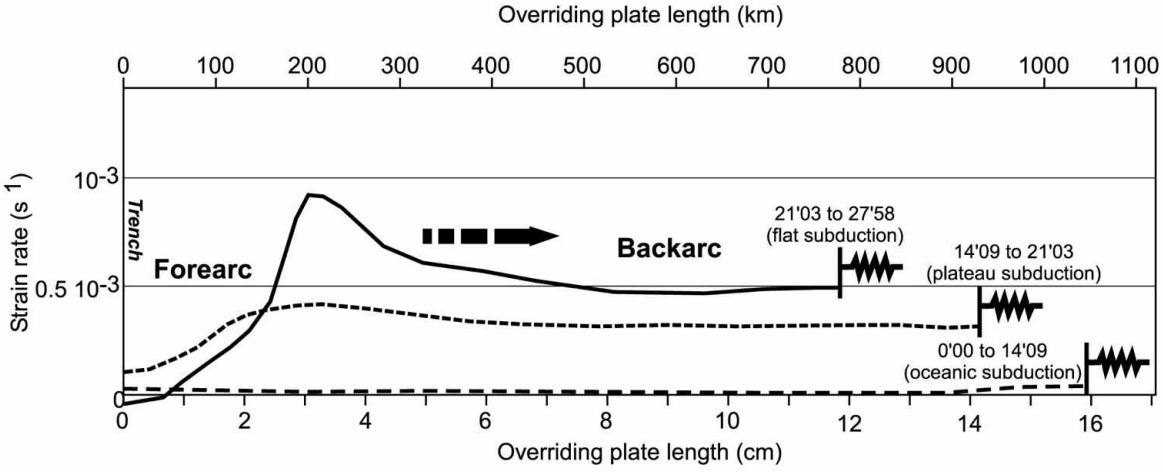


Figure 7. Overriding plate strain rate fields parallel to the convergence direction in experiment 4 during the subduction of the dense ocean (dashed line), the beginning of plateau subduction (dotted line), and flat slab subduction (solid line).

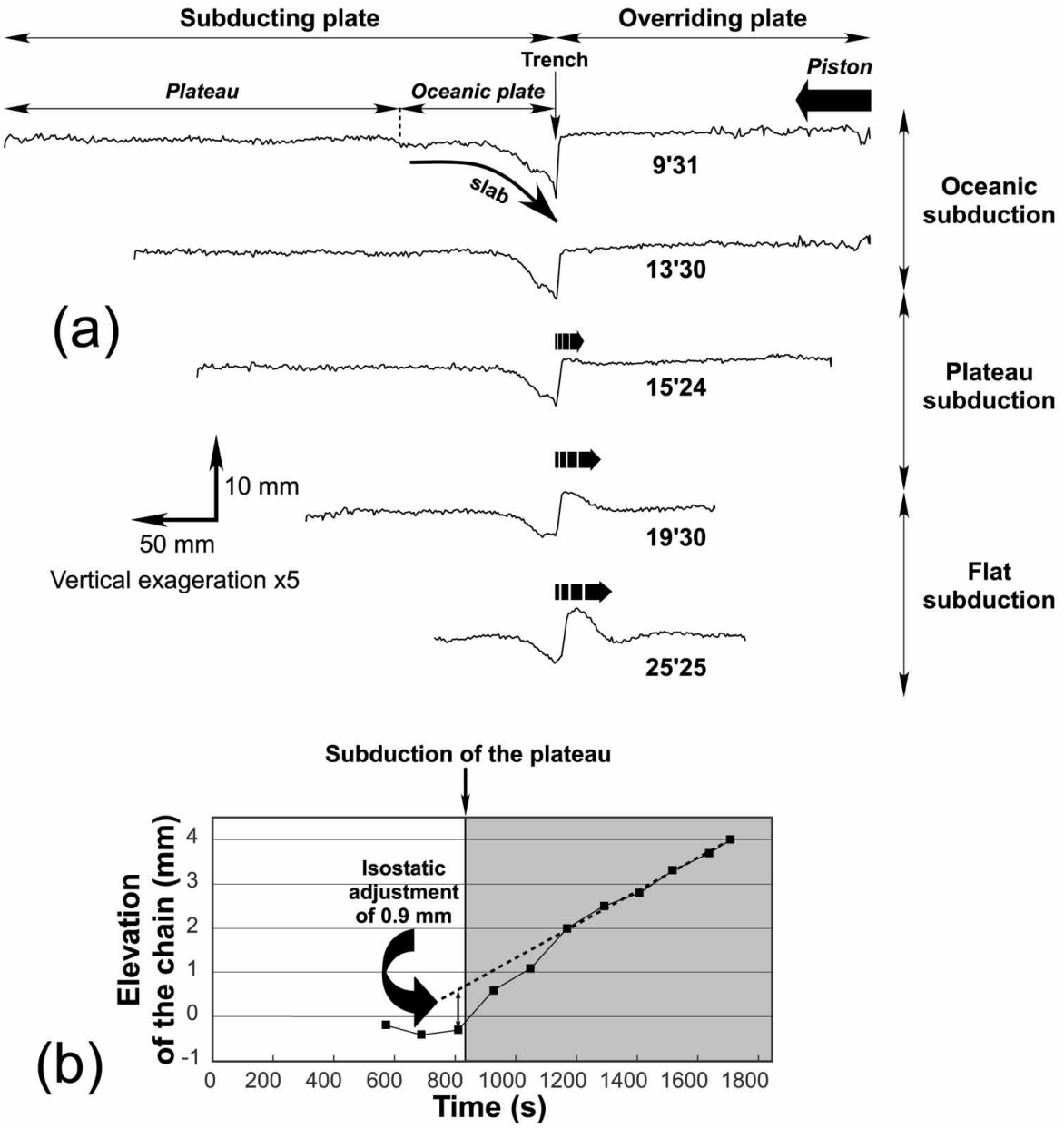


Figure 8. (a) Cross sections of experiment 4 along the centerline of the overriding plate at different times showing the propagation of the deformation within the overriding plate in response to the plateau subduction. (b) Maximum elevation of the overriding plate topography versus time. See section 4.3 for further explanations.

to occur, and the formation of the flat slab segment is marked by an increase of the dip of the lower part of the slab, here from 39° to 48° (Figures 9a and 9c). Here, again, the tip of the plateau stabilizes within the steep part of the slab at a depth of ~7 cm.

[21] 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 (Figures 9b and 9d). The higher convergence velocity results in a compressional regime in the overriding plate during the steady state subduction of the

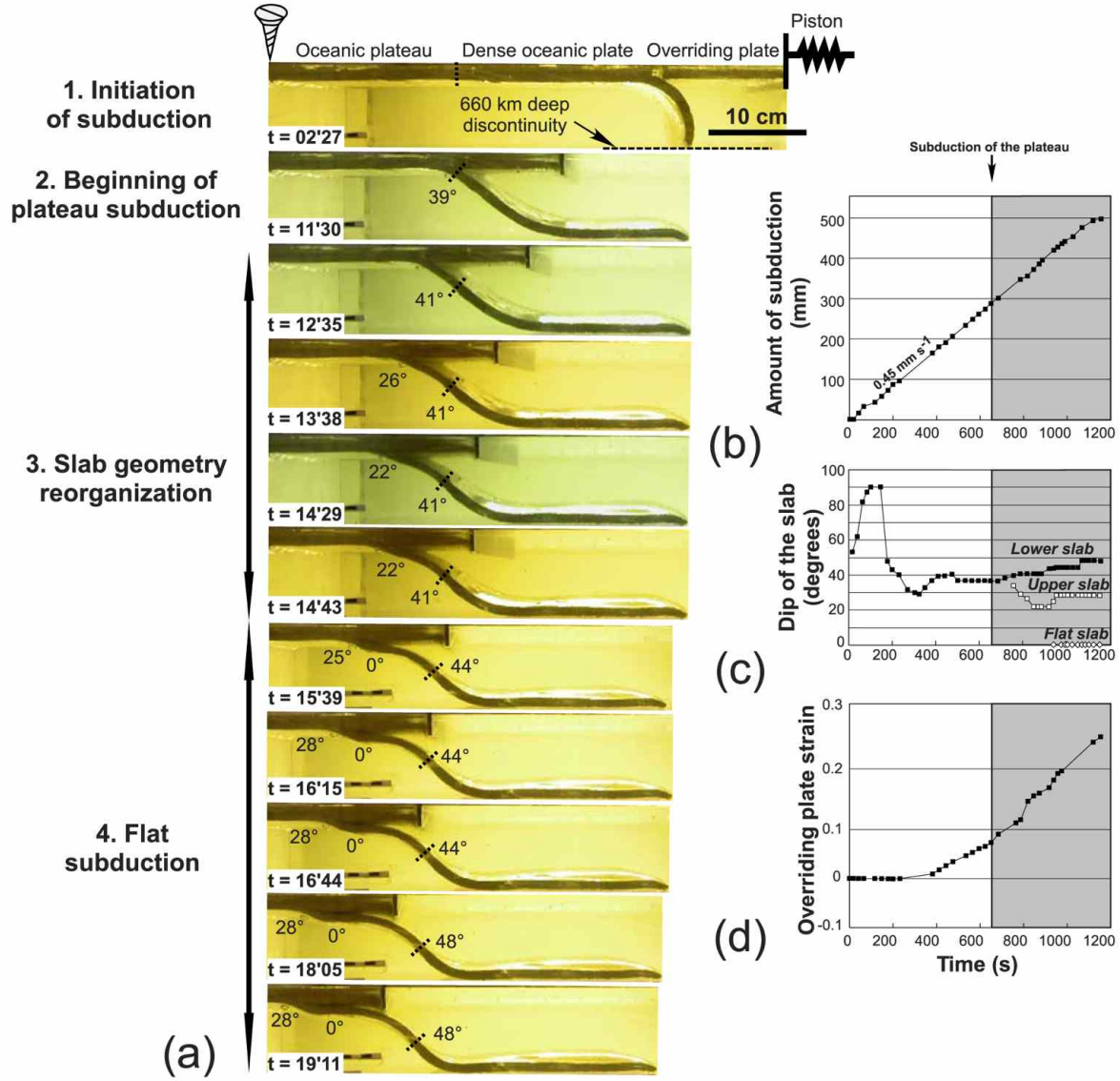


Figure 9. Experiment 8. (a) Lateral views of the experiment. The dashed line marks the tip of the oceanic plateau. The numbering scheme is as follows: (1) $t = 2'27$ (initiation of subduction), (2) $t = 11'30$ (steady state subduction of the dense oceanic subduction with a constant dip of 39°), (3) $t = 12'35$ to $14'43$ (plateau subduction without any perturbation in the subduction process), and (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 versus time.

dense plate, its shortening rate being approximately 2.3×10^{-4} s^{-1}. Following plateau subduction, the shortening rate of the overriding plate increases to $\sim 4.5 \times 10^{-4}$ s^{-1} (Figure 9b). As in experiment 4, three domains with different strain regimes occur in the overriding plate, following the occurrence of flat subduction: (1) The deformation is small close to the trench where the overriding and subducting plates touch closely, (2) the shortening is maximum above the termination of the flat slab segment, and (3) the shortening is moderate in the rest of the overriding plate far from the trench.

4. Interpretation and Discussion: Insights on the Andean Subduction Zone

[22] The three lithospheric-scale analog experiments described in sections 3.1, 3.2, and 3.3 have been selected to

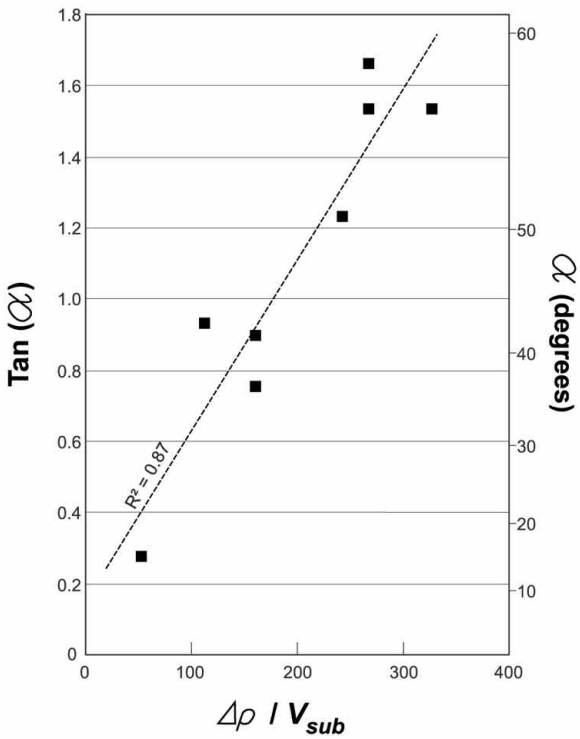


Figure 10. Dip of the slab (α) versus $\Delta\rho/V_{sub}$ in experiments 1–8 (see Table 3), where $\Delta\rho$ is the negative buoyancy of the subducting plate, and V_{sub} is the velocity of subduction. The linear relationship between $\Delta\rho/V_{sub}$ and tan(α) shows that the vertical component of the slab velocity does not depend on the overriding plate motion in this set of experiments.

show the evolution of the slab geometry as a function of the overriding plate motion and subducting plate buoyancy. In sections 4.1, 4.2, and 4.3, we show how their evolution gives insights to understand processes resulting in flat subductions beneath the Andes and the large-scale associated tectonic processes within the overriding South American plate.

4.1. Parameters Controlling the Flat Subduction

[23] Experimental results confirm that the subduction of a buoyant lithosphere (such as an oceanic plateau) is not the only element that results in the formation of a flat slab segment [*Martinod et al.*, 2005]. Experiment 1 shows that part of subducted buoyant plateaus can easily sink in the upper mantle and be incorporated in the steep lower part of the slab (Figure 4a). The buoyancy of the plateau is compensated by the negative buoyancy of the dense oceanic slab. If the overriding plate is free to move, the dip of the slab increases following plateau subduction as the velocity of subduction decreases [*Bellahsen et al.*, 2003; *Martinod et al.*, 2005]. Flat subduction cannot occur, and the buoyant anomaly stops the process of subduction, producing a slab verticalization (Figure 4a). Although the average buoyancy of the slab is still slightly negative at the end of experiment 1, its magnitude is too small to maintain the subduction active [*Martinod et al.*, 2005]. In natural cases, plateau subduction decreases subduction velocity, and simultaneous slab steepening may be followed by slab break-off (see the papers by *Regard et al.* [2005] and *Conrad et al.* [2004] and Mediterranean examples described by *Wortel and Spakman* [2000], for instance). However, the simplified Newtonian viscous rheology adopted to simulate the experimental lithosphere does not favor the occurrence of this phenomenon in our models.

[24] So far, we have only considered the specific case in which plates' motion only results from forces acting in the subduction zone (slab pull force). However, in nature, the absolute motion of lithospheric plates can be also influenced by global far-field boundary conditions that are able to partly control the velocity of subduction. For example, the rapid westward motion of the South American lithosphere above the Nazca plate [*Marrett and Strecker*, 2000] seems to be controlled by the opening of the Atlantic Ocean and the motion of Africa [*Silver et al.*, 1998].

[25] Our experimental results suggest that the trench migration imposed by the trenchward motion of the overriding plate does not modify the vertical component of slab velocity. In the entire experimental set (see Table 3) and during the steady state subduction of the dense oceanic plate, we observe that $V_z = V_{sub} \tan(\alpha)$ is proportional to $\Delta\rho$, where V_{sub} is the velocity of subduction, V_z the vertical component of the slab velocity, α the dip of the slab, and $\Delta\rho$ the slab buoyancy (see Figure 10). Hence experimental results suggest that the appearance of flat slab segments cannot be produced even if we increase the overriding plate trenchward velocity as long as the slab is negatively buoyant, since the vertical component of the slab velocity is maintained independently of trench motion. *Heuret et al.* [2007] also observed that plate kinematics can strongly affect the evolution of the subduction process. In particular, they noted that the motion of the overriding plate toward the trench enhances trench rollback and slab shallowing, despite the fact that the subducted lithosphere is dense and heavy [*Scholz and Campos*, 1995; *Heuret et al.*, 2007]. However, the dense slab can never reach a dip inferior to 18°, even if it is strongly forced to subduct [*Heuret et al.*, 2007].

[26] In fact, our experiments suggest that the presence of a buoyant subducting plateau and an overriding plate pushed toward the trench by lateral boundary conditions are necessary for flat slab segments to occur (experiments 4 and 8) (Figure 6). For instance, the buoyant effect of the Inca Plateau and Nazca Ridge subduction beneath the trenchward advancing of South America plate would be responsible for the 1500-km-wide Peruvian flat slab segment [*Gutscher et al.*, 1999b]. In southern South America, the Juan Fernandez Ridge coincides with the central Chile/NW Argentina flat slab segment [*Pilger*, 1981]. In these two zones, the present-day flat slab segments are clearly illustrated by seismicity data (Figure 1c) [*Gutscher et al.*, 2000b; *Pardo et al.*, 2002]. Earthquakes at ~120-km depth show

Table 1. Ridge/Plateau Subduction Characteristics Along the Andean Subduction Zone

Ridge/ Plateau	Width (km)	Height (km)	Crustal Thickness (km)	Origin	Symmetric on Pacific Plate	Beginning of Subduction (Ma)	Length of Subduction (km)	Flat Slab Segment	Upper Plate Uplift
Carnegie[a]	280	2	13–19	Galapagos hot spot	-	1	~70(?)	no	yes (only fore arc)
Inca[b]	~300	-	-	Pacific spreading ridge hot spot	Marquesas plateau	13	~900(?)	yes	no
Nazca[c]	200	1.5	18 ± 3	Pacific spreading ridge hot spot	Tuamotu plateau	11.2	~900	yes	yes
Iquique[d]	130	1.5	15	Pacific spreading ridge hot spot	Austral plateau	2	~150(?)	no	no
J. Fernandez[e]	<100	4	15	hot spot located near the Alejandro Selkirk island	-	12	~850	yes	yes

[a][*Lonsdale and Klitgord*, 1978; *De Vries*, 1988; *Deniaud et al.*, 1999; *Gutscher et al.*, 1999a; *Guillier et al.*, 2001; *Spikings et al.*, 2001; *Sallarès et al.*, 2005; *Pedoja et al.*, 2006].
[b][*Gutscher et al.*, 1999b].
[c][*Soler and Bonhomme*, 1990; *Dumont*, 1996; *Hsu*, 1992; *Macharé and Ortlieb*, 1992; *Gutscher et al.*, 1999b; *Woods and Okal*, 1994; *Le Roux et al.*, 2000; *Latrubesse and Rancy*, 2000; *McNulty and Farber*, 2002; *Hampel*, 2002; *Rousse et al.*, 2003; *Hampel et al.*, 2004a, 2004b; *Rosenbaum et al.*, 2005; *Tassara et al.*, 2006; *Espurt et al.*, 2007].
[d][*Gutscher et al.*, 1999b; *Rosenbaum et al.*, 2005; *Tassara et al.*, 2006].
[e][*Allmendinger et al.*, 1983; *Jordan and Alonso*, 1987; *Reynolds et al.*, 1990; *von Huene et al.*, 1996; *Pardo et al.*, 2002; *Ramos et al.*, 2002; *Kopp et al.*, 2004; *Tassara et al.*, 2006; *Farias et al.*, 2008].

the flat slab segments advancing beneath the overriding plates at more than 600 km east of the trench. In contrast, the eastern intermediate slab (between 200 and 600 km) is steeper (~60°) than elsewhere beneath South America (~30°). The slab flattening is accompanied by an increase of the dip of the intermediate part of the slab, as observed in experiments 4 and 8 (Figure 6).

[27] *Kopp et al.* [2004] recently found that the Juan Fernandez Ridge may not have sufficient buoyancy to generate a flat slab segment. The Juan Fernandez Ridge is a discontinuous topographic anomaly ~4 times smaller than the Nazca Ridge (see Figure 1a and Table 1). *Kopp et al.* [2004] suggest that upper mantle hydration along ridge-parallel fault zones decreases the density of the oceanic plate and consequently favors the buoyancy of the slab. In fact, the reconstruction of the Juan Fernandez Ridge geometry suggests a 20°N ridge segment (i.e., almost trench parallel), which subducted below northern Chile between 25 and 12 Ma [*Yañez et al.*, 2001]. The effect of trench-parallel buoyant anomalies on the dynamics of subduction is significantly larger than the effect of trench-perpendicular ridges [see *Martinod et al.*, 2005]. Thus this ridge segment may also explain the formation of the central Chile/NW Argentina flat slab segment in spite of the modest size of the Juan Fernandez Ridge. In the absence of any symmetric of the Juan Fernandez Ridge on the Pacific plate, it is impossible to evaluate the volume of the ridge segment that subducted since the Lower Miocene below Chile. Despite the fact that the volume of the Juan Fernandez Ridge segment now visible in the Pacific seafloor is modest (see Figure 1a), the volume of magma that resulted from the Juan Fernandez hot spot activity (Table 1) in the past may have been larger. Thus we do not think it is necessary to involve upper mantle hydration to explain the central Chile/NW Argentina flat subduction zone, although this phenomenon may undeniably result in lighter oceanic lithosphere [*Kopp et al.*, 2004].

4.2. Timing of the Flat Subduction

[28] The appearance of a flat slab segment is a process that initiates after several Ma following the beginning of plateau subduction (experiment 4). This delay decreases when the overriding plate velocity increases (experiment 8). In fact, experiments show that slab flattening requires time to occur because at the beginning of plateau subduction its buoyancy is compensated by the negative buoyancy of the lower part of the slab (Figures 11 and 12). We observe that flat subduction occurs when the average buoyancy of the inclined part of the slab turns positive. 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 11). The delay is larger in our experimental set, probably because the numerical setup of *van Hunen et al.* [2002a, 2002b] does not take into account the negative buoyancy of the slab below 400-km depth.

[29] The Nazca Ridge subduction beneath the Peruvian coast started ~11.2 Ma ago [*Hampel*, 2002], and the volcanism has been inactive above the ridge segment since ~4 Ma, in response to the flattening of the slab (Figure 12) [*Soler and Bonhomme*, 1990; *Rosenbaum et al.*, 2005; *Espurt et al.*, 2007]. *Yañez et al.* [2001] showed that near 30°S, the Juan Fernandez Ridge subduction started approximately 12 Ma ago. Its subduction is followed by the end of

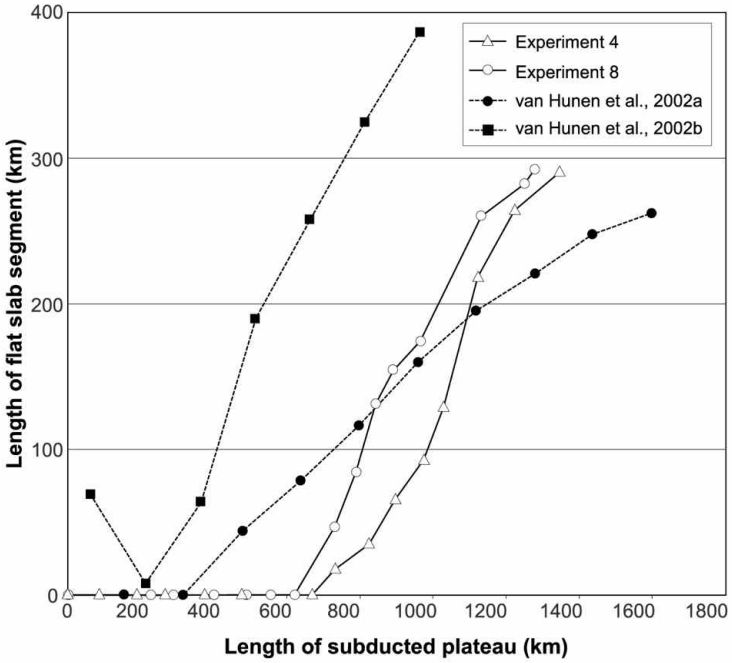


Figure 11. Length of the flat slab segment versus length of subducted plateau in experiments 4 and 8. Numerical results without overriding plate motion [*van Hunen et al.*, 2002a] and with overriding plate motion [*van Hunen et al.*, 2002b] are shown for comparison.

the arc volcanism at ~5 Ma [*Ramos et al.*, 2002]. Thus the delay between the subduction of the buoyant anomalies and the appearance of the two present-day flat slab segments below South America is ~7 Ma, which is equivalent to the delay observed in the experiments (Figure 12). It may also explain why broader ridges such as the Carnegie or Iquique ridges do not result in the formation of any modern flat subduction zone. For *Lonsdale and Klitgord* [1978], the Carnegie Ridge subduction only began 1 Ma ago. The analysis of seismicity distribution suggests that the slab plunges below northern Ecuador with a dip close to 30° down to a depth of at least 200 km [*Guillier et al.*, 2001] (Figure 1c). In fact, the broadening of the volcanic zone and the magmatic evolution in northern Ecuador [*Gutscher et al.*, 1999a; *Bourdon et al.*, 2003] suggest that slab flattening is active but not achieved, because the subduction of the Carnegie Ridge would be too recent. The Iquique Ridge may also be associated with a steep subducting slab below northern Chile because its subduction only began ~2 Ma ago [*Rosenbaum et al.*, 2005] (Figure 1c).

[30] The comparison between experiments 4 and 8 shows that the amount of subducted plateau when flat subduction initiates is similar (~11 cm) despite different convergence velocities (Figure 11). These experiments are scaled to represent the subduction of a 50-Ma-old oceanic plate overlain by a ~2-km-high plateau (Table 2), and the flat subduction occurs following the equivalent of ~700 km of plateau subduction (Figure 11). Part of the oceanic plateau is incorporated in the lower steep slab segment, and the flat slab segment is always much shorter than the amount of subducted plateau (Figures 5a and 9a). Numerical experiments of *Hassani et al.* [1997] also show that the slab flattening only starts when a sufficient length of buoyant slab is engaged in the subduction process despite the fact that their models do not incorporate preexisting dense subducting slab.

[31] These experimental results are consistent with the subducted length of the Nazca Ridge below Peru. In fact, the paleomagnetic reconstruction of the Nazca Ridge subduction shows that the subducted length of the Nazca Ridge below South America is ~900 km [*Hampel*, 2002]. The flat slab segment being ~700 km long, ~200 km of ridge are located in the steep part of the slab, as observed in experiments 4 and 8 (Figures 4a and 9a).

4.3. Deformation of the Overriding Plate

[32] Our models offer the possibility to study relationships between the subducting plate buoyancy and the related overriding plate deformation (Figure 12). When the trenchward overriding plate velocity is equal to the spontaneous trench retreat velocity, the overriding plate does not deform (experiments 1 and 4). The overriding plate shortens when kinematic boundary conditions impose larger convergence velocities and when buoyant plateaus are forced to subduct (experiments 4 and 8). This agrees with the numerical results by *Buiter et al.* [2001] and *Hampel and Pfiffner* [2006].

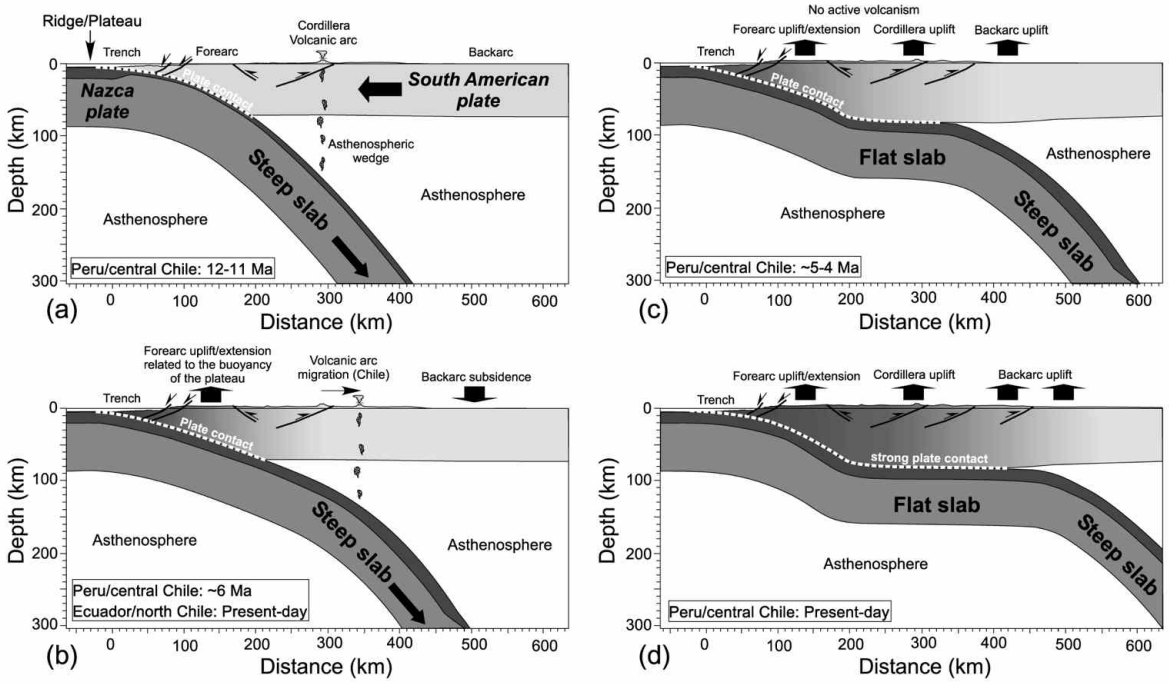


Figure 12. Schematic sketches showing evolution of the flat slab subduction process illustrated by analog models, applied to the Andean subduction zone (modified after *Gutscher et al.* [2000a]). (a) Steep subduction (>30° dip) during the subduction of the dense Nazca plate. (b) Subduction of buoyant and overthickened oceanic crust (e.g., ridge or oceanic plateau) with uplift of the fore-arc area. The buoyant slab is forced into subduction by the trenchward motion of the overriding plate. The dip of the slab decreases, and the volcanism migrates landward. (c) The upper slab starts to underplate the overriding plate, while the lower slab is steeper. Experiments suggest that it is necessary to involve a large amount of buoyant plate to obtain a flat slab segment, since part of the buoyant plateau is incorporated in the steep part of the slab to balance the negative buoyancy of the dense oceanic lithosphere. The strong plate contact is translated by the increase of the overriding plate shortening. The flat slab process cancels the vertical component of the slab favoring the uplift of the overriding plate. (d) Propagation of the flat slab segment beneath the overriding plate. The horizontal and buoyancy forces transmitted to the back-arc region cause back arc thrusting and uplift far from the trench.

[33] The topographic data presented here are purely qualitative. The effects of erosion and sedimentation have not been considered. Experiment 4 shows that the subduction of a plateau does not increase immediately the overriding plate shortening rate because plateau subduction does not result immediately in a decrease of the slab pull force (Figure 5d). In contrast, close to the trench, the overriding plate topography uplifts as soon as the plateau enters in the subduction zone (Figure 8a). This is interpreted as an isostatic adjustment accommodating the subduction of the plateau [*Moretti and Ngokwey*, 1985], while the slowly growing long-term uplift observed in the topographic high developing close to the trench results from overriding plate thickening (Figure 8b). The shortening rate in the overriding plate also increases following the appearance of the flat slab segment (Figure 4d). Cross sections demonstrate that overriding plate thickens and uplifts far from the trench, in the back-arc region, because the longer contact increases friction forces between plates (Figures 7 and 8). Consequently, horizontal forces transmitted to the back-arc region may activate inherited weak zones and cause back arc thrusting in natural cases.

[34] These experimental results show that the flat subduction process induces a widespread shortening and uplift in the overriding plate, which is consistent with geological observations along the Andean subduction zone. The Ecuadorian fore arc exhibits Pliocene to Pleistocene marine terraces (so-called tablazos), which are exposed at 200–300 m above the Carnegie Ridge [*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 of the fore arc more than 110 km landward. The subduction of the Carnegie Ridge is uplifting the coastal area, even if the flat subduction process is not achieved (Figure 12b). In Peru, the southward migration of the Nazca Ridge between 11 and 17°S has strongly influenced the geomorphology and tectonic activity of the Peruvian fore arc system [*Sébrier et al.*, 1985; *Hsu*, 1992; *Macharé and*

Table 2. Scaling of Parameters for the Reference Experiment (Experiment 1) (Table 3)

Parameter	Meaning	Unit	Model	Nature
g	gravitational acceleration	m s^{-2}	9.81	9.81
Thicknesses				
h	silicone/lithospheric plates	m	0.013	80,000
H	glucose syrup/upper mantle		0.10	660,000
	length scale factor $L_{Model}/_{Nature} = 1.5 \times 10^{-7}$			
Buoyancies				
$\Delta\rho_d = \rho_{gs} - \rho_d$	50-Ma-old oceanic lithosphere	kg m^{-3}	−80	−35
$\Delta\rho_p = \rho_{gs} - \rho_p$	50-Ma-old ocean, 1900-m-high plateau		+41	+18
$\Delta\rho_{op} = \rho_{gs} - \rho_{op}$	overriding plate		+102	+45 (normal continent: +96)
	buoyancy scale factor $\Delta\rho_{Model}/\Delta\rho_{Nature} = 2.3$			
Viscosities				
η_d	dense subducting silicone/ 50-Ma-old oceanic lithosphere	Pa s	3.5×10^5	$\sim 10^{24}$
η_p	oceanic plateau		1.8×10^5	$\sim 10^{24}$
η_{op}	overriding lithosphere		1.6×10^5	$\sim 10^{23}$
η_{gs}	upper mantle		22	$\sim 10^{20}$
η_{lm}	lower mantle		∞	$\sim 10^{22}$
	viscosity scale factor $\eta_{Model}/\eta_{Nature} \sim 2 \times 10^{-19}$			
t: $(t_{Model}/t_{Nature}) = (\Delta\rho gL)_{Nature}/(\Delta\rho gL)_{Model} \times (\eta_{Model}/\eta_{Nature}) = 1.3 \times 10^{-12}$	characteristic time	s	42 (42 s)	3.16×10^{13} (1 Ma)
U: $(U_{Model}/U_{Nature}) = (t_{Nature} \times L_{Model})/(t_{Model} \times L_{Nature}) = 1.1 \times 10^5$	characteristic velocity	m s^{-1}	3.3×10^{-4} (0.33 mm s^{-1})	2.9×10^{-9} (9.3 cm a^{-1})

Ortlieb, 1992; *Le Roux et al.*, 2000; *Hampel*, 2002; *Clift et al.*, 2003; *Hampel et al.*, 2004b; *Wipf*, 2006]. Pliocene to Pleistocene marine terraces developed above the Nazca Ridge indicate an uplift of ~900 m of the coastal margin [*Macharé and Ortlieb*, 1992]. In the Andes, the Nazca Ridge flat segment may control the shape of the modern topography of the cordillera. For example, the recent extensional collapse in the Cordillera Blanca [*McNulty*

Table 3. Experimental Parameters[a]

	Experiment							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Width of the Plates (W)	0.305	0.2	0.3	0.305	0.3	0.3	0.3	0.3
Thickness of Silicone Plates (h)	0.013	0.012	0.013	0.013	0.013	0.012	0.013	0.013
Thickness of Glucose Syrup (H)	0.1	0.104	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Piston Velocity	0	0	0	0.31	0.31	0.31	0.16	0.5
	Dense Subducting Plate							
Length (L_d)	0.32	0.4	0.37	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Density (ρ_d)	1496	1497	1496	1496	1496	1434	1434	1496
Viscosity (η_d)	3.5×10^5	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
	Light Subducting Plate "Plateau"							
Length (L_p)	0.17	0.2	0.22	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Density (ρ_p)	1375	1416	1375	1375	1375	1375	1375	1375
Viscosity (η_p)	1.8×10^5	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
	Overriding Plate							
Length (L_{op})	0.225	-	-	0.18	0.19	0.2	0.2	0.15
Density (ρ_{op})	1314	-	-	1314	1314	1314	1314	1314
Viscosity (η_{op})	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_{gs})	1416	1422	1416	1416	1416	1416	1416	1416
Viscosity (η_{gs})	22	12	22	22	22	22	22	22

[a]See also Figure 2 for the description of W, h, H, L_d, L_p, and L_{op}. Lengths are given in m, viscosities are given in Pa s, densities are given in kg m^{-3}, and velocities are given in mm s^{-1}. The evolutions of experiments 1, 4, and 8 are described in details in section 3. The results of experiments 2, 3, 5, 6, and 7 are used to build Figure 10.

and Farber, 2002] and Neogene counterclockwise rotations [*Rousse et al.*, 2003] would be related to the Nazca Ridge (Figure 12c). Similarly, the subduction of the Juan Fernandez Ridge below central Chile is marked by a Pliocene fore arc uplift [*Farias et al.*, 2008].

[35] In northern South America, part of the Amazonian basin located in front of the Peruvian flat slab segment displays deformation patterns related to the advance of the flat slab segment (Figures 1c and 12c) [*Dumont*, 1996; *Latrubesse and Rancy*, 2000; *Espurt et al.*, 2007]. This zone exhibits very wide sub-Andes, several uplifted basement blocks (Shira Mountains, Cushabatay High, and Moa Divisor range), and regional uplift (Fitzcarrald Arch uplift) above the eastern edge of the Nazca Ridge flat slab segment [*Espurt et al.*, 2007] (Figure 12d). Similarly, the eastward migration of the Juan Fernandez flat slab segment spatially coincides with the propagation of the deformation front of the precordillera thrust belt and the Pliocene uplift of the Sierras Pampeanas [*Allmendinger et al.*, 1983; *Ramos et al.*, 2002; *Giambiagi and Ramos*, 2002; *Siame et al.*, 2005] (Figure 12d). In addition, the subduction of the northern trench-parallel segment of the Juan Fernandez Ridge may explain the excess of 100 km of shortening exhibited by balanced cross sections during the Neogene to the north of the present-day flat slab segment [*Allmendinger et al.*, 1983; *Jordan and Alonso*, 1987; *Reynolds et al.*, 1990]. Similarly, *Rousse et al.* [2003] also suggest that the subduction of the northern segment of the Juan Fernandez Ridge during the Lower Miocene may explain the particularly intense shortening in the Bolivian Orocline at that time.

[36] We show that vertical displacements above the Andean flat slab segments are essentially deciphered in the fore-arc and back-arc regions. In fact, models suggest that vertical topographic motions related to the flat slabs would be observed in the entire of the Andean Cordillera, if we could eliminate the mountain-building processes.

[37] Finally, experiments suggest that the flat subduction, increasing the friction force between plates, may result in a decrease 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 flat slab segment occurs. *Gutscher et al.* [2000b] note that the seismic energy released within South America is 3–5 times larger above flat slab segments than above normal inclined segments. Seismicity clusters observed in the overriding plate of Peru and Argentina, east of the flat slab segments, are consistent with both the greater contact and friction between plates (Figures 1c and 12d) [*Gutscher et al.*, 2000b]. Thus the formation of two major flat slab segments during the Pliocene below the South American plate may explain the decrease 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, the load of which would consume a significant amount of the driving force responsible for the trenchward motion of the Nazca plate. In fact, the experiments show that flat slab segments also increase friction between plates, and the plot of the Nazca-Farallon/South America relative motion indicates two periods of slow convergence rates: one in the Oligocene between 35 and 26 Ma and the other one in the last 10 Ma [*Pardo-Casas and Molnar*, 1987]. These two periods are marked by the formation of large flat slab segments, below southern Peru and northern Chile in the Oligocene [*James and Sacks*, 1999] and below Peru and central Chile/NW Argentina from the Pliocene, suggesting a significant effect of the formation of flat segments on the subduction velocity.

5. Conclusions

[38] Lithospheric-scale analog experiments suggest that the appearance of flat slab segments can result only from large buoyant ridges/plateaus forced to subduct by the trenchward advance of the overriding plate, as previously suggested by *Gutscher et al.* [2000b] and *van Hunen et al.* [2002a, 2002b]. As a matter of fact, when negatively buoyant slab segments subduct below a trenchward advancing overriding plate, our experiments suggest that the overriding plate motion does not modify the vertical component of the slab velocity. Then, although increasing the overriding plate's trenchward motion results in a decrease of the dip of the slab, it is unable to create flat slabs, as observed below Peru and central Chile/NW Argentina.

[39] In our experiments modeling the subduction of a ~2-km-high plateau on a 50-Ma-old oceanic lithosphere, flat subduction only occurs after ~700 km of buoyant plateau subduction because part of the plateau is incorporated in the steep part of the slab to balance the negative buoyancy of the dense underlying oceanic slab. Hence the delay between the plateau subduction and the flattening of the slab is controlled by the trenchward velocity of the overriding plate.

[40] In South America, the Peruvian flat slab segments occurred ~7 Ma, following the beginning of the Nazca Ridge-Inca Plateau subduction. The same delay is observed between the subduction of the Juan Fernandez Ridge and the appearance of flat subduction below central Chile/NW Argentina. In northern Ecuador and northern Chile, the process of the slab flattening could be active but not completed, supporting the idea that the slab flattening needs time to occur.

[41] The overriding plate shortening rate increases following the subduction of an oceanic plateau as a result of the smaller slab pull force. In addition, it increases following the appearance of the flat slab because of a larger interplate friction force. The locus of maximum shortening migrates within the interior of the overriding plate when the slab flattens.

[42] The overriding 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) isostatic adjustments resulting in rapid topographic changes, depending on the buoyancy of the subducting plate at trench, and (2) overriding plate thickening. Finally, the appearance of

two major flat slab segments below South America ~5 Ma ago may thus explain the decrease of the convergence velocity between the Nazca plate and the South American plate since that time.

[43] **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). F. Funiciello has been supported by Eurohorcs/ESF-European Young Investigators Awards Scheme, by funds from the National Research Council of Italy, and by other national funding agencies participating in the Third Memorandum of Understanding, as well as from the EC Sixth Framework Programme. Analog models have been performed in the Laboratory of Experimental Tectonics (LET) of University "Roma TRE". Midland Valley is acknowledged for providing "3DMove" for model building and 3D visualization. We also thank M. Espurt, G. Saldi, and R. Martinez for their useful comments and suggestions. Constructive reviews by O. Oncken and an anonymous reviewer greatly improved this manuscript.

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, doi:10.1029/TC002i001p00001.

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, doi:10.1016/S0012-821X(03)00516-8.

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, doi:10.1016/S0012-821X(02)01024-5.

Buiter, S. J. H., R. Govers, and M. J. R. Wortel (2001), A modelling study of vertical surface displacements at convergent plate margins, *Geophys. J. Int.*, *147*, 415–427, doi:10.1046/j.1365-246X.2001.00545.x.

Cahill, T., and B. L. Isacks (1992), Seismicity and shape of the subducted Nazca plate, *J. Geophys. Res.*, *97*, 17,503–17,529, doi:10.1029/92JB00493.

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, doi:10.1016/S0012-821X(99)00277-0.

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.

Clift, P. D., I. Pecher, N. Kukowski, and A. Hampel (2003), Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision, *Tectonics*, *22*(3), 1023, doi:10.1029/2002TC001386.

Cloos, M. (1993), Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis-subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamount, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *105*, 715–737, doi:10.1130/0016-7606(1993)105<0715:LBACOS>2.3.CO;2.

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, doi:10.1016/0040-1951(85)90185-4.

Conrad, C. P., S. Bielk, and C. Lithgow-Bertelloni (2004), Great earthquakes and slab pull: Interaction between seismic coupling and plate-slab coupling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *218*, 109–122, doi:10.1016/S0012-821X(03)00643-5.

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, doi:10.1016/0012-821X(81)90174-6.

Davy, P., and P. R. Cobbold (1991), Experiments on shortening of a 4-layer continental lithosphere, *Tectonophysics*, *188*, 1–25, doi:10.1016/0040-1951(91)90311-F.

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, *C. R. Acad. Sci. Ser. 2*, *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, doi:10.1016/0895-9811(88)90030-2.

Dominguez, S., S. E. Lallemand, J. Malavieille, and R. von Huene (1998), Upper plate deformation associated with seamount subduction, *Tectonophysics*, *293*, 207–224, doi:10.1016/S0040-1951(98)00086-9.

Dumont, J. F. (1996), 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.

Engdalh, 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, doi:10.1130/G23237A.1.

Farias, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Caceres, and D. Comte (2008), Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S), *Tectonics*, *27*, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.

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*(B4), 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, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02313.x.

Geist, E. L., M. A. Fisher, and D. W. Scoll (1993), Large-scale deformation associated with ridge subduction, *Geophys. J. Int.*, *115*, 344–366, doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb01191.x.

Giambiagi, L. B., and V. A. Ramos (2002), Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30′–33°45′S), Argentina and Chile, *J. South Am. Earth Sci.*, *5*, 101–116, doi:10.1016/S0895-9811(02)00008-1.

Gripp, A. E., and R. G. Gordon (2002), Young tracks of hotspots and current plate velocities, *Geophys. J. Int.*, *150*, 321–361, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x.

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, doi:10.1029/2001GL013257.

Gutscher, M.-A. (2002), Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling, *J. South Am. Earth Sci.*, *15*, 3–10, doi:10.1016/S0895-9811(02)00002-0.

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, doi:10.1016/S0012-821X(99)00060-6.

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, doi:10.1016/S0012-821X(99)00153-3.

Gutscher, M.-A., R. Maury, J. P. Eissen, and E. Bourdon (2000a), Can slab melting be caused by flat subduction?, *Geology*, *28*, 535–538, doi:10.1130/0091-7613(2000)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2.

Gutscher, M.-A., W. Spakman, H. Bijwaard, and E. R. Engdalh (2000b), Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, *19*, 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 Planet. Sci. Lett.*, *203*, 665–679, doi:10.1016/S0012-821X(02)00859-2.

Hampel, A., and A. Pfiffner (2006), Relative importance of trenchward upper plate motion and friction along the plate interface for the topographic evolution of subduction-related mountain belts, in *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*, edited by S. J. H. Buiter and G. Schreurs, *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, *253*, 105-115.

Hampel, A., N. Kukowski, J. Bialas, C. Huebscher, and R. Heinbockel (2004a), Ridge subduction at an erosive margin: The collision zone of the Nazca Ridge in southern Peru, *J. Geophys. Res.*, *109*, B02101, doi:10.1029/2003JB002593.

Hampel, A., J. Adam, and N. Kukowski (2004b), 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.

Hassani, R., D. Jongmans, and J. Chery (1997), Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models, *J. Geophys. Res.*, *102*, 17,951–17,965, doi:10.1029/97JB01354.

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.*, *256*, 473–483, doi:10.1016/j.epsl.2007.02.004.

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 Int.*, *15–16*, 87–97, doi:10.1016/1040-6182(92)90038-4.

Iaffaldano, G., H.-P. Bunge, and T. H. Dixon (2006), Feedback between mountain belt growth and plate convergence, *Geology*, *34*, 893–896, doi:10.1130/G22661.1.

James, D. E., and I. S. Sacks (1999), Cenozoic formation of the central Andes: A geophysical perspective, in *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, vol. 7, edited by B. J. Skinner, pp. 1–26, *Soc. Econ. Geol.*, Littleton, Colo.

Jarrard, R. D. (1986), Causes of compression and extension behind trenches, *Tectonophysics*, *132*, 89–102, doi:10.1016/0040-1951(86)90027-2.

Jordan, T. E., and R. W. Allmendinger (1986), The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation, *Am. J. Sci.*, *286*, 737–764.

Jordan, T. E., and R. Alonso (1987), Cenozoic stratigraphy and basin tectonic of the Andes Mountains. 20°–28°, south latitude, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, *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, doi:10.1016/S0895-9811(02)00005-6.

Kodama, K. (1984), A simple model calculation of the shear stress and surface profile caused by the perturbation on subducting plate, *J. Seismol. Soc. Jpn.*, *37*, 647–654.

Kopp, H., E. R. Flueh, C. Papenberg, and D. Klaeschen (2004), Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and Juan Fernandez Ridge: Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration, *Tectonics*, *23*, TC2009, doi:10.1029/2003TC001590.

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 Int.*, *72*, 67–72, doi:10.1016/S1040-6182(00)00022-7.

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, doi:10.1016/S0895-9811(00)00044-4.

Lonsdale, P., and K. D. Klitgord (1978), Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *89*, 981–999, doi:10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2.

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, doi:10.1016/0040-1951(92)90420-B.

Marrett, R., and M. R. Strecker (2000), Response of intracontinental deformation in the central Andes to late Cenozoic reorganization of South American plate motions, *Tectonics*, *19*, 452–467, doi:10.1029/1999TC001102.

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*, 195–221, doi:10.1016/0040-1951(85)90039-3.

McNulty, B., and D. Farber (2002), Active detachment faulting above the Peruvian flat slab, *Geology*, *30*, 567–570, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0567:ADFATP>2.0.CO;2.

Molnar, P., and D. Gray (1979), Subduction of continental lithosphere: Some constraints and uncertainties, *Geology*, *7*, 58–62, doi:10.1130/0091-7613(1979)7<58:SOCLSC>2.0.CO;2.

Moretti, I., and K. Ngokwey (1985), Aseismic ridge subduction and vertical motion of overriding plate, paper presented at the Symposium Paris, Géodynamique des Caraïbes, Paris, 5–8 Feb .

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, doi:10.1029/1999GL005394.

Nur, A., and Z. Ben-Avraham (1981), Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in *South America, in Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence*, edited by L. D. Kulm et al., *Mem. Geol. Soc. Am.*, *154*, 729-740.

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, doi:10.1016/S0895-9811(02)00003-2.

Pardo-Casas, F., and P. Molnar (1987), Relative motion of the Nazca (Farallón) and South America plate since late Cretaceous times, *Tectonics*, *6*, 233–248, doi:10.1029/TC006i003p00233.

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, doi:10.1016/j.jsames.2006.08.003.

Pilger, R. H. (1981), Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *92*, 448–456, doi:10.1130/0016-7606(1981)92<448:PRARAL>2.0.CO;2.

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, doi:10.1016/S0895-9811(02)00006-8.

Regard, V., C. Faccenna, J. Martinod, and O. Bellier (2005), Slab pull and indentation tectonics: Insights from 3D laboratory experiments, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *149*, 99–113, doi:10.1016/j.pepi.2004.08.011.

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.

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, doi:10.1016/j.epsl.2005.08.003.

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*(5), 1048, doi:10.1029/2003TC001508.

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, doi:10.1016/0031-9201(74)90139-3.

Sallarès, V., P. Charvis, E. R. Flueh, and J. Bialas (2005), Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot, *Geophys. J. Int.*, *161*, 763–788, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02592.x.

Scholz, C. H., and J. Campos (1995), On the mechanism of seismic decoupling and back-arc spreading at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, *100*, 22,103–22,115, doi:10.1029/95JB01869.

Sébrier, M., J. L. Mercier, F. Mégard, B. Laubacher, and E. Carey-Gailhardis (1985), Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Peru, *Tectonics*, *4*, 739–780, doi:10.1029/TC004i007p00739.

Siame, L. L., O. Bellier, M. Sébrier, and M. Araujo (2005), Deformation partitioning in flat subduction setting: Case of the Andean foreland of western Argentina (28°S–33°S), *Tectonics*, *24*, TC5003, doi:10.1029/2005TC001787.

Silver, P. G., R. M. Russo, and C. Lithgow-Bertelloni (1998), Coupling of South American and African plate motion and plate deformation, *Sciences N. Y.*, *279*, 60–63.

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

Soler, P., M. G. Bonhomme (1990), Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Cretaceous to present, in *Plutonism From Antarctica to Alaska*, edited by S. M. Kay and C. W. Rapela, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, *241*, 173-192.

Somoza, R. (1998), Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: Implications for mountain building in the central Andean region, *J. South Am. Earth Sci.*, *11*, 211–215, doi:10.1016/S0895-9811(98)00012-1.

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, doi:10.1016/S0012-821X(01)00225-4.

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*, B09404, doi:10.1029/2005JB003976.

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, doi:10.1016/S0040-1951(02)00263-9.

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*(14), 1690, doi: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, doi:10.1016/j.pepi.2003.07.027.

Vlaar, N. J. (1983), Thermal anomalies and magmatism due to lithospheric doubling and shifting, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *65*, 322–330, doi:10.1016/0012-821X(83)90170-X.

von Huene, R., I. Pecher, and M.-A. Gutscher (1996), Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge, *Tectonics*, *15*, 19–33, doi:10.1029/95TC02618.

Wagner, L. S., S. Beck, and G. Zandt (2005), Upper mantle structure in the south central Chilian subduction zone (30° to 36°S), *J. Geophys. Res.*, *110*, B01308, doi:10.1029/2004JB003238.

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), *Phys. Earth Planet. Inter.*, *43*, 316–330.

Wipf, M. A. (2006), Evolution of the Western Cordillera and coastal margin of Peru: Evidence from low-temperature thermochronology and geomorphology, Ph.D. thesis, Swiss Fed. Inst. of Technol., Zürich, Zürich, Switzerland.

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, doi:10.1111/j.1365-246X.1994.tb03313.x.

Wortel, M. J. R., and W. Spakman (2000), Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region, *Science*, *290*, 1910–1917, doi:10.1126/science.290.5498.1910..

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.*, *106*, 6325–6345, doi:10.1029/2000JB900337.

S. Brusset, B. Guillaume, J. Martinod, and V. Regard, Laboratoire des Mécanismes et Transferts et Géologie, Université de Toulouse, CNRS, IRD, OMP, 14 Avenue E. Belin, F-31400 Toulouse, France.

N. Espurt, Institut Français du Pétrole, 1 et 4 Avenue de Bois-Préau, F-92852 Rueil-Malmaison Cedex, France. (espurt@lmtg.obs-mip.fr)

C. Faccenna and F. Funiciello, Dipartimento Scienze Geologiche, University Roma TRE, L. S. Leonardo Murialdo 1, I-00146 Rome, Italy.

TITLE : Cenozoic evolution of the southern Andes: morphotectonical and geochronological approaches and insights from analogue modelling.

ABSTRACT

The geomorphological and thermochronological studies carried out in the central Patagonia show the influence of the Chile spreading-ridge subduction on the surface dynamics. During the last 14 Myr, the migration of the triple junction between the Nazca, Antarctic and South America plates towards the north goes hand in hand with a long-wavelength uplift. It affects the Patagonian Andes, where Apatite (U-Th)/He ages are younger south of the triple junction (~7-5 Ma) than north of it, but also the basin located east of the mountain chain where terraces, emplaced since middle Miocene, are tilted in the N-S direction with values of 0.1-0.2%. These values correspond to the ones expected from semi-analytical analysis of dynamic topography. Analogue modelling of the subduction process shows the interaction between processes at depth and surface dynamics: we observe a link between variations of the slab dip and deformation of the overriding plate and we study the effects of the opening of a slab window.

AUTEUR : Benjamin GUILLAUME

TITRE : Évolution cénozoïque des Andes méridionales : approche morphotectonique, géochronologique et apports de la modélisation analogique.

DIRECTEURS DE THÈSE : Joseph Martinod et Claudio Faccenna

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Toulouse, le 10 décembre 2008

RÉSUMÉ

L'étude géomorphologique et thermochronologique menée en Patagonie centrale montre l'influence de la subduction de la dorsale du Chili sur la dynamique de surface. Depuis 14 Ma, la migration vers le nord du point triple entre plaques Nazca, Antarctique et Amérique du Sud s'accompagne d'un soulèvement de grande longueur d'onde. Celui-ci affecte les Andes de Patagonie, où les âges (U-Th)/He sur apatite sont plus jeunes au sud du point triple (~7-5 Ma) qu'au nord, mais aussi le bassin à l'est de la chaîne, où les terrasses mises en place depuis le Miocène moyen ont subi des basculements N-S de ~0,1-0,2%. Ces valeurs correspondent à celles prévues par des calculs analytiques de topographie dynamique. Des modèles analogiques du processus de subduction montrent les interactions entre processus profonds et dynamique de surface : nous observons un lien entre changement de pendage du slab et déformation de la plaque supérieure, et étudions les phénomènes liés à l'ouverture d'une fenêtre de slab.

MOTS-CLEFS : subduction, Andes méridionales, topographie dynamique, géomorphologie, Patagonie, fenêtre asthénosphérique, circulation mantellique, modélisation analogique, thermochronologie.

DISCIPLINE ADMINISTRATIVE

Science de la Terre

INTITULÉ ET ADRESSE DU LABORATOIRE

Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG)
14, Avenue Édouard Belin
31400 Toulouse
France