

UNIVERSITÉ DE LILLE 1 – SCIENCES ET TECHNOLOGIES

École Doctorale Sciences de la Matière, du Rayonnement et de
l'Environnement

THÈSE DE DOCTORAT

Spécialité : Géosciences, Écologie, Paléontologie, Océanographie

Présentée par

Sandra Borderie

**MODÉLISATION ANALOGIQUE DE LA DISTRIBUTION ET DU STYLE DE
DÉFORMATION DANS DES CHAÎNES D'AVANT-PAYS
À NIVEAUX DE DÉCOLLEMENT MULTIPLES (ÉVAPORITIQUES ET
FRICTIONNELS) : INTERACTIONS CINÉMATIQUES ET STRUCTURALES**

Soutenue publiquement le : 16 décembre 2016

Devant un jury composé de :

M. Jean-Paul CALLOT	Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour	Rapporteur
M. Jacques MALAVIEILLE	Directeur de Recherche, CNRS Université de Montpellier 2	Rapporteur
M. Siegfried LALLEMANT	Professeur, Université de Cergy Pontoise	Examineur
M. Fabien GRAVELEAU	Maître de Conférences, Université de Lille 1	Encadrant
M. César WITT	Maître de Conférences, Université de Lille 1	Encadrant
M. Bruno VENDEVILLE	Professeur, Université de Lille 1	Directeur

Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences
UMR 8187 LOG - CNRS
Université Lille 1
Cité Scientifique – Bâtiment SN5
59655 VILLENEUVE D'ASCQ
France

Remerciements

À la fin d'un peu plus de 3 années de thèse riches en rencontres scientifiques et amicales, il y a bien du monde à remercier... Je m'excuse par avance si j'oublie de citer quelques personnes, vous êtes tout de même dans mes pensées.

Je tiens tout d'abord à remercier les membres du Jury, Jean-Paul Callot, Jacques Malavieille, Siegfried Lallemand, Fabien Graveleau, Bruno Vendeville et César Witt. Merci d'avoir accepté de lire, corriger, critiquer et discuter mon travail. Je vous remercie de l'intérêt que vous y avez porté.

Mes remerciements vont ensuite à mon directeur et à mes deux encadrants de thèse : Bruno Vendeville, César Witt et Fabien Graveleau. Je vous remercie tous les trois de m'avoir fait confiance pendant ces années de thèse, et de m'avoir poussé à finir tout juste dans les temps ! César, ton enthousiasme pour ce projet de thèse lors de notre premier entretien téléphonique m'a convaincu de me lancer dans cette grande aventure. J'espère que même si ma thèse n'a pas pris la direction attendue, tu ne regrettes pas ta première thésarde ☺ ! Merci de t'être toujours intéressé à tous mes modèles aux résultats ~~si souvent~~ parfois compliqués. Merci aussi de m'avoir permis de m'expatrier quelques mois, et de m'avoir fait découvrir un bout de l'Équateur ! Je n'oublierai pas cette semaine ~~de ceviches et de pisco sour~~ de terrain autour de Guayaquil et ces quelques mois à Lima ! Merci également à toi, Professeur Bruno, de m'avoir ouvert les portes de ton laboratoire de modélisation analogique et de m'avoir laissé m'y amuser autant que je voulais ! Merci pour ta patience, ta disponibilité (cf. notamment les allers-retours en voiture les weekends où il n'y avait pas de métro pour aller surveiller les modèles) et merci de m'avoir transmis un peu de ton savoir. Fabien, merci tout d'abord d'avoir sacrifié une grande partie de ton temps à m'initier aux techniques de modélisation analogique. La bétonnière n'a maintenant plus de secret pour moi ! Merci pour les moments de discussion sur les résultats des modèles, et pour l'aide que tu as apporté dans le tri de cette grosse base de données ! Merci d'avoir été disponible et présent dans les moments de doute et de remise en question et de n'avoir jamais cessé de me motiver, surtout pendant la période de rédaction.

Mes remerciements vont également vers Patrice Baby, Rolando Bolanos et Ysabel Calderon pour l'accueil qu'ils m'ont réservé à Lima. Je vous remercie de m'avoir permis d'accéder aux données de PeruPetro et d'avoir été disponibles pour discuter de la structure du bassin de Huallaga. Merci également à mon co-bureau Christian Hurtado pour son aide sur Move et de m'avoir fait découvrir les saveurs culinaires de Lima. À mes petits colocs de Lima, Vincente, Angelo et Camille, merci pour votre bonne humeur constante malgré les quelques mésaventures !

Je remercie aussi tous mes compagnons du labo de modélisation. Merci à Camille et Morgane qui étaient là à mes débuts et qui m'ont filé un sacré coup de main dans le remplissage des « bacs à

sable ». Merci également à mes petites mains Alexandra et Pierre sans qui les chapitres 3 et 5 n'existeraient pas. Je n'oublie pas Matthieu, Gaëtan, Charles, Anthony, Dan... sans qui l'ambiance à « la cave » n'aurait pas été la même !

Merci également aux permanents du SN5. Particulièrement, merci à Jacky et Frank pour les discussions enrichissantes lors de mes comités de thèses. Merci à également à Olivier pour la bibliographie sur le Jura. Merci à Aloys et Jean-Yves de m'avoir initié aux joies de l'enseignement et à Armelle de m'avoir formé à l'enseignement sur le terrain lors du co-encadrement du stage du Jura. Merci aussi à François Guillot pour tes encouragements pendant la rédaction. Enfin, merci Monique, pour ton écoute, tes encouragements, et bien sûr pour la gestion administrative et financière sans faille de mes 3 ans de thèse.

Un immense merci à mes collègues thésards et post-doc lillois, pour les bons moments partagés à discuter de nos travaux respectifs à l'apéro au labo. AnastasiO, merci pour les fous rires, les balades, les soirées, les thés, l'observation des éclipses de lune, et j'en passe. Merci à ma voisine de bureau préférée, Brendi, pour tes encouragements, ton sourire, ta bonne humeur ; tu vas me manquer ! Merci aux deux autres voisins de l'équipe tectosed, Matthieu et Martin, et un bon courage à Matthieu pour la dernière ligne droite !! Une pensée spéciale à mes trois suissesses préférées et compagnes de panier : Chloé, Lore et mini-Lore. À ma coloc mensuelle Ninonette, merci pour ta compagnie et les petites soirées télé devant ~~L'Amour est dans le pré~~ Envoyé Spécial. Merci aussi à Gaël, pour tes conseils outre-Manche, à Melesio, Maxence, Maxime, Abd, Ghanem et aux petits derniers Alexis et Meryll. Merci aussi à tous les non-géologues lillois, les +1 et les ritals, Monique et son cheval, pour m'avoir fait passer des moments inoubliables pendant ces 3 années.

Un grand merci aussi à la team Paris 6 ! Tout d'abord à mes enseignants de licence et master, notamment Catherine et Johann, qui m'ont donné le goût de la recherche. Merci à mes camarades de longue date, qui m'ont épaulé et conseillé pendant 3 ans malgré la distance, online et/ou non : Céline, Marianne, Vivi, Zizou, Alberto, Léa, Alma, Mathieu, Ben, Pixel, Matou (promis je viens bientôt à Marseille !). Merci d'être toujours là pour m'écouter râler et me plaindre sans broncher.

Merci aussi aux périgourdines exilées ou non, aux amies de toujours : Alcina, Elise, Claire, Marion, Chloé, Jen et Nadège. Merci d'être toujours là après toutes ces années, d'être aussi compréhensives. Je peux le dire maintenant les filles : j'ai fini mes études !!

À mes parents et au reste de ma famille, je vous l'ai déjà dit... mais je réitère : un immense merci d'avoir toujours accepté mes choix, merci pour vos encouragements et pour votre soutien inconditionnel. Une pensée particulière pour ma mamie Lili, toi qui n'as jamais douté de mes compétences, j'espère que tu es fière de ta petite fille.

Finalement, un special grazie à un co-bureau devenu bien plus qu'un simple collègue... Grazie a te, Fabio, Amo, di rendermi ogni giorno piu felice.

Résumé

Le style et la distribution de la déformation dans les chaînes d'avant-pays peuvent varier le long de la chaîne et entre l'avant- et l'arrière-pays en raison de facteurs tels que l'héritage tectonique, la stratigraphie du bassin ou l'intensité des processus de surface. Dans cette thèse, nous avons dans un premier temps étudié la dynamique structurale d'une chaîne se propageant vers un domaine sédimentaire présentant des séquences lithologiques contrastées. Nous avons notamment analysé l'évolution tectonique de deux séries de modèles analogiques où un niveau de décollement visqueux de largeur variable a été introduit en position de décollement basal ou interstratifié. Dans les deux cas, les résultats mettent en évidence des interactions structurales et cinématiques entre les provinces pourvues et dépourvues du niveau de décollement visqueux. Ces interactions concernent notamment la séquence de propagation de la déformation et le style structural de la chaîne, tant en surface qu'en profondeur. Ces résultats sont comparés à des exemples naturels tels que les chaînes de Kuqa (Chine) ou les Salt Range (Pakistan).

Nous avons dans un second temps étudié l'impact des processus de surface sur le partitionnement amont-aval de la déformation au travers de l'exemple du chevauchement de Chazuta dans le bassin de Huallaga (Pérou). Les résultats expérimentaux indiquent que le déplacement exceptionnel accommodé par ce chevauchement et la forte épaisseur d'évaporites allochtone qu'il transporte dépendent de 1) une sédimentation syntectonique en biseau, 2) la présence d'un synclinal à l'arrière du chevauchement poussant les évaporites vers l'avant et 3) l'érosion du front de déformation.

Mots-clefs

Modélisation analogique ; Chaîne plissée ; Avant-pays ; Niveau de décollement ; Evaporites ; Bassin de Huallaga ; Chaîne de Kuqa.

Abstract

Analogue modelling of deformation style and distribution in foreland thrust-belts with multiple *décollements* (evaporitic and frictional): structural and kinematic interactions

In foreland thrust-belts, deformation may vary across- and along-strike because of tectonic inheritance, basin stratigraphy or surface process intensity. In this study, we first investigated the dynamic of a thrust-belt that propagates toward a foreland that comprises contrasted lithological sequences. We notably investigated the tectonic evolution of two sets of analogue models where a viscous level of varying width were introduced as a basal or an interbedded *décollement*. In both cases, results indicate that there are structural and kinematic interactions between adjacent provinces either having or not the viscous *décollement*. These interactions depend on the width of the viscous *décollement* province and concern both the sequence of deformation and structural style of the belt, at both shallow and deeper levels. Our results are compared to natural examples, such as the Kuqa fold-and-thrust belt in China and the Salt Ranges in Pakistan.

Finally, we investigated the impact of surface processes on across-strike partitioning of deformation inspired by the example of the Chazuta Thrust in the Huallaga basin (Peru). Experimental results indicate that the exceptionally large displacement accommodated by this thrust and the thick evaporitic series transported in an allochthonous position depend on 1) a wedge-shaped syntectonic sedimentation, 2) the presence of a syncline at the rear of the thrust that pushes the evaporites toward the foreland, and 3) erosion of the deformation front.

Keywords

Analogue modelling; Fold-and-thrust belt; Foreland; *Décollement*; Evaporites; Huallaga Basin; Kuqa fold belt.

Table des matières

Remerciements.....	5
Résumé.....	9
Mots-clefs	9
Abstract.....	11
Keywords.....	11
Table des matières.....	13
Chapitre 1 Introduction et problématique.....	19
1.1 Formation des chaînes d’avant-pays – modèle du prisme critique.....	21
1.2 Influence de la friction du décollement basal.....	23
1.2.1 Niveau de décollement frictionnel	23
1.2.2 Niveau de décollement évaporitique	24
1.3 Causes et conséquences de la segmentation des chaînes	27
1.4 Impact des processus de surface sur la déformation	29
1.5 Exemples de chaînes d’avant-pays à niveau de décollement salifère.....	30
1.5.1 Le Plateau du Potwar et les Salt Range (Pakistan)	30
1.5.2 La chaîne de Kuqa (Tian Shan, Chine).....	31
1.5.3 Le bassin de Huallaga (Pérou).....	33
1.6 Problématique	37
1.7 Objectifs et structure de la thèse	37
1.7.1 Objectifs	38
1.7.2 Description des chapitres	39
1.8 Références	40
Chapitre 2 Méthodologie expérimentale.....	47
2.1 Matériel expérimental et mise à l’échelle.....	49
2.2 Dispositif expérimental.....	51
2.3 Protocole expérimental	54
2.3.1 Série de modèles « niveau de décollement basal »	54
2.3.2 Série de modèles « Niveau de décollement interstratifié ».....	56
2.3.3 Série de modèles « Processus de surface»	57

2.4 Méthodes d'analyses	58
2.5 Références	59

Chapitre 3 Modélisation analogique d'un changement latéral de la résistance du niveau de décollement basal dans une chaîne plissée : interactions structurales et cinématiques 63

3.1 Introduction	65
3.2 Méthodologie	69
3.2.1 Matériel et méthode	69
3.2.2 Protocole expérimental	70
3.3 Résultats des modèles expérimentaux	73
3.3.1 Modèles à une province (end-members)	73
3.3.2 Modèles à deux provinces	75
3.4 Séquence de déformation dans les provinces visqueuses	81
3.5 Front de déformation dans les provinces frictionnelles	83
3.6 Influences mutuelles des deux types de provinces	85
3.7 Conclusions	87
3.1 Références	89

Chapitre 4 Modélisation analogique d'un changement latéral de la résistance d'un niveau de décollement interstratifié dans une chaîne plissée : interactions structurales et cinématiques

.....	93
Résumé.....	96
Mots-clefs	96
Abstract.....	97
Keywords.....	97
4.1 Introduction	98
4.2 Methodology	101
4.2.1 Material and scaling	101
4.2.2 Experimental setup and protocol	102
4.3 Modeling results	105
4.3.1 One-province (end-member) models	105
4.3.2 Two-province models.....	107
4.3.3 Three-province, wide viscous domain model (3P-WV)	111
4.4 Shallow foreland deformation.....	114
4.4.1 Kinematics of deformation front propagation	114
4.4.2 Along-strike variations in structural style	117

4.4.3	Obliquity of structures	119
4.5	Deep hinterland deformation	121
4.5.1	Kinematics of deformation front	121
4.5.2	Couplings between frictional and viscous province	123
4.6	Syn-contractonal extension	124
4.7	Natural examples	125
4.7.1	MacKenzie and Franklin Mountains, Western Cordillera (Canada)	126
4.7.2	Kuqa fold-and-thrust belt, Southern Tian-Shan, China	127
4.7.3	Potwar Plateau and Salt Range, Pakistan	132
4.8	Conclusion.....	134
4.9	Acknowledgments	136
4.10	References	136

Chapitre 5 Comment localiser la déformation au front d’une chaîne plissée salifère : cas du chevauchement de Chazuta (bassin de Huallaga, Pérou) 145

	Avant-propos – Impact de la sédimentation sur la déformation d’un bassin d’avant-pays de rhéologies variables latéralement	147
	Résumé.....	153
	Mots clefs.....	154
	Abstract	154
	Keywords.....	155
5.1	Introduction	156
5.2	Geodynamic context and structure of the Huallaga Basin	157
5.3	Analogue modeling methodology	163
5.3.1	Material and method	163
5.3.2	Experimental protocol	165
5.4	Experimental results	168
5.4.1	Impact of the initial sedimentary cover thickness.....	168
5.4.2	Impact of pre- or syncontractonal sedimentation and basal slope	169
5.4.3	Influence of early deformation and surface processes.....	172
5.5	Discussion and conclusions	175
5.6	References	176
5.7	Supplementary material	181

Chapitre 6 Conclusions générales et perspectives	185
6.1 Synthèse des résultats	187
6.1.1 Séries d'expérience « niveau de décollement basal »	187
6.1.2 Séries d'expérience « niveau de décollement interstratifié»	188
6.1.3 Séries d'expérience « processus de surface»	190
6.2 Perspectives	191
6.2.1 Etude des « Zones de transfert ».....	191
6.2.2 Etude de l'« Obliquité des structures »	192
6.2.3 Etude de l'« Extension syn-compression»	192
6.2.4 Etude des « Processus des surface »	192
 Table des figures et des tableaux.....	 195
Table des figures	197
Liste des tableaux.....	207

Chapitre 1

Introduction et problématique

1.1 Formation des chaînes d'avant-pays – modèle du prisme critique

Au niveau des frontières de plaques convergentes, les structures tectoniques compressives qui vont former le relief des chaînes de montagnes sont appelées prismes d'accrétion dans les zones de subduction et prismes orogéniques dans les zones de collision. Ce type d'objet se retrouve sur Terre actuellement sous forme de deux hyper structures majeures de premier ordre : le système des cordillères américaines orienté Nord-Sud et les chaînes téthysiennes d'Europe et Asie orientées Est-Ouest. Au sein de ces chaînes de montagnes, les chaînes plissées (ou ceintures de plis et chevauchements ; *fold-and-thrust belts*) sont des structures bordières aux prismes orogéniques se formant dans l'avant-pays de ces prismes par propagation de la déformation vers les domaines externes (Figure 1-1). Dans les zones de collision à double vergence, les chaînes d'avant-pays se trouvent de part et d'autre de l'orogène (e.g. Hatcher and Williams, 1986; Malavieille, 1984; McClay and Whitehouse, 2004). En fonction de la géométrie globale de la subduction, on distingue alors les chaînes plissées du côté « *pro-wedge* » et l'autre du côté « *retro-wedge* ». On peut également noter que des chaînes plissées peuvent se former le long des marges passives, où la déformation est générée par gravité en haut de pente et induit un domaine compressif en bas de pente (e.g. Morley et al., 2011).

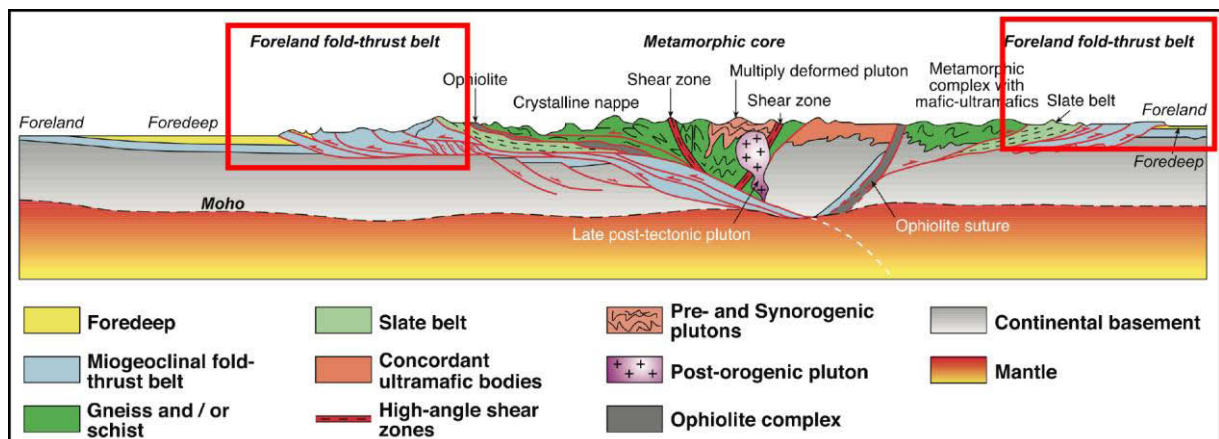


Figure 1-1 : Modèle conceptuel d'un prisme orogénique à double vergence dans une zone de collision. Des chaînes plissées d'avant-pays se développent de part et d'autre du prisme (cadres rouges, *pro-wedge* à gauche et *retro-wedge* à droite). D'après McClay and Whitehouse, (2004).

Les chaînes plissées d'avant-pays sont généralement caractérisées par des imbrications de chevauchements, formant un prisme ouvert vers l'intérieur de la chaîne et se biseautant vers un avant-pays non déformé. Cette forme triangulaire souligne le gradient de

raccourcissement décroissant de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne. La couverture sédimentaire se déforme au-dessus d'un niveau de décollement généralement incliné vers les domaines internes. Ce niveau de découplage peut être localisé soit dans la colonne sédimentaire soit à la base du prisme. Il est généralement composé de roches à faible résistance, comme par exemple des évaporites ou des argiles en surpression.

La formation de ces chaînes de montagnes peut s'expliquer dans le cadre de la théorie désormais classique du prisme critique (Chapple, 1978; Dahlen, 1990; Davis et al., 1983), comparable à un bulldozer qui pousse un tas de sable au-dessus d'un décollement basal (Figure 1-2).

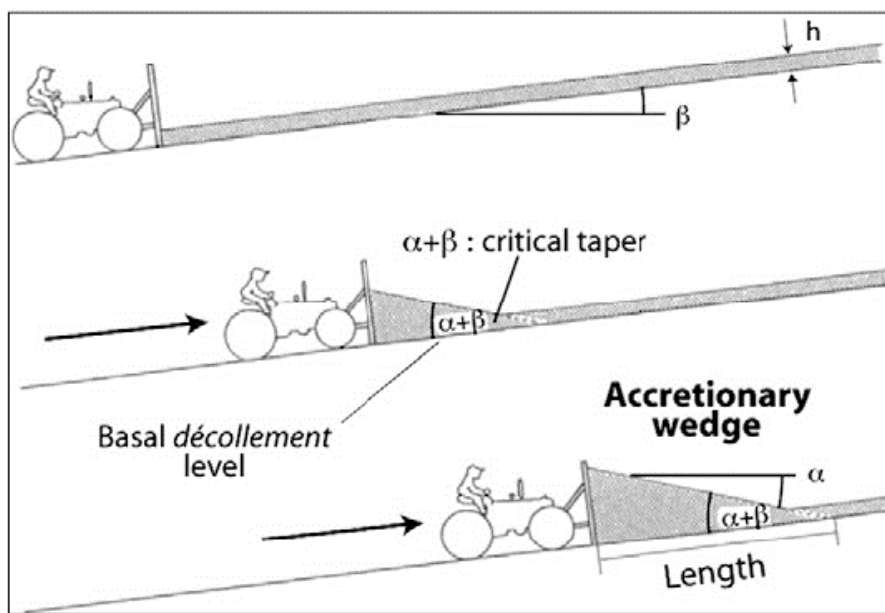


Figure 1-2: Analogie simple illustrant la croissance d'un prisme d'accrétion (d'après Graveleau et al., 2012, modifié d'après Dahlen, 1990). Le bulldozer pousse un tas de sable au-dessus d'un décollement basal.

La théorie du prisme critique de Coulomb stipule que les propriétés mécaniques comme l'angle de friction interne, la cohésion des matériaux formant le prisme et le coefficient de friction le long du niveau de décollement basal sont des paramètres majeurs qui contrôlent la croissance du prisme (e.g. Davis and Engelder, 1985; Huiqi et al., 1992; Malavieille et al., 1992).

Les forces compressives appliquées au matériel sédimentaire le déforment alors jusqu'à atteindre un état stationnaire géométrique caractérisé par une ouverture constante du biseau (l'angle critique, *critical taper*). La suite du raccourcissement est accommodée par un glissement stable sur le niveau de décollement basal. L'épaississement du prisme s'effectue par accrétion frontale et/ou par sous-placage d'unités tectoniques (e.g. Gutscher et al., 1998; Willett et al., 2001). Dans le cas de l'accrétion frontale, les nouveaux chevauchements se

forment à l'avant du biseau et au-dessus du niveau de décollement, dans le matériau sédimentaire non déformé. Ceci provoque un élargissement du système et la migration du front de déformation vers l'avant-pays. Le sous-placage (*underplating* ou *subcretion*) se produit par l'accrétion au cœur du prisme d'unités tectoniques décollant au-dessus d'un niveau de décollement profond secondaire et sous le niveau de décollement principal initial. Le domaine compris entre le niveau de décollement profond et la base du biseau est généralement un domaine d'imbrications de type duplex. Ces deux modes de déformation entraînent un épaissement du biseau. Les nouvelles structures apparaissent lorsque la valeur d'angle critique est à nouveau atteinte.

Pour une friction basale donnée, un domaine de stabilité du prisme peut être défini en représentant la pente topographique en fonction de la pente basale (voir notamment Graveleau et al. (2012)). Au sein de ce domaine, le prisme est à l'équilibre. En dehors de ce domaine, le prisme est dans des conditions « sous-critiques » si la pente topographique est trop faible par rapport à la pente d'équilibre. Pour retourner dans des conditions d'équilibre, la pente topographique du prisme doit croître. Cette croissance d'effectue par accrétion frontale ou sous-placage. De même, des conditions « sur-critiques » sont atteintes si la pente topographique du prisme est trop élevée par rapport à la pente d'équilibre. Des processus extensifs affectent alors le prisme pour qu'il regagne des conditions d'équilibre.

1.2 Influence de la friction du décollement basal

1.2.1 Niveau de décollement frictionnel

La friction du niveau de décollement basal et son couplage avec la couverture constituent un des paramètres majeurs qui régissent la déformation d'une chaîne plissée. Pour une revue complète des paramètres influençant la dynamique des prismes d'accrétion/orogéniques, voir la synthèse de Graveleau et al (2012). Dans la nature, les niveaux de décollement frictionnels sont principalement caractérisés par des argiles à forte résistance, soumises à des pressions lithostatiques normales. En modélisation expérimentale, de nombreux auteurs se sont intéressés à l'étude des mécanismes de déformation d'une chaîne plissée se développant sur un niveau de décollement basal à faible résistance

mécanique et ont testé l'impact d'une variation de friction basale (*e.g.* Bose et al., 2009; Huiqi et al., 1992; Mulugeta, 1988; Nilforoushan et al., 2008; Teixell and Koyi, 2003).

Les résultats montrent que le style structural des chaînes plissées dont le niveau de décollement a une forte friction basale est classiquement caractérisé par l'imbrication de chevauchements. Typiquement, la déformation s'effectue en séquence par accréation frontale de chevauchements à vergence majoritaire vers l'avant-pays (*forethrusts*). Plus la friction du niveau de décollement basal est forte, plus le biseau est étroit et plus la chaîne progresse lentement vers l'avant pays. Plus la friction basale est faible, plus le biseau est large pour un même nombre de chevauchements, et plus son avancée est rapide. Pour une valeur de friction basale moyenne, la pente topographique montre des valeurs prédites par la théorie du prisme critique (Huiqi et al., 1992). Une baisse de la friction basale génère des pentes topographiques en conditions « sous-critiques ». Plus la friction basale est élevée, plus la pente topographique augmente vers des conditions « sur-critiques », jusqu'à atteindre la valeur de l'angle de repos du biseau.

1.2.2 Niveau de décollement évaporitique

De nombreuses chaînes plissées contiennent un niveau de décollement évaporitique basal ou interstratifié. C'est le cas par exemple du Jura, de la chaîne de Kuqa dans le Tian Shan (Chine), du bassin de Huallaga (Pérou), des Salt Range du Pakistan, du Zagros (Iran), des Appalaches ou encore du Sud des Pyrénées. Ces chaînes plissées ont fait l'objet de nombreuses études tant sur le terrain qu'en laboratoire (*e.g.* Ahmad Abir et al., 2015; Chen et al., 2004; Hermoza et al., 2005b; Sepehr et al., 2006; Sommaruga, 1999; Vergès et al., 1992). Les principaux résultats indiquent que le style de la déformation est gouverné en premier ordre par la géométrie du niveau de décollement. Par exemple, dans le Sud des Pyrénées, la limite avec la zone plissée correspond alors à la limite du bassin salifère (Vergès et al., 1992). Des résultats récents suggèrent également que les mouvements précoces des évaporites sous l'influence de la charge sédimentaire se déposant au-dessus (qu'elle soit ante- ou syn-tectonique) peut-être importante. Cette charge sédimentaire permet en effet de former des diapirs de sel précoces qui constituent des fragilités dans la couverture qui localiseront ultérieurement la déformation (Zhao and Wang, 2016).

Beaucoup d'auteurs ont modélisé l'influence d'un niveau de décollement évaporitique basal ou interstratifié sur l'évolution tectonique d'une chaîne plissée (e.g. Costa and Vendeville, 2002; Nilfouroushan et al., 2012; Ruh et al., 2012). La présence d'un niveau de décollement évaporitique à très faible résistance mécanique favorise une rapide propagation de la déformation vers l'avant-pays en comparaison avec des chaînes plissées à niveau de décollement frictionnel. Une faible résistance mécanique basale implique une pente de surface moyenne très faible (inférieure ou égale à 1°) (Davis and Engelder, 1985). La contrainte principale σ_1 étant sub-horizontale, le style structural prédit dans une chaîne d'avant-pays avec un niveau de décollement basal visqueux est caractérisé par des pop-ups symétriques (Davis and Engelder, 1985; Letouzey et al., 1995) (Figure 1-3). Cependant, de nombreuses chaînes plissées se détachant au-dessus d'un niveau de décollement visqueux ne montrent pas ce type de structure (par exemple le bassin de Huallaga au Pérou). Ceci suggère que d'autres facteurs que la résistance du niveau de décollement basal gouvernent la déformation des chaînes plissées (par exemple les processus de surface).

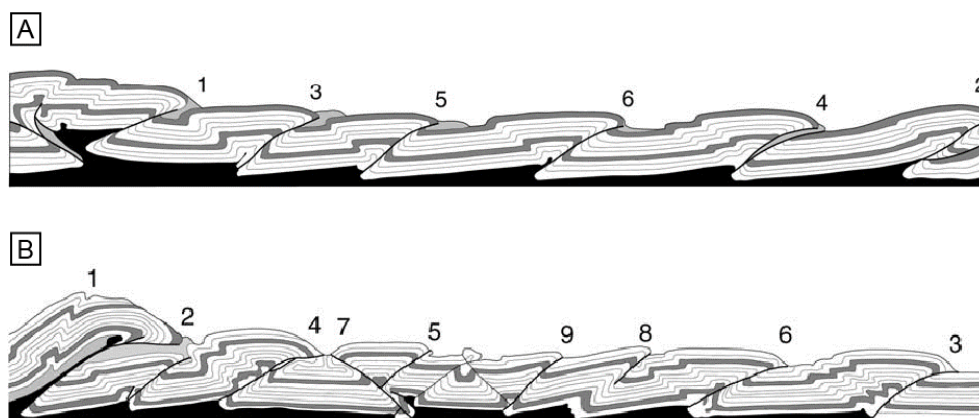


Figure 1-3 : Coupes dans deux modèles expérimentaux où une couverture fragile se déforme sur un niveau de décollement visqueux. La séquence de déformation est donnée par les numéros au-dessus des structures (d'après Costa et Vendeville, 2002). A) Dans le cas où le niveau de décollement basal n'a pas de terminaison brutale dans l'avant-pays, la déformation s'initie à l'arrière puis se propage très tôt, dès la deuxième structure, à l'avant du biseau. B) Dans le cas où le niveau de décollement se termine brutalement dans l'avant du biseau, la déformation s'initie à l'arrière puis se propage dès la troisième structure au niveau de cette limite rhéologique. Dans les deux coupes, une fois que la déformation a atteint l'avant du biseau, elle se propage ensuite en alternant entre l'arrière et l'avant du modèle, entre les premières structures.

La présence d'un niveau de décollement visqueux influence également la séquence de la déformation dans les chaînes plissées. Cette séquence est gouvernée par le couplage entre la couverture et le décollement, qui correspond à la résistance relative entre les niveaux frictionnels et visqueux (Bonini, 2001; Smit et al., 2003). Un fort couplage frictionno-visqueux dans un biseau en compression engendre une déformation « en séquence ». Au contraire, un

faible couplage frictionno-visqueux induit une séquence de déformation typiquement « hors séquence », alternant entre l'avant et l'arrière du système (e.g. Costa and Vendeville, 2002) (Figure 1-3). Si le niveau de décollement visqueux se termine brutalement vers les parties externes du bassin (cette singularité rhéologique est alors appelée *pinch-out*), la déformation est susceptible d'atteindre rapidement cette limite rhéologique (e.g. Costa and Vendeville, 2002). Ceci est le cas par exemple dans la partie centrale des Salt Range au Pakistan (Grelaud et al., 2002).

La position de la terminaison du niveau visqueux peut également contrôler la propagation de la déformation. Dans une chaîne plissée avec un niveau de décollement visqueux qui se termine dans l'avant-pays, la déformation se transmet jusqu'à la terminaison du niveau de décollement et se propage par la suite à l'arrière de cette terminaison (Letouzey et al., 1995). La déformation se propage au-delà de la terminaison du niveau de décollement visqueux une fois que toute la couverture fragile a atteint un maximum de déformation et que cette partie du biseau devient trop résistante à la déformation (Bahroudi and Koyi, 2003).



Figure 1-4 : Bloc 3D schématique illustrant la déformation dans une chaîne plissée avec deux niveaux de décollement (Wu, communication personnelle). Dans l'arrière-pays, la déformation est caractérisée par une imbrication de type duplex qui s'enracine dans un niveau de décollement basal. La déformation se transmet dans l'avant-pays via un niveau de décollement secondaire, et est marquée par des chevauchements et rétrochevauchements.

Le style structural des chaînes plissées change également lorsqu'un second niveau de décollement est présent dans la colonne stratigraphique. Ceci a fait l'objet de nombreuses modélisations (e.g. Ahmad et al., 2014; Ballard et al., 1987; Corrado et al., 1998; Couzens-

Schultz et al., 2003; Guillier et al., 1995; Kukowski et al., 2002; Letouzey et al., 1995; Massoli et al., 2006; Santolaria et al., 2015; Verschuren et al., 1996; Wang et al., 2013). Dans ce type de conditions, la déformation dans la chaîne plissée est alors compartimentée et peut être découplée de part et d'autre du niveau de décollement interstratifié et entre l'avant et l'arrière de la chaîne (Figure 1-4). Dans un cas avec un niveau de décollement basal frictionnel et un niveau de décollement interstratifié visqueux, l'arrière de la chaîne est déformé par des imbrications de type duplex. La déformation peut se propager dans le niveau de décollement interstratifié et générer des structures à l'avant de la chaîne (Figure 1-4). Bonini (2007, 2001) a montré que le style de déformation au-dessus du niveau de décollement supérieur dépend du couplage entre le niveau visqueux et la couverture fragile. Un fort couplage ne permettra pas à la déformation de se propager vers l'avant-pays. Elle sera alors majoritairement accommodée par les duplex dans le bloc inférieur. Au contraire, lors d'un faible couplage fragile-visqueux, la déformation pourra être transférée au-dessus du niveau de décollement supérieur et répartie entre les deux parties de la chaîne.

1.3 Causes et conséquences de la segmentation des chaînes

Le style structural au sein d'une chaîne d'avant-pays peut varier latéralement. On parle alors de segmentation de la déformation. Cette segmentation peut être liée à plusieurs causes. Au premier ordre, la segmentation de la Cordillère des Andes par exemple, est attribuée à un changement dans le régime de subduction le long de la chaîne (Ramos, 2010). Dans cette chaîne qui s'étend sous différentes latitudes, les variations climatiques peuvent aussi être la cause d'une variation du style structural le long de la chaîne (McQuarrie et al., 2008). Les chaînes plissées segmentées montrent typiquement une forme incurvée (convexe ou concave) en surface. Cette courbure du front de déformation peut être liée à différentes causes comme par exemple la propagation de la déformation dans un avant-pays qui contient un héritage de déformation de socle, une variation latérale dans l'épaisseur des sédiments, une géométrie arquée du poinçon compressif ou une variation latérale de la rhéologie de l'avant-pays (*e.g.* Macedo and Marshak, 1999).

La variation latérale de la rhéologie de l'avant-pays a été considérablement étudiée sur le terrain et en modélisation expérimentale et numérique (*e.g.* Bahroudi and Koyi, 2003; Calassou et al., 1993; Colletta et al., 1991; Cotton and Koyi, 2000; Koyi and Sans, 2006;

Letouzey et al., 1995; Luján et al., 2006, 2003; Macedo and Marshak, 1999; Ruh et al., 2014, 2012, Schreurs et al., 2003, 2002; Sherkati et al., 2006; Turrini et al., 2001; Vidal-Royo et al., 2009; Wu et al., 2014). Dans le Zagros, certains auteurs interprètent la segmentation de la chaîne et le changement de style structural latéral comme étant lié aux variations latérales de friction du ou des niveaux de décollement (*e.g.* Bahroudi and Koyi, 2003; Sepehr et al., 2006; Sepehr and Cosgrove, 2005; Sherkati et al., 2006). En modélisation expérimentale et numérique, les modèles sont alors composés de plusieurs provinces rhéologiques. Les résultats concordent avec ceux observés sur le terrain et notamment dans la chaîne de Kuqa. Ils indiquent que la déformation ne se propage pas de la même manière dans les provinces où la friction basale est faible que dans celles où elle est plus forte. Le front de déformation est courbe et la limite entre les provinces est caractérisée par une zone de transfert à composante décrochante voire transpressive (Figure 1-5).

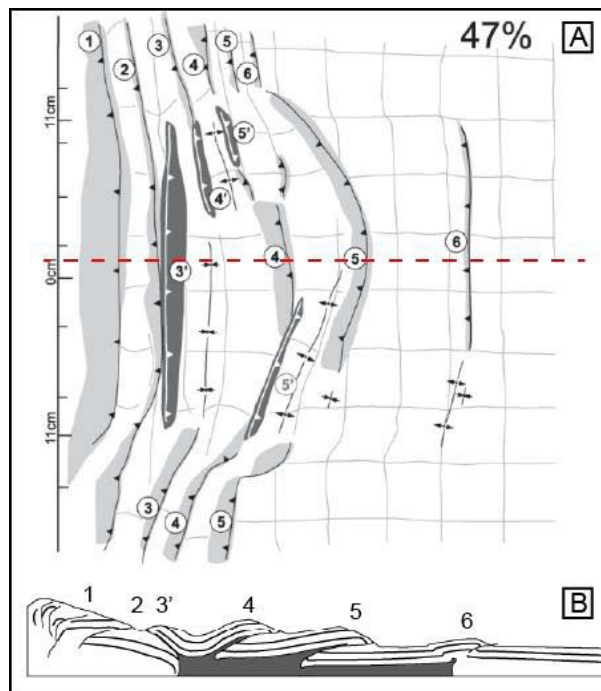


Figure 1-5: Résultat d'un modèle dont la nature du niveau de décollement varie latéralement. Au centre du modèle, le niveau de décollement basal est visqueux et sur les bordures du modèle il est frictionnel (modifié d'après Luján et al. (2003). A) et B) Vue de dessus et en coupe de la géométrie du biseau après 47% de raccourcissement. La chronologie de la déformation est donnée par les numéros. La déformation se propage en séquence dans les deux types de provinces et atteint la terminaison du niveau visqueux tardivement.

Cependant, même si la déformation se propage plus loin dans l'avant-pays dans les provinces visqueuses, la séquence de déformation dans ce type de modèle est typiquement « en séquence » dans les deux provinces et n'atteint pas toujours la terminaison du niveau de décollement (Cotton and Koyi, 2000; Luján et al., 2003; Munteanu et al., 2013) (Figure 1-5).

1.4 Impact des processus de surface sur la déformation

Le style et la distribution de la déformation dans les chaînes plissées sont significativement affectés par les processus de surface qui agissent pendant la compression (Figure 1-6). Ces processus de surface ont un impact majeur sur la topographie de la chaîne et donc sur la dynamique du prisme (*e.g.* Beaumont et al., 1992; Willett, 1999).

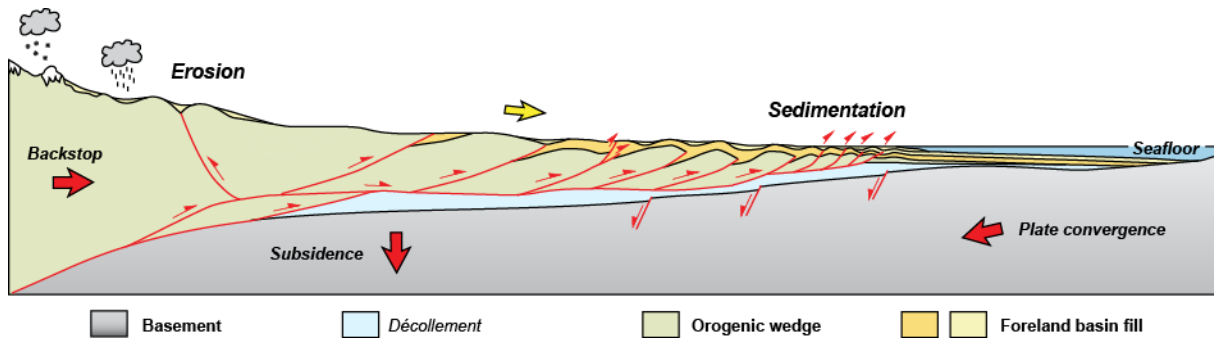


Figure 1-6 : Schéma conceptuel des interactions entre érosion et sédimentation syn-tectonique dans une chaîne plissée d'avant pays. D'après (Wu and McClay, 2011).

Généralement, enlever du matériel à l'arrière de la chaîne par érosion et le redéposer par sédimentation à l'avant réduit la pente topographique et peut pousser la chaîne à passer dans des conditions « sous-critiques » (Davis et al., 1983). Dans ce cas, le biseau va tendre à se rééquilibrer pour atteindre à nouveau son angle critique. Pour cela, la déformation se concentre à l'arrière au lieu de se propager à l'avant du système. Cette déformation interne permettra un soulèvement des parties internes de la chaîne, notamment par le biais de rétro-chevauchements, de sous-placage ou de réactivation de chevauchements anciens, générant une déformation « hors-séquence » (*e.g.* Konstantinovskaia and Malavieille, 2005; Konstantinovskaya and Malavieille, 2011; Malavieille, 2010; Malavieille and Konstantinovskaya, 2010).

Les processus de surface ont été beaucoup étudiés en modélisation expérimentale et numérique dans le cas d'un ou deux décollements, et dans le cas de variations de friction du décollement basal (Bonnet et al., 2007; Cotton and Koyi, 2000; Cruz et al., 2010; Fillon et al., 2013; Konstantinovskaia and Malavieille, 2005; Malavieille, 2010; Merle and Abidi, 1995; Mugnier et al., 1997; Storti and McClay, 1995). Pour une même quantité de raccourcissement, l'érosion réduit le nombre de chevauchements dans la chaîne plissée en contribuant à un déplacement plus important accommodé par les chevauchements présents. Dans certaines conditions, l'érosion de la chaîne peut seulement réduire l'activité du chevauchement frontal

et augmenter celle de chevauchements à l'arrière. L'érosion contribue alors à générer des chevauchement à durée de vie plus longue (Cruz et al., 2010).

L'augmentation de l'épaisseur de sédiments dans l'avant-pays (par sédimentation frontale) et la diminution de la pente moyenne associée permet la formation de longues nappes chevauchantes (Mugnier et al., 1997). Le nombre de chevauchements décroît quand le taux de sédimentation augmente. Dans le cas de chaînes plissées frictionno-visqueuse dont la pente moyenne est autour de 1 ou 2°, la sédimentation syntectonique va épaissir le biseau et donc augmenter la pente. Pour que le biseau retrouve une pente topographique faible, la déformation va se propager rapidement à l'avant du système. Dans ce cas, la sédimentation syn-tectonique contribue à localiser la déformation à l'avant des chaînes plissées.

Les processus de surface contrôlent donc la cinématique de la déformation en affectant la distribution des contraintes dans les chaînes plissées en fonction des conditions aux limites de la chaîne plissée.

1.5 Exemples de chaînes d'avant-pays à niveau de décollement salifère

1.5.1 Le Plateau du Potwar et les Salt Range (Pakistan)

Le Plateau du Potwar et les Salt Range correspondent à une chaîne d'avant-pays de l'Himalaya (Baker et al., 1988). Elle se situe au Pakistan et est bordée à l'est et à l'ouest par deux failles décrochantes (Ahmad Abir et al., 2015) (Figure 1-7). Le niveau de décollement de la chaîne est caractérisé par des évaporites néoprotozoïques (Yeats et al., 1984). La présence des deux failles décrochantes aux extrémités Est et Ouest de la chaîne est interprétée comme étant la limite des évaporites ou comme correspondant à une diminution de l'épaisseur de ces dernières (Davis and Engelder, 1985). Le front de déformation en surface est incurvé et le style structural varie le long de la chaîne. En carte, cette variation des structures est bien illustrée du centre à l'Est de la chaîne. En effet, au centre de la chaîne, la déformation est marquée par un chevauchement majeur avec très peu de déformation en son toit. Vers l'est de la chaîne, la déformation se caractérise par un plus grand nombre de structures disposées en échelon et dont la direction est oblique par rapport à la direction de compression (Figure 1-7) (Faisal and Dixon, 2015; Jaumé and Lillie, 1988).

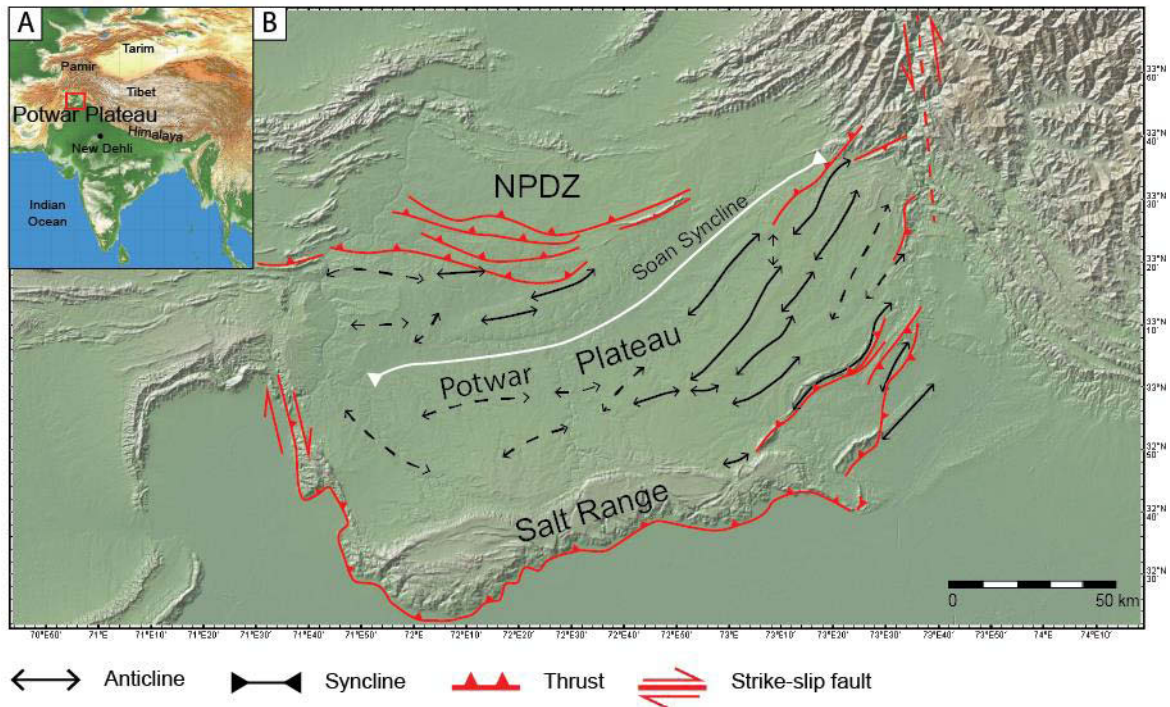


Figure 1-7 : Carte morpho-structurale simplifiée du Plateau du Potwar et des Salt Range (modifiée d'après Faisal and Dixon (2015) et Qayyum et al. (2015)).

La séquence de déformation dans le centre de la chaîne est « hors-séquence » (Grelaud et al., (2002)). En effet, la déformation s'effectue dans un premier temps au Nord de la chaîne (avant 10 Ma) puis se propage dans les Salt Range avec la formation du chevauchement frontal entre 10 et 5 Ma. La déformation s'est ensuite distribuée entre le front de déformation et le Nord de la chaîne entre 5 et 1,9 Ma. Ce type de déformation est en accord avec les résultats des modèles expérimentaux de Costa and Vendeville (2002) et de Smit et al. (2003).

La géométrie des structures du Plateau du Potwar et des Salt Range est bien documentée et le rôle des évaporites est bien mis en évidence. Cependant, des questions subsistent notamment en termes de séquence de déformation. En effet, si la séquence de déformation est bien contrainte dans le centre de la chaîne, est-elle la même dans les bordures de la chaîne où le style structural est différent ? Quels sont les paramètres qui contrôlent l'obliquité des structures ?

1.5.2 La chaîne de Kuqa (Tian Shan, Chine)

La chaîne de Kuqa est une chaîne d'avant-pays du piémont sud du Tian Shan (Chine). Plusieurs niveaux de décollement sont présents dans l'avant-pays de la chaîne. Dans l'Ouest de la chaîne, les deux décollements majeurs sont des argiles et charbons d'âge

Trias/Jurassique et des évaporites paléogènes (Chen et al., 2004; Li et al., 2012; Li et al., 2015; Wang et al., 2011; Wu et al., 2014). La déformation y est fortement segmentée latéralement, comme l'atteste le front de déformation courbe (plus en avant à l'est qu'à l'ouest), les failles décrochantes dextres (Figure 1-8) et la décroissance vers l'Est du nombre de structures.

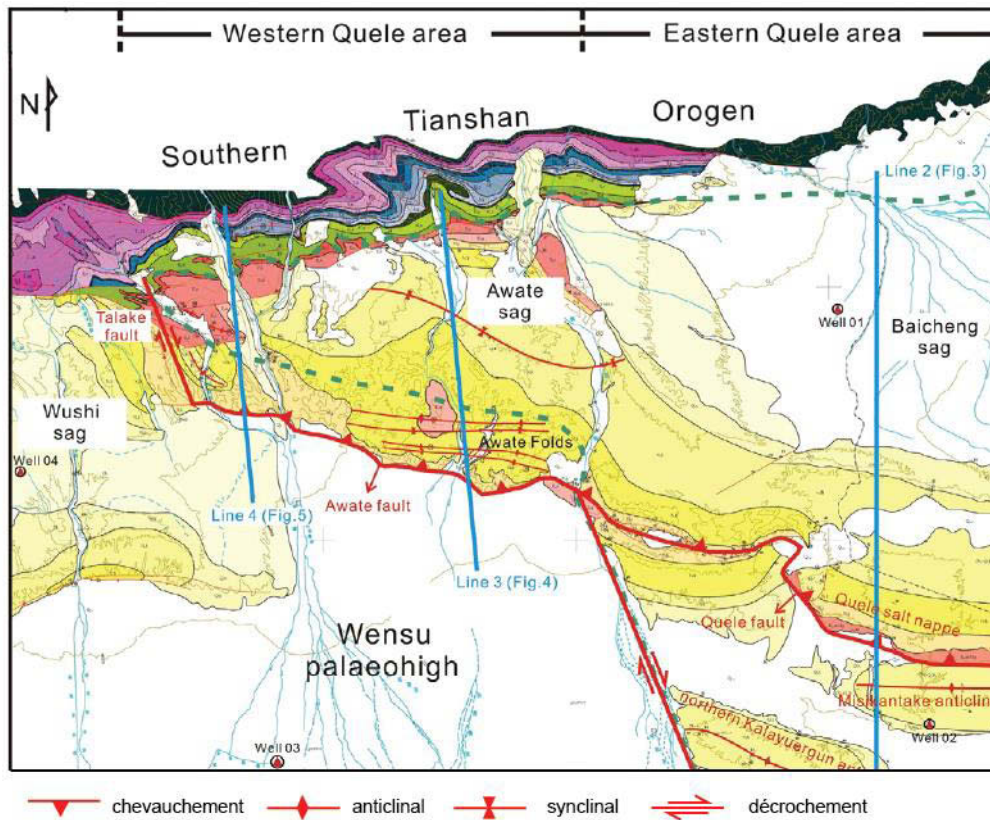


Figure 1-8 : Carte structurale de la partie Ouest de la chaîne plissée de Kuqa, d'après Wu et al., 2014. Le front de déformation est incurvé et la limite ouest de la chaîne est marquée par une faille décrochante. Les auteurs corrèlent la géométrie du front de déformation avec la limite de la zone salifère (en pointillés bleus).

De nombreux auteurs ont étudiés l'impact de la distribution des niveaux de décollement sur la géométrie de la chaîne (e.g. Callot et al., 2013; Chen et al., 2004; Wu et al., 2014). La géométrie et les variations structurales de la chaîne sont notamment attribuées à des variations d'épaisseur du niveau de décollement évaporitique (e.g. Callot et al., 2013; Wu et al., 2014). La courbure du front de déformation et la faille décrochante au niveau de la limite Ouest de la chaîne sont corrélées avec un changement de largeur du bassin salifère et une diminution latérale de l'épaisseur des évaporites (Callot et al., 2013; Chen et al., 2004; Wu et al., 2014) (pointillés bleus, Figure 1-8).

La chaîne de Kuqa et les chaînes qui lui sont adjacentes ont été étudiées indépendamment (Allen et al., 1999; Turner et al., 2011; Wang et al., 2011), mais, tout comme

dans les Salt Range, les couplages latéraux et cinématiques le long des chaînes plissées salifères et leurs zones adjacentes avec peu ou pas de sel sont généralement peu étudiés.

1.5.3 Le bassin de Huallaga (Pérou)

Le bassin de Huallaga est un bassin d'avant-pays déformé localisé dans la zone sub-andine péruvienne. Sa déformation est contrôlée notamment par la présence d'un niveau de décollement évaporitique. Il fait partie du large système de bassins d'avant-pays des Andes. Il est défini comme correspondant à une zone de « *wedge-top* » (*e.g.* Hermoza et al., 2005b), c'est à dire une partie du bassin d'avant-pays incorporée au prisme orogénique dans laquelle des dépôts sédimentaires ont toujours lieu (DeCelles and Giles, 1996). Ces dépôts sont transportés passivement sur les chevauchements en « *piggy-back* ».

Le bassin de Huallaga est situé dans le Nord du Pérou et limité par la Cordillère Orientale à l'Ouest, et par les bassins de Santiago, Marañon et Ucayali respectivement au Nord, à l'Est et au Sud (Figure 1-9). Les séries sédimentaires reposent sur le complexe Marañon, un socle composé de roches précambriennes à paléozoïques (*e.g.* Mathalone and Montoya, 1995). Les séries sédimentaires pré-andines sont caractérisées par les dépôts d'âge Ordovicien à Jurassique. Les sédiments ordoviciens à permien sont des dépôts marins clastiques et carbonatés. Ils sont recouverts par un niveau évaporitique, dont l'âge a longtemps été interprété comme Jurassique (*e.g.* Gil Rodriguez, 2001; Hermoza et al., 2005b; Parsep Internal Report, 2001).

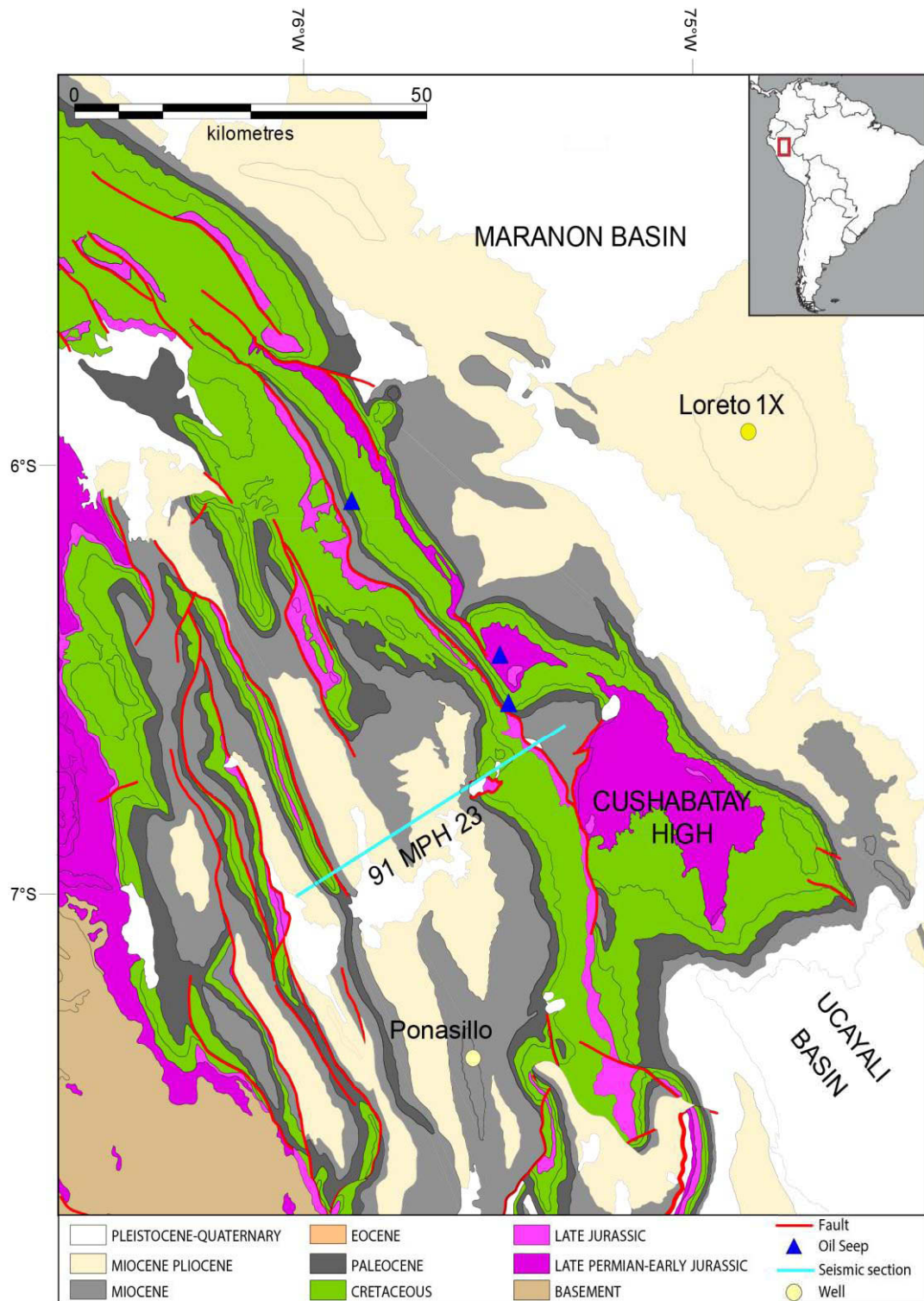


Figure 1-9 : Carte géologique du bassin de Huallaga (d'après Calderon et al., in press)

Récemment, l'âge de ce niveau a été réévalué par Calderon et collaborateurs (in press). Les corrélations sismiques avec le bassin de Marañon et d'Ucayali permettent aux auteurs de corréler ce niveau évaporitique avec la formation de Shinai, qui date du Permien terminal. Ce

niveau évaporitique est un niveau majeur car il correspond au niveau de décollement dans lequel s'enracine la déformation de couverture de la zone.

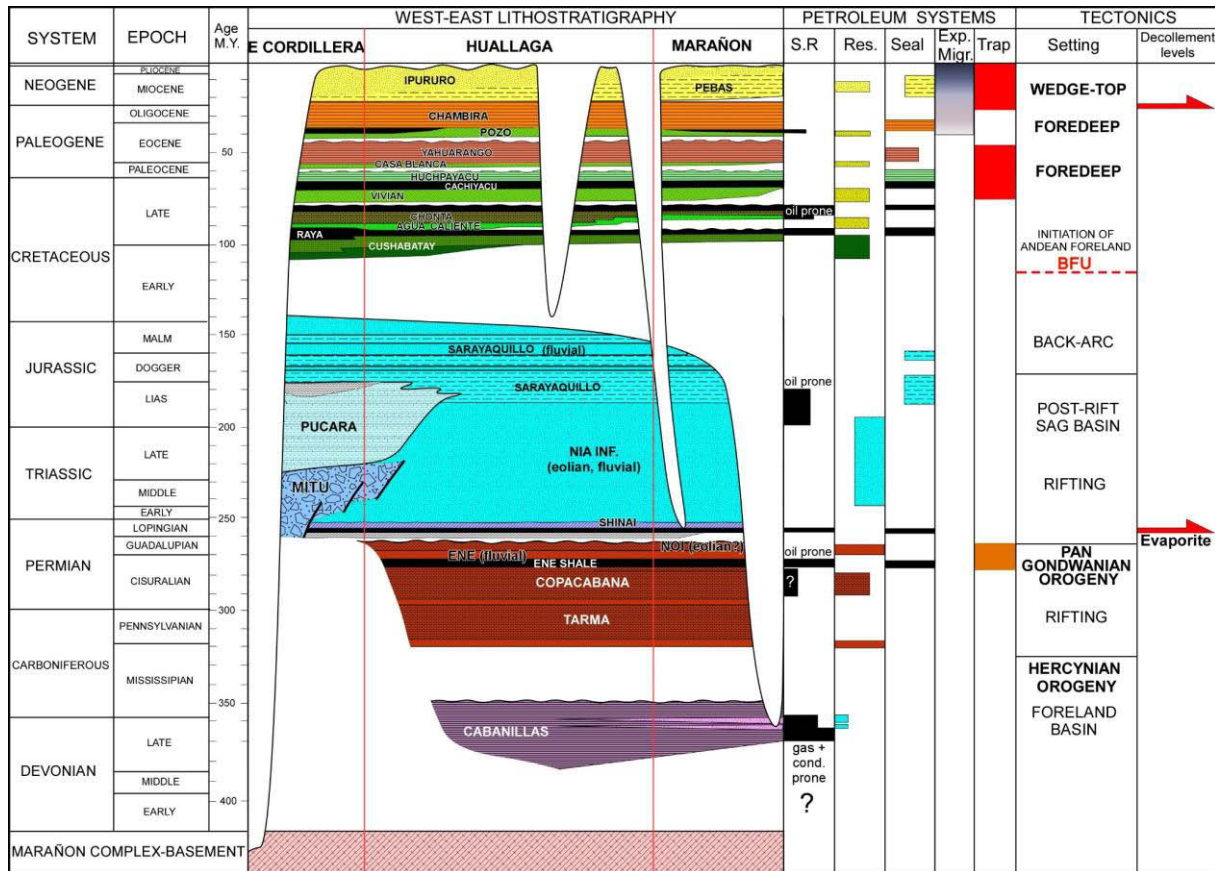


Figure 1-10 : Charte chronostratigraphique de la zone sub-andine péruvienne (d'après Calderon et al., in press).

Les dépôts qui recouvrent les évaporites sont corrélés avec les niveaux inférieurs de la Formation Nia et Sarayaquillo (Trias à Jurassique supérieur). Ces formations correspondent à des grès éoliens et fluviatiles (Eude, 2014). Les premiers dépôts qui recouvrent les séries jurassiques sont datés de la fin du Crétacé et correspondent aux formations de Cushabatay, à Huchpayacu (Figure 1-10). Ces dépôts sont constitués d'alternances de grès, argiles et calcaire, d'environnements de dépôt fluvial à marin peu profonds. Ils se déposent en discordance sur les niveaux jurassiques et se biseautent vers l'Est de la zone, illustrant la mise en place du système de bassin d'avant-pays et le début de l'orogène andine moderne (Mathalone and Montoya, 1995).

Les dépôts cénozoïques sont contrôlés par l'activité et la propagation des chevauchements (Hermoza et al., 2005b). En particulier, les dépôts néogènes se déposent aux toits des structures et caractérisent le passage du bassin dans un contexte de wedge-top

(Hermoza et al., 2005b) (Figure 1-10). Les sédiments cénozoïques peuvent atteindre localement 7 à 8 km d'épaisseur (Calderon et al., in press).

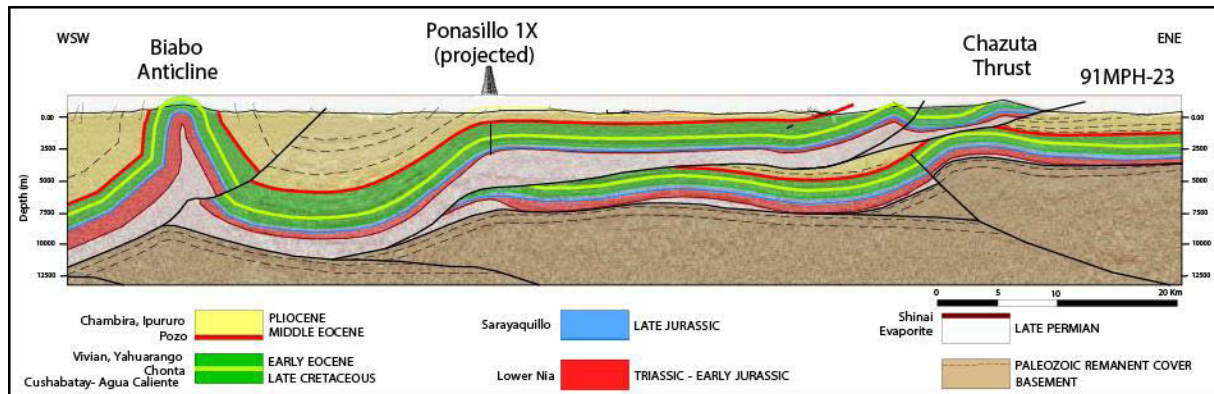


Figure 1-11 : Interprétation de la ligne 91-mph-23 par Calderon et al. (in press).

L'étude de la déformation dans ce bassin a été menée notamment via une ligne sismique et une coupe dans le centre du bassin (ligne 91-mph-23, Figure 1-9 Figure 1-11) (e.g. Calderon et al., in press; Eude et al., 2015; Gil Rodriguez et al., 2001; Macellari and Hermoza, 2009). Les études indiquent que la déformation dans le bassin est contrôlée par la présence du niveau évaporitique qui constitue le niveau de décollement de la déformation de couverture (Figure 1-11). Au centre du bassin, la déformation est majoritairement accommodée par le chevauchement de Chazuta qui accomode au moins 40 km de déplacement, soit plus de la moitié du raccourcissement total dans le bassin (e.g. Calderon et al., in press; Hermoza et al., 2005b). En plus d'accommoder une quantité de déplacement horizontal exceptionnelle, la nappe du chevauchement de Chazuta n'est pas voire peu déformée, et transporte avec elle une épaisse quantité d'évaporites (Figure 1-11). La déformation de couverture semble interagir avec une déformation profonde de socle, interprétée comme la réactivation d'anciens chevauchements permien à vergence Ouest (Calderon et al., in press; Eude et al., 2015) ou comme l'inversion de rifts triasiques (e.g. Gil Rodriguez et al., 2001; Hermoza et al., 2005b).

En carte, la géométrie du bassin est incurvée, et la déformation est segmentée entre le centre et les parties nord et sud du bassin (Figure 1-9). Au regard des autres chaînes plissées avec un niveau de décollement salifère, cette segmentation pourrait être liée à la répartition et/ou l'épaisseur des évaporites le long de la chaîne. L'importante épaisseur des niveaux syn-tectoniques cénozoïques (dont une colonne importante a été conservée dans certaines structures synclinales) semble également jouer un rôle important dans le style et la

distribution de la déformation. Si la chronologie de la déformation, contrainte par thermochronologie et les strates de croissance montre une activité synchrone des chevauchements de couverture (Chazuta) et ceux de socles (Eude et al., 2015), certaines incertitudes persistent concernant la structure du socle et le couplage entre les deux types de déformation. Les paramètres qui contrôlent l'évolution du chevauchement de Chazuta et qui lui permettent d'acquérir sa géométrie actuelle, restent également à contraindre.

1.6 Problématique

La brève revue bibliographique ci-dessus rappelle que le style et la séquence de déformation des chaînes plissées peuvent dépendre au premier ordre de la friction du niveau de décollement basal et/ou interstratifié. La déformation dans les modèles expérimentaux de chaînes plissées à niveau de décollement basal visqueux se propage très rapidement jusqu'à l'extrémité distale du niveau de décollement, puis évolue de manière « hors-séquence ». Dans les modèles expérimentaux où le niveau de décollement passe latéralement d'un niveau frictionnel à un niveau visqueux, la déformation se propage en séquence dans les deux provinces, même si la déformation est plus diffuse dans les provinces visqueuses.

L'objectif de cette thèse est notamment de comprendre pourquoi la cinématique de la déformation varie entre ces deux types de conditions aux limites. Quelques questions importantes auxquelles des éléments de réponse seront apportés dans ce manuscrit sont :

- Quels sont les paramètres qui contrôlent le style structural et la cinématique de la déformation dans les provinces visqueuses des chaînes plissées ?
- Existe-t-il des interactions structurales et cinématiques entre des provinces adjacentes à rhéologie variable ?
- Si ces interactions existent, quelle est l'influence des processus de surface sur leur dynamique ?

1.7 Objectifs et structure de la thèse

Cette thèse s'inscrit dans une thématique concernant la dynamique des chaînes plissées à niveau de décollement visqueux. Le style et la distribution de la déformation dans ces

chaînes plissées ont déjà fait l'objet de nombreuses études. En particulier, de nombreuses études concernant les zones de transfert ont été conduites en modélisation analogiques. Si ces études ont permis de bien contraindre les zones de transfert et l'impact d'un changement latéral de niveau de décollement sur la déformation d'une chaîne, elles n'ont cependant que peu investigué les influences que peuvent avoir mutuellement des provinces adjacentes à rhéologie différentes.

Le bassin de Huallaga a, quant à lui, fait l'objet de différentes études industrielles et académiques (Calderon et al., in press; Eude et al., 2015; Gil Rodriguez, 2001; Hermoza et al., 2005a; Parsep Internal Report, 2001). Ces études préliminaires se sont focalisées sur la coupe centrale du bassin et diverses problématiques subsistent, notamment sur sa géométrie, la distribution de la déformation le long du bassin et l'accommodation exceptionnelle de plus de 40 km de déplacement horizontal par le chevauchement de Chazuta.

1.7.1 Objectifs

Cette thèse a donc pour objectifs de :

- 1- Caractériser les interactions structurales et cinématiques dans une chaîne d'avant-pays dont le niveau de décollement basal varie latéralement ;
- 2- Dans des chaînes d'avant-pays, déterminer les influences réciproques entre des provinces avec et sans niveau de décollement interstratifié visqueux ;
- 3- Comprendre dans quelle mesure les processus de surface contrôlent l'accommodation d'un large déplacement horizontal par un seul chevauchement qui s'enracine sur un niveau de décollement visqueux, en utilisant l'exemple du chevauchement de Chazuta dans le bassin de Huallaga (Pérou).

Pour répondre à ces questions, une approche de modélisation expérimentale a été menée. Pour chaque problématique, une série de modèles expérimentaux a été conduite, avec des conditions aux limites différentes associées. Pour la troisième étude, les modèles expérimentaux ont été complétés par une interprétation de profils sismiques dans le bassin de Huallaga.

1.7.2 Description des chapitres

Le chapitre 2 « Méthodologie » présente les méthodes de modélisation analogique employées durant cette thèse. Les dispositifs expérimentaux et les matériaux utilisés y sont décrits. Le dimensionnement des modèles expérimentaux et un protocole expérimental pour les trois problématiques sont exposés.

Le chapitre 3 « Modélisation analogique d'un changement latéral de la résistance du niveau de décollement basal dans une chaîne plissée : interactions structurales et cinématiques », présente les résultats de modèles expérimentaux dont la nature du niveau de décollement basal change latéralement. L'influence de la présence de deux domaines adjacents à rhéologie différente est investiguée. Il fera l'objet d'un article futur dont la rédaction débutera en 2017.

Le chapitre 4 « Modélisation analogique d'un changement latéral de la résistance d'un niveau de décollement interstratifié dans une chaîne plissée : interactions structurales et cinématiques », présente sous forme d'un article soumis à *Tectonophysics*, les résultats de modèles expérimentaux. Dans ces modèles, le niveau de décollement basal ne varie pas le long de ces modèles ; un niveau de décollement secondaire, visqueux, interstratifié, disparaît latéralement. Comme pour le chapitre 3, l'étude concerne l'influence de deux domaines adjacents à rhéologie différente sur la déformation d'une chaîne d'avant-pays.

Le chapitre 5 « Comment localiser la déformation au front d'une chaîne plissée salifère : cas du chevauchement de Chazuta (bassin de Huallaga, Pérou) », présente les résultats de modèles expérimentaux ayant pour but d'expliquer l'accommodation par une structure d'une quantité de déplacement horizontal exceptionnelle. Ce chapitre, comme le précédent, est rédigé sous forme d'article qui sera soumis à un Mémoire de l'Association Américaine des Géologues Pétroliers (AAPG) dans un volume spécial sur les bassins pétrolifères et le potentiel pétrolier des Andes péruviennes et boliviennes.

Le chapitre 6 « Conclusions et perspectives » rappelle les résultats majeurs de cette thèse et termine sur les perspectives que ces travaux ont générées.

1.8 Références

- Ahmad, M.I., Dubey, A.K., Toscani, G., Bonini, L., Seno, S., 2014. Kinematic evolution of thrusts wedge and erratic line length balancing: insights from deformed sandbox models. *Int. J. Earth Sci.* 103, 329–347. doi:10.1007/s00531-013-0947-8
- Ahmad Abir, I., Khan, S.D., Ghulam, A., Tariq, S., Shah, M.T., 2015. Active tectonics of western Potwar Plateau–Salt Range, northern Pakistan from InSAR observations and seismic imaging. *Remote Sens. Environ.* 168, 265–275. doi:10.1016/j.rse.2015.07.011
- Allen, M.B., Vincent, S.J., Wheeler, P.J., 1999. Late Cenozoic tectonics of the Kepingtage thrust zone: interactions of the Tien Shan and Tarim Basin, northwest China. *Tectonics* 18, 639–654.
- Bahroudi, A., Koyi, H., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach. *J. Geol. Soc.* 160, 719–733.
- Baker, D.M., Lillie, R.J., Yeats, R.S., Johnson, G.D., Yousuf, M., Zamin, A.S.H., 1988. Development of the Himalayan frontal thrust zone: Salt Range, Pakistan. *Geology* 16, 3–7.
- Ballard, J.-F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J., Allemand, P., 1987. Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement: Modèles expérimentaux. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 305, 1249–1253.
- Beaumont, C., Fullsack, P., Hamilton, J., 1992. Erosional control of active compressional orogens, in: *Thrust Tectonics*. Springer, pp. 1–18.
- Bonini, M., 2007. Deformation patterns and structural vergence in brittle–ductile thrust wedges: An additional analogue modelling perspective. *J. Struct. Geol.* 29, 141–158. doi:10.1016/j.jsg.2006.06.012
- Bonini, M., 2001. Passive roof thrusting and forelandward fold propagation in scaled brittle–ductile physical models of thrust wedges. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 106, 2291–2311.
- Bonnet, C., Malavieille, J., Mosar, J., 2007. Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen: Analogue modeling insights: TECTONICS AND ANALOGUE MODEL OF THE ALPS. *Tectonics* 26, n/a-n/a. doi:10.1029/2006TC002048
- Bose, S., Mandal, N., Mukhopadhyay, D.K., Mishra, P., 2009. An unstable kinematic state of the Himalayan tectonic wedge: Evidence from experimental thrust-spacing patterns. *J. Struct. Geol.* 31, 83–91. doi:10.1016/j.jsg.2008.10.002
- Calassou, S., Larroque, C., Malavieille, J., 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics* 221, 325–344.
- Calderon, Y., Baby, P., Vela, Y., Hurtado, C., Eude, A., Roddaz, M., Brusset, S., Calvès, G., Bolaños, R., in press. Petroleum systems restoration of the Huallaga-Marañon Andean retroforeland basin, Peru, in: *Petroleum Systems Case Studies*, AAPG Memoir. p. 51.
- Callot, J.P., Guichong, W., Moretti, I., Yongxing, G., Letouzey, J., Wu, S., 2013. Structural style of a compressive wedge with salt and coal shale décollement levels: Analogue and seismic modelling of the Kuqa Thrust Belt (North Tarim, China). Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 7860.
- Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1189–1198.

- Chen, S., Tang, L., Jin, Z., Jia, C., Pi, X., 2004. Thrust and fold tectonics and the role of evaporites in deformation in the Western Kuqa Foreland of Tarim Basin, Northwest China. *Mar. Pet. Geol.* 21, 1027–1042.
- Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J.F., Balé, P., 1991. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology* 19, 1063–1067.
- Contardo, X.J., Kukowski, N., Cembrano, J.M., 2011. Material transfer and its influence on the formation of slope basins along the South Central Chilean convergent margin: Insights from scaled sandbox experiments. *Tectonophysics* 513, 20–36. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.016
- Corrado, S., Di Bucci, D., Naso, G., Faccenna, C., 1998. Influence of palaeogeography on thrust system geometries: an analogue modelling approach for the Abruzzi–Molise (Italy) case history. *Tectonophysics* 296, 437–453.
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. *J. Struct. Geol.* 24, 1729–1739.
- Cotton, J.T., Koyi, H.A., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 351–363.
- Couzens-Schultz, B.A., Vendeville, B.C., Wiltschko, D.V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *J. Struct. Geol.* 25, 1623–1644. doi:10.1016/S0191-8141(03)00004-X
- Cruz, L., Malinski, J., Wilson, A., Take, W.A., Hilley, G., 2010. Erosional control of the kinematics and geometry of fold-and-thrust belts imaged in a physical and numerical sandbox. *J. Geophys. Res.* 115. doi:10.1029/2010JB007472
- Dahlen, F.A., 1990. Critical Taper Model of Fold-And-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 18, 55–99. doi:10.1146/annurev.ea.18.050190.000415
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 88, 1153–1172. doi:10.1029/JB088iB02p01153
- Davis, D.M., Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119, 67–88.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Res.* 8, 105–123.
- Eude, A., 2014. La croissance des Andes centrales du nord du Pérou (5-9S): Propagation d'un prisme orogénique dans un contexte d'héritage tectonique et de subduction plane, *Applied geology*. Université Toulouse III Paul Sabatier.
- Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., Soula, J.-C., 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section: exhumation and deformation of north Peru. *Tectonics* 34, 715–730. doi:10.1002/2014TC003641
- Faisal, S., Dixon, J.M., 2015. Physical analog (centrifuge) model investigation of contrasting structural styles in the Salt Range and Potwar Plateau, northern Pakistan. *J. Struct. Geol.* 77, 277–292. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.009
- Fillon, C., Huisman, R.S., van der Beek, P., 2013. Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology* 41, 83–86.

- Gil Rodriguez, W., Baby, P., Ballard, J.-F., 2001. Structure et contrôle paléogéographique de la zone subandine péruvienne. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 333, 741–748. doi:10.1016/S1251-8050(01)01693-7
- Gil Rodriguez, W.F.G., 2001. Evolution latérale de la déformation d'un front orogénique: Exemple des bassins subandins entre 0 et 16 S.
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.027
- Grelaud, S., Sassi, W., de Lamotte, D.F., Jaswal, T., Roure, F., 2002. Kinematics of eastern Salt Range and South Potwar Basin (Pakistan): a new scenario. *Mar. Pet. Geol.* 19, 1127–1139. doi:10.1016/S0264-8172(02)00121-6
- Guillier, B., Baby, P., Colletta, B., Mendez, E., Limachi, R., Letouzey, J., Specht, M., 1995. Analyse géométrique et cinématique d'un "duplex" issu d'un modèle analogique visualisé en 3D par tomographie aux rayons X. *Comptes Rendus Académie Sci. IIA—Earth Planet. Sci. Sér. 2a Sci. Terre* 321 901–908.
- Gutscher, M., Kukowski, N., Malavieille, J., Lallemand, S., 1998. Episodic imbricate thrusting and underthrusting: Analog experiments and mechanical analysis applied to the Alaskan accretionary wedge. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 10161–10176.
- Hatcher, R.D., Williams, R.T., 1986. Mechanical model for single thrust sheets Part I: Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 975–985.
- Hermoza, W., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Bolaños, R., 2005a. Eocene to present-day latitudinal variations in the retroforeland basin system of the Peruvian Andes.
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolaños, R., 2005b. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 19, 21–34. doi:10.1016/j.jsames.2004.06.005
- Huiqi, L., McClay, K., Powell, D., 1992. Physical models of thrust wedges, in: *Thrust Tectonics*. Springer, pp. 71–81.
- Jaumé, S.C., Lillie, R.J., 1988. Mechanics of the Salt Range-Potwar Plateau, Pakistan: A fold-and-thrust belt underlain by evaporites. *Tectonics* 7, 57–71.
- Konstantinovskaia, E., Malavieille, J., 2005. Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches: ACCRETIONARY OROGENS. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6. doi:10.1029/2004GC000794
- Konstantinovskaya, E., Malavieille, J., 2011. Thrust wedges with décollement levels and syntectonic erosion: A view from analog models. *Tectonophysics* 502, 336–350. doi:10.1016/j.tecto.2011.01.020
- Koyi, H.A., Sans, M., 2006. Deformation transfer in viscous detachments: comparison of sandbox models to the South Pyrenean Triangle Zone. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 253, 117–134.
- Kukowski, N., Lallemand, S.E., Malavieille, J., Gutscher, M.-A., Reston, T.J., 2002. Mechanical decoupling and basal duplex formation observed in sandbox experiments with application to the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Mar. Geol.* 186, 29–42.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R., Chermette, J.C., 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings. *AAPG Mem.* 65, 41–60.
- Li, S., Wang, X., Suppe, J., 2012. Compressional salt tectonics and synkinematic strata of the western Kuqa foreland basin, southern Tian Shan, China. *Basin Res.* 24, 475–497.

- Li, Y.-J., Wen, L., Zhang, H.-A., Huang, T.-Z., Li, H.-L., Shi, Y.-Y., Meng, Q.-L., Peng, G.-X., Huang, S.-Y., Zhang, Q., 2016. The Kuqa late Cenozoic fold–thrust belt on the southern flank of the Tian Shan Mountains. *Int. J. Earth Sci.* 105, 1417–1430.
- Luján, M., Storti, F., Balanyá, J.-C., Crespo-Blanc, A., Rossetti, F., 2003. Role of décollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe thrust imbricate (Flysch Trough, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. *J. Struct. Geol.* 25, 867–882.
- Luján, M., Storti, F., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2006. Extrusion vs. accretion at the frictional-viscous décollement transition in experimental thrust wedges: the role of convergence velocity. *Terra Nova* 18, 241–247. doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00685.x
- Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 1808–1822.
- Macellari, C., Hermoza, W., 2009. Subandean segmentation and its impact on hydrocarbon exploration in the Central/Northern Andes, in: 10th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera En Las Cuencas Subandinas.
- Malavieille, J., 2010. Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today* 20, 4–10.
- Malavieille, J., 1984. Modelisation experimentale des chevauchements imbriques; application aux chaines de montagnes. *Bull. Société Géologique Fr.* 26, 129–138.
- Malavieille, J., Calassou, S., Lallemand, S., Larroque, C., 1992. Modélisation analogique des prismes d'accrétion océanique; film vidéo VHS, de 28 minutes, produit et réalisé par la SNEA (P), série cours, disponible en PAL. SECAM NTSC En Fr. Angl.
- Malavieille, J., Konstantinovskaya, E., 2010. Impact of surface processes on the growth of orogenic wedges: Insights from analog models and case studies. *Geotectonics* 44, 541–558. doi:10.1134/S0016852110060075
- Massoli, D., Koyi, H.A., Barchi, M.R., 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy). *J. Struct. Geol.* 28, 185–199. doi:10.1016/j.jsg.2005.11.002
- Mathalone, J.M., Montoya, M., 1995. Petroleum geology of the sub-Andean basins of Peru. *J Tankard R Suárez H J Welsink Pet. Basins S. Am. AAPG Memoir* 62, 423–444.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., 2004. Analog modeling of doubly vergent thrust wedges. *AAPG Mem.* 82, 184–206.
- McQuarrie, N., Ehlers, T.A., Barnes, J.B., Meade, B., 2008. Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes. *Geology* 36, 999–1002.
- Merle, O., Abidi, N., 1995. Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Bull. Société Géologique Fr.* 166, 439–450.
- Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., Backe, G., 2011. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. *Earth-Sci. Rev.* 104, 41–91. doi:10.1016/j.earscirev.2010.09.010
- Mugnier, J.L., Baby, P., Colletta, B., Vinour, P., Bale, P., Leturmy, P., 1997. Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: A view from analogue models. *Geology* 25, 427–430.
- Mulugeta, G., 1988. Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *J. Struct. Geol.* 10, 847–859.
- Munteanu, I., Willingshofer, E., Sokoutis, D., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S., 2013. Transfer of deformation in back-arc basins with a laterally variable rheology: Constraints from

- analogue modelling of the Balkanides–Western Black Sea inversion. *Tectonophysics* 602, 223–236.
- Nilforoushan, F., Koyi, H.A., Swantesson, J.O., Talbot, C.J., 2008. Effect of basal friction on surface and volumetric strain in models of convergent settings measured by laser scanner. *J. Struct. Geol.* 30, 366–379.
- Nilfouroushan, F., Pysklywec, R., Cruden, A., 2012. Sensitivity analysis of numerical scaled models of fold-and-thrust belts to granular material cohesion variation and comparison with analog experiments. *Model. Geosci.* 526–529, 196–206. doi:10.1016/j.tecto.2011.06.022
- Parsep Internal Report, 2001. Final report on the Huallaga basin and adjacent area, The hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins Study.
- Qayyum, M., Spratt, D.A., Dixon, J.M., Lawrence, R.D., 2015. Displacement transfer from fault-bend to fault-propagation fold geometry: An example from the Himalayan thrust front. *J. Struct. Geol.* 77, 260–276. doi:10.1016/j.jsg.2014.10.010
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geol. J.* 45, 2–25. doi:10.1002/gj.1193
- Ruh, J.B., Gerya, T., Burg, J.-P., 2014. 3D effects of strain vs. velocity weakening on deformation patterns in accretionary wedges. *Tectonophysics* 615, 122–141.
- Ruh, J.B., Kaus, B.J.P., Burg, J.-P., 2012. Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts: Influence of rheology of single and multiple décollements. *Tectonics* 31, n/a-n/a. doi:10.1029/2011TC003047
- Santolaria, P., Vendeville, B.C., Graveleau, F., Soto, R., Casas-Sainz, A., 2015. Double evaporitic décollements: Influence of pinch-out overlapping in experimental thrust wedges. *J. Struct. Geol.* 76, 35–51. doi:10.1016/j.jsg.2015.04.002
- Schreurs, G., Hänni, R., Panien, M., Vock, P., 2003. Analysis of analogue models by helical X-ray computed tomography. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 215, 213–223.
- Schreurs, G., Hanni, R., Vock, P., 2002. Analogue modelling of transfer zones in fold and thrust belts: a 4-D analysis. *J. Virtual Explor.* 7, 43–49.
- Sepehr, M., Cosgrove, J., Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics* 427, 265–281. doi:10.1016/j.tecto.2006.05.021
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., 2005. Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran: KAZERUN FAULT ZONE, ZAGROS FOLD-THRUST BELT. *Tectonics* 24, n/a-n/a. doi:10.1029/2004TC001725
- Sherkati, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling: CENTRAL ZAGROS FOLD-THRUST BELT. *Tectonics* 25, TC4007. doi:10.1029/2004TC001766
- Smit, J.H.W., Brun, J.-P., Sokoutis, D., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. *J. Geophys. Res.* 108. doi:10.1029/2002JB002190
- Sommaruga, A., 1999. Décollement tectonics in the Jura forelandfold-and-thrust belt. *Mar. Pet. Geol.* 16, 111–134.
- Storti, F., McClay, K., 1995. Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. *Geology* 23, 999–1002.
- Teixell, A., Koyi, H.A., 2003. Experimental and field study of the effects of lithological contrasts on thrust-related deformation: EFFECTS OF LITHOLOGICAL CONTRASTS. *Tectonics* 22, n/a-n/a. doi:10.1029/2002TC001407

- Turner, S.A., Liu, J.G., Cosgrove, J.W., 2011. Structural evolution of the Piqiang Fault Zone, NW Tarim Basin, China. *J. Asian Earth Sci.* 40, 394–402.
- Turrini, C., Ravaglia, A., Perotti, C., 2001. Compressional structures in a multilayered mechanical stratigraphy: Insights from sandbox modeling with three-dimensional variations in basal geometry and friction. *Mem.-Geol. Soc. Am.* 193, 153–178.
- Vergés, J., Muñoz, J.A., Martínez, A., 1992. South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry, in: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 255–264.
- Verschuren, M., Nieuwland, D., Gast, J., 1996. Multiple detachment levels in thrust tectonics: sandbox experiments and palinspastic reconstruction. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 99, 227–234.
- Vidal-Royo, O., Koyi, H.A., Muñoz, J.A., 2009. Formation of orogen-perpendicular thrusts due to mechanical contrasts in the basal décollement in the Central External Sierras (Southern Pyrenees, Spain). *J. Struct. Geol.* 31, 523–539. doi:10.1016/j.jsg.2009.03.011
- Wang, C., Chen, H., Cheng, X., Li, K., 2013. Evaluating the role of syn-thrusting sedimentation and interaction with frictional detachment in the structural evolution of the SW Tarim basin, NW China: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics* 608, 642–652. doi:10.1016/j.tecto.2013.08.016
- Wang, X., Guan, J.S.S., Hubert-Ferrari, A., Jia, R.G.-M.C., 2011. Cenozoic structure and tectonic evolution of the Kuqa fold belt, southern Tianshan, China. *AAPG Mem.* 94, 215–243.
- Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 28957–28981.
- Willett, S.D., Slingerland, R., Hovius, N., 2001. Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. *Am. J. Sci.* 301, 455–485.
- Wu, J.E., McClay, K.R., 2011. Two-dimensional analog modeling of fold and thrust belts: dynamic interactions with syncontractional sedimentation and erosion.
- Wu, Z., Yin, H., Wang, X., Zhao, B., Jia, D., 2014. Characteristics and deformation mechanism of salt-related structures in the western Kuqa depression, Tarim basin: Insights from scaled sandbox modeling. *Tectonophysics* 612–613, 81–96. doi:10.1016/j.tecto.2013.11.040
- Yeats, R.S., Khan, S.H., Akhtar, M., 1984. Late quaternary deformation of the Salt Range of Pakistan. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 958–966.
- Zhao, B., Wang, X., 2016. Evidence of early passive diapirism and tectonic evolution of salt structures in the western Kuqa depression (Quele area), southern Tianshan (NW China). *J. Asian Earth Sci.* 125, 138–151.

Chapitre 2

Méthodologie expérimentale

2.1 Matériel expérimental et mise à l'échelle

Un modèle expérimental doit être similaire et comparable à un prototype naturel. Les proportions entre le modèle et le prototype naturel doivent être conservées. Les travaux pionniers en terme de dimensionnement sont notamment ceux de Hubbert (1937) et de Ramberg (1967) qui stipulent que pour qu'un modèle expérimental soit bien dimensionné, il doit obéir à trois règles de similitude : la similitude géométrique, la similitude cinématique et la similitude dynamique.

La similitude géométrique est respectée quand toutes les longueurs du prototype sont proportionnelles à celles du modèle. Les angles dans le modèle sont alors les mêmes que dans le prototype. Le rapport $L^* = L_{\text{Modèle}} / L_{\text{Prototype}}$ doit être constant. La similitude cinématique est définie par le rapport de temps $t^* = t_{\text{Modèle}} / t_{\text{Prototype}}$. Le temps de la déformation d'un modèle expérimental doit être proportionnel au temps réel pour une déformation comparable d'un prototype naturel. Le rapport t^* doit être constant pour conserver les similitudes géométrique et cinématique. Enfin, la similitude dynamique correspond au rapport des forces f^* et des contraintes σ^* qui régissent le modèle et le prototype. Les forces qui agissent sur le prototype (force de gravité, résistance des matériaux, force visqueuse...) doivent être réduites par le même facteur f^* . f^* est donc défini par la formule $f^* = f_{g_{\text{Modèle}}} / f_{g_{\text{Prototype}}} = f_{v_{\text{Modèle}}} = f_{v_{\text{Prototype}}}$ etc.

Les matériaux utilisés pour la modélisation expérimentale doivent donc répondre aux critères énoncés ci-dessus. Les matériaux granulaires obéissant au critère de fracturation de Mohr-Coulomb sont de bons analogues aux roches cassantes de la croûte continentale supérieure (Hubbert, 1951; Krantz, 1991; Lohrmann et al., 2003; Schellart, 2000). Le sable utilisé au laboratoire de l'Université de Lille est un sable fin (GA 39 ou NE 34, produit par Sibelco en France). L'angle de friction interne est de 35° , similaire à celui des roches naturelles, la masse volumique est de 1.4 g/cm^3 . Sa cohésion est de quelques dizaines de Pascal.

Un polymère transparent à forte viscosité, la silicone SGM36 est utilisée pour modéliser les matériaux à comportement visqueux (Costa and Vendeville, 2004; Ferrer et al., 2014; Sellier et al., 2013; Weijermars and Schmeling, 1986). Ce matériau se comporte comme un fluide newtonien avec un seuil de résistance très faible (Weijermars and Schmeling, 1986). La silicone utilisée pour cette étude a une densité de 0.965 g/cm^3 (Santolaria et al., 2015) et une viscosité de $1 \times 10^4 \text{ Pa.s}$ (Weijermars et al., 1993).

D'après les règles de mise à l'échelle pour les modèles expérimentaux en tectonique (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981), le rapport pour les contraintes σ^* est imposé par le rapport des contraintes gravitaires comme suit :

$$\sigma^* = \rho^* \times g^* \times L^*, \quad (\text{Équation 1})$$

où ρ^* est le rapport modèle/prototype pour la masse volumique, g^* est le rapport modèle/prototype pour la gravité et L^* est le rapport de similitude pour les longueurs. Un centimètre dans le modèle est équivalent à 1.5 kilomètre dans la nature, ce qui implique que L^* vaut 0.66×10^{-5} . g^* est égal à 1 car les modèles expérimentaux sont déformés sous un champ de gravité naturel. Le rapport modèle/prototype pour la densité ρ^* est de 0.5 en prenant comme masse volumique $2.6/\text{cm}^3$ pour les roches naturelles et $2.2 \text{ g}/\text{cm}^3$ pour la halite. Ces valeurs donnent un σ^* égal à 3.33×10^{-6} . La cohésion des matériaux granulaires utilisés dans les modèles étant de quelques dizaines de Pascal, le calcul de σ^* fait correspondre à une valeur de cohésion de quelques dizaines de MPa pour les roches naturelles. Ceci est en accord avec les mesures expérimentales et estimations pour les roches naturelles (Schellart, 2000).

Le taux de déformation utilisé dans ces travaux est de l'ordre de $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Dans ces conditions, la silicone est un bon analogue au comportement de la halite. La viscosité dynamique de la halite est de $5 \times 10^{18} \text{ Pa/s}$ and $1 \times 10^4 \text{ Pa/s}$ pour la silicone (Weijermars et al., 1993). Ceci implique un rapport modèle/prototype pour la viscosité η^* de 2×10^{-15} . Le rapport modèle/prototype du taux de déformation est lié aux rapports modèle/prototype de la contrainte et de la viscosité par la formule :

$$\sigma^* = \eta^* \times \varepsilon^* \quad (\text{Équation 2})$$

On obtient alors $\varepsilon^* = 1.7 \times 10^9$, à partir de quoi le rapport de similitude modèle/prototype cinématique peut être calculé. $t^* = 1/\varepsilon^* = 6 \times 10^{-10}$, ce qui signifie qu'une heure dans les modèles équivaut à environ 190000 ans dans la nature. Le temps de déformation des modèles effectués dans cette étude était d'environ 65 heures. Ceci équivaut donc à environ 12 Ma de déformation dans la nature. La vitesse de convergence appliquée était de 5mm/h pour que la silicone se comporte comme un fluide newtonien. Le rapport modèle/prototype pour la vitesse est :

$$v^* = \varepsilon^* \times L^* \quad (\text{Équation 3})$$

ce qui implique que la vitesse de convergence dans les modèle équivaut à 4 mm/an dans la nature.

2.2 Dispositif expérimental

Les modèles expérimentaux développés pendant cette thèse ont été intégralement menés dans le laboratoire de modélisation tectonique du Laboratoire d’Océanologie et de Géosciences (LOG), à l’Université Lille 1 (Figure 2-1).

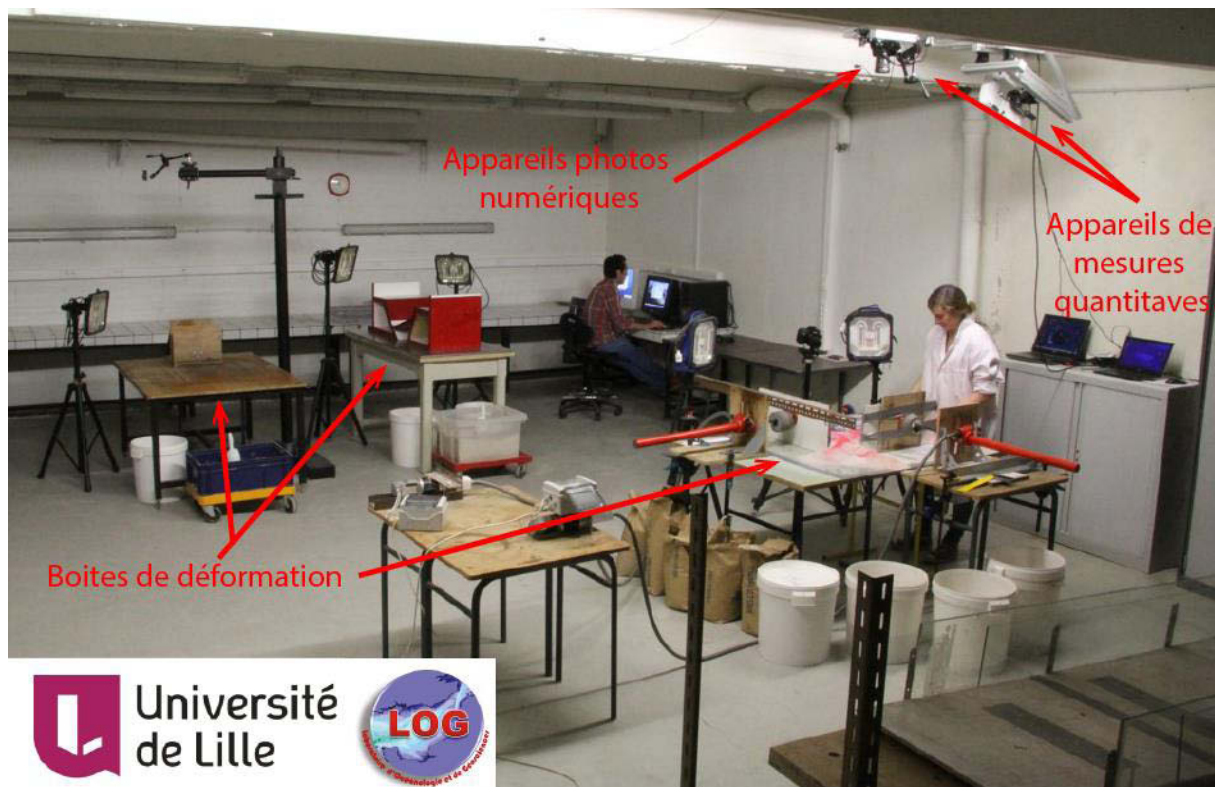


Figure 2-1: Équipements du laboratoire de modélisation tectonique du Laboratoire d’Océanologie et de Géosciences (LOG) de l’Université de Lille – Sciences et Technologies.

Trois séries de modèles ont été développées afin d’aborder chacune des problématiques de cette thèse. Trois dispositifs (boîtes) de déformation ont été utilisés. Les deux premiers ont été exploités dans des conditions aux limites en «indentation» (Graveleau et al., 2012; Peltzer et al., 1982; Tapponnier et al., 1982) (Figure 2-2, A). Dans ces conditions, le matériau était fixe et la déformation était générée par le déplacement du mur mobile. Dans cette configuration, nous avons utilisé deux tailles de boîtes : la première mesurait 91 cm de long sur 60 cm de large, et la seconde était longue de 95 cm et pour 125 cm de large. Toutes deux comprenaient des murs latéraux fixes en verre et un mur mobile en bois qui, étant poussé par le piston,

induisait la déformation des matériaux expérimentaux. La base de ces deux boîtes était plate et horizontale.

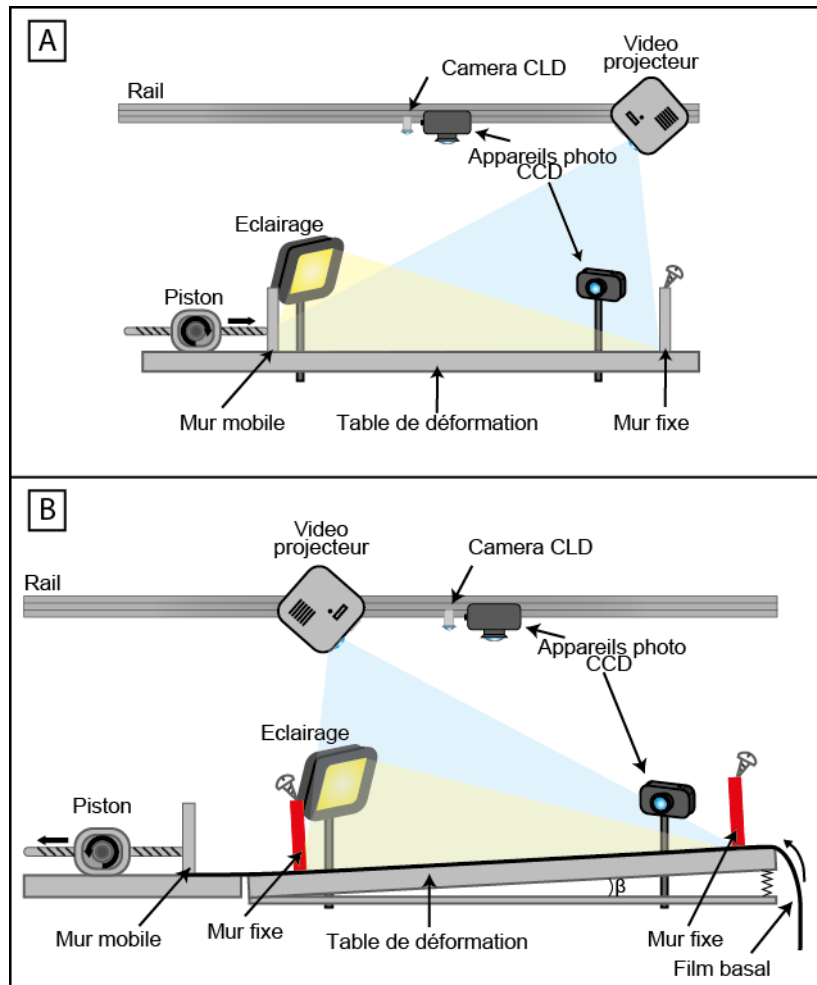


Figure 2-2: Schéma des deux types de dispositifs expérimentaux utilisés lors de cette thèse. A) Boîte de déformation de type « indentation ». B) Boîte de déformation de type « subduction ».

Pour des raisons pratiques, la dernière série de modèles expérimentaux a été conduite dans un troisième dispositif de déformation de type « subduction » (Ellis, 1996). Ce troisième dispositif était long de 85.5 cm et large de 60cm. Il comprenait quatre murs fixes, deux murs latéraux en verre et deux murs en bois aux deux autres extrémités. La déformation était induite en tirant un film basal vers la gauche du modèle (Figure 2-2, B). La géométrie basale de ce dispositif était plate mais pouvait être basculée. (Figure 2-2, B, Figure 2-6).

Ces deux conditions aux limites de déformation sont différentes mais elles n'affectent pas de manière significative la déformation des modèles expérimentaux (voir notamment Graveleau et al., 2012). En effet, dans ces deux types de conditions aux limites, la déformation s'initie au niveau d'une discontinuité de vitesse singulière dans le modèle, où la vitesse de

déplacement horizontale change brutalement. Cette discontinuité de vitesse est généralement caractérisée par la limite entre le mur fixe/mobile et les matériaux statiques ou en mouvement de remplissage du modèle expérimental. La discontinuité de vitesse peut également être induite par un changement de matériau dans la base du modèle. Par exemple, dans les modèles de cette thèse, la discontinuité de vitesse a été caractérisée par la limite entre un niveau basal de sable (frictionnel) et un niveau basal de silicone (visqueux).

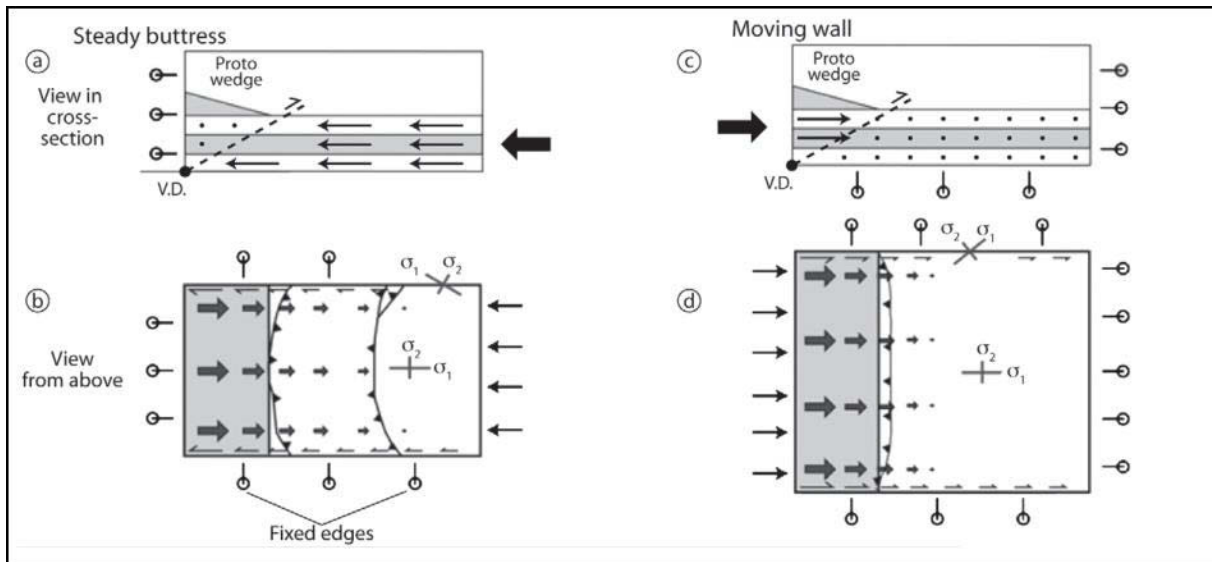


Figure 2-3 : Conditions aux limites des dispositifs de déformation en « indentation » et en « subduction ». A) et B) Champs de vitesse en coupe et en vue de dessus pour les modèles déformés par « subduction ». C) et D) Champs de vitesse en coupe et en vue de dessus pour les modèles déformés par « indentation ». La différence majeure entre ces deux modes de déformation correspond au sens des forces de friction exercées par les murs latéraux. Le sens de la courbure du front de déformation est opposé entre les deux modes de déformation. (Graveleau et al., 2012, modifié d'après Schreurs et al., 2006).

Dans les modèles où un mur mobile est poussé, le centre de masse du biseau avance progressivement avec la compression alors que dans les modèles type « subduction », le centre de masse reste constant pendant la compression (Dahlen and Barr, 1989; Graveleau et al., 2012). En coupe, ces différences de conditions aux limites induisent des champs de vitesses à sens opposé entre les deux modes de déformation (Graveleau et al., 2012) (Figure 2-3). Schreurs et al. (2006) ont montré qu'en coupe, ces différences de propagation de la déformation n'influencent pas significativement la géométrie des chevauchements. En vue de dessus, le sens et la magnitude des contraintes cisillantes générées au début du raccourcissement dans la base des modèles sont comparables pour les deux types de déformation. Le front de déformation est courbe en surface à cause des effets de friction générés par les murs latéraux. Cette courbure est convexe vers l'avant du modèle dans les

modèles avec un mur mobile, alors qu'elle est convexe vers l'arrière dans les modèles de type « subduction ». La courbure du front de déformation est liée aux différences de conditions aux limites entre les deux modes de déformation, ce qui change le sens du cisaillement le long des murs latéraux (Schreurs et al., 2006)

Dans les modèles développés lors de cette thèse, nous avons apporté une attention toute particulière à la réduction des effets de bords le long des murs latéraux. Dans les modèles avec un niveau de décollement visqueux, une fine couche de silicone a été plaquée contre les vitres latérales (de la même manière que Costa and Vendeville, 2002; Santolaria et al., 2015). Dans le cas où seuls des matériaux frictionnels (sables ou microbilles) étaient en contact avec les vitres latérales, nous avons appliqué soit un produit anti-adhérence de l'eau sur une surface vitrée (Rain X®), soit un film de silicone.

2.3 Protocole expérimental

Le protocole expérimental a été établi afin d'aborder les problématiques des chapitres suivants (chapitres 3, 4 et 5). Pour chaque série de modèles expérimentaux, un ou deux modèles standards appelés « end-members » ont été effectués. Ils ont servi de modèle de référence pour comparer les modèles dans lesquels nous avons fait varier des paramètres. Au cours de cette thèse, trois séries de modèles ont été réalisées, appelées ci-après les séries « niveau de décollement basal », « niveau de décollement interstratifié » et « processus de surface ».

2.3.1 Série de modèles « niveau de décollement basal »

Le but de la première série de modèles a été d'évaluer l'impact que peuvent avoir deux provinces adjacentes de rhéologie différente sur la structure d'une chaîne plissée, dans le cas d'un décollement basal salifère disparaissant latéralement. Ces modèles sont décrits dans le chapitre 3. Cette série comporte trois expériences à deux provinces adjacentes en plus de deux modèles « end-members ».

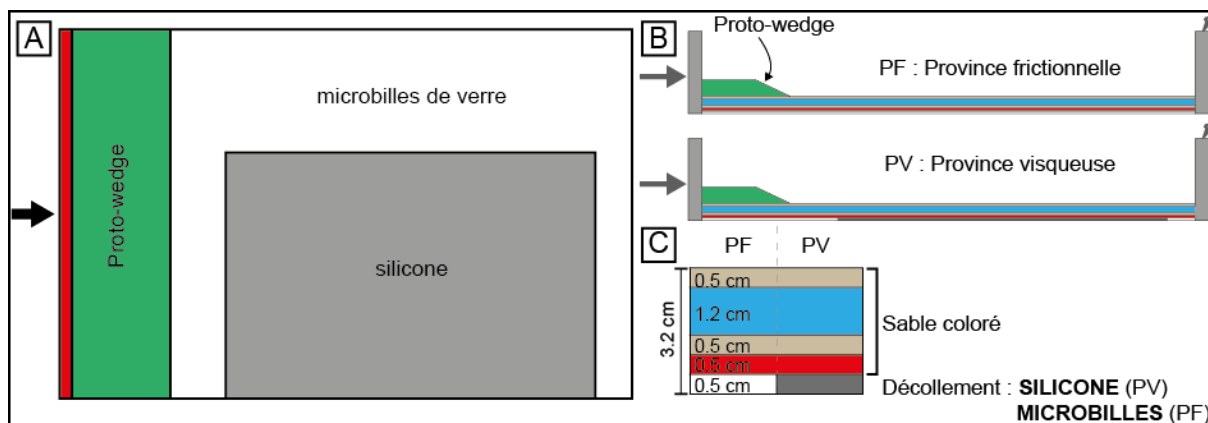


Figure 2-4: Conditions aux limites de la première série de modèles expérimentaux. A) Vue de dessus schématique des niveaux de décollement dans les modèles à deux provinces. B) et C) Remplissage des deux types de province.

Les modèles « end-members » sont des modèles à un seul niveau de décollement basal de 0,5 cm d'épaisseur, composé pour l'un de microbilles de verre (niveau de décollement frictionnel) et pour l'autre de silicone (niveau de décollement visqueux). Leur couverture est composée de 2,7 cm de sable fin (Figure 2-4, C). Dans les modèles à deux provinces, le niveau de décollement basal passe latéralement dans l'avant-pays d'un niveau de décollement frictionnel à un niveau de décollement visqueux. Deux provinces sont alors définies : la province frictionnelle et la province visqueuse (Figure 2-4). L'épaisseur du remplissage ne varie pas entre les modèles. La vitesse de compression est de 0,5 cm/h pour tous les modèles. L'impact des variations des largeurs relatives des provinces a été testé sur les influences structurales et cinématiques dans les chaînes d'avant-pays (Tableau 2-1).

Modèle	Largeur province frictionnelle	Largeur province visqueuse
M01	60 cm (100%)	0 cm
M02	0 cm	60 cm (100%)
M03	20 cm (33%)	40 cm (66%)
M04	40 cm (66%)	20 cm (33%)
M05	80 cm (64%)	45 cm (36 %)

Tableau 2-1 : Protocole expérimental de la première série de modèles. M01 et M02 correspondent aux modèles « end-members » frictionnel et visqueux à un seul niveau de décollement dans la largeur du modèle. M03, M04 et M05 sont les modèles à deux provinces dont la largeur relative des provinces varie.

2.3.2 Série de modèles « Niveau de décollement interstratifié »

La seconde série de modèles expérimentaux décrite dans le chapitre 4 a pour but de tester les influences de la présence d'un niveau de décollement salifère interstratifié sur la déformation dans une chaîne plissée (Figure 2-5). Les modèles de cette série ont la même épaisseur totale que les modèles de la première série. Deux modèles « end-members » ont été effectués. Le premier de ces modèles a les mêmes caractéristiques que le modèle « end-member » frictionnel de la série précédente. Dans le second modèle « end-member », en plus du niveau de décollement basal frictionnel, un niveau de décollement secondaire et visqueux de 0,7 cm d'épaisseur a été introduit dans la couverture de sable fin, sur toute la largeur de la boîte de déformation. En tout, dix-sept modèles expérimentaux ont été effectués dans cette série.

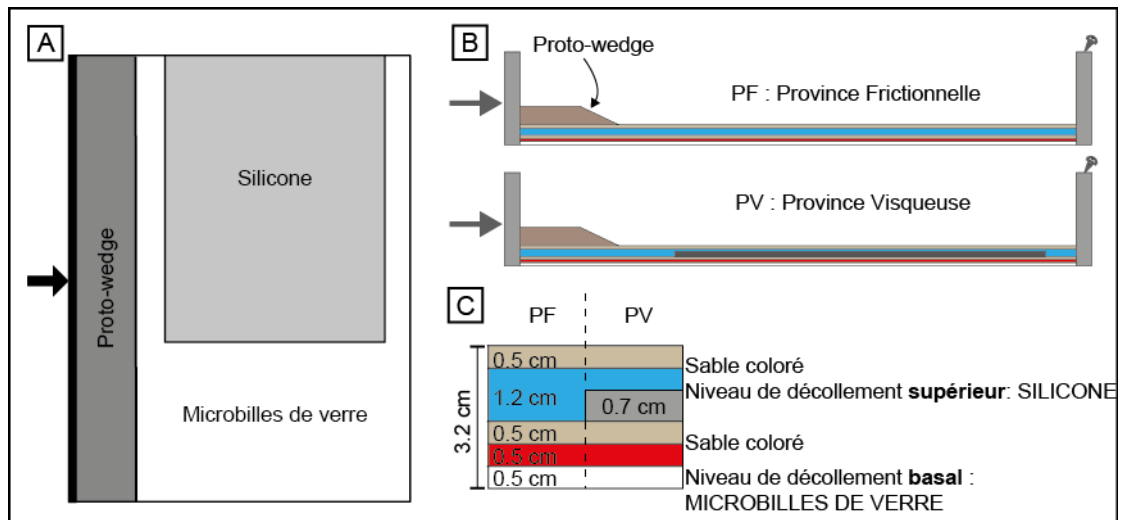


Figure 2-5 : Conditions aux limites de la série « niveau de décollement interstratifié ». A) Schéma d'un exemple en vue de dessus de la position du niveau de décollement interstratifié visqueux par rapport au niveau de décollement basal frictionnel, dans un modèle à deux provinces. B) et C) Remplissage des deux types de province.

Pour étudier l'impact de la présence d'un niveau de décollement secondaire visqueux interstratifié sur la déformation d'une chaîne plissée, différents paramètres ont été testés comme par exemple la largeur des provinces, la position de la province visqueuse dans le modèle (au centre ou sur un coté), l'épaisseur de couverture sous le niveau de décollement visqueux ou encore l'impact d'un proto-wedge anté-déformation. L'épaisseur totale des modèles et la vitesse de compression n'ont pas varié dans cette série. Dans le chapitre 4 qui est sous forme d'article soumis à *Tectonophysics*, trois modèles expérimentaux sont discutés en plus des deux modèles « end-members ». Les paramètres testés mis en avant dans cette

étude et ceux qui ont montré le plus d'impact sur le style structural et la cinématique des chaînes d'avant-pays, sont la largeur et la position des provinces visqueuses par rapport à celle des provinces frictionnelles. Les trois derniers modèles de cette série ont testé l'impact au premier ordre de la sédimentation syn-tectonique sur les interactions structurales et cinématiques dans des chaînes plissées avec un niveau de décollement secondaire visqueux.

2.3.3 Série de modèles « Processus de surface »

L'impact des processus de surface sur la déformation dans une chaîne d'avant-pays décollant sur un horizon salifère a été étudié plus en détail dans la dernière série de modèles expérimentaux dont les résultats sont discutés dans le chapitre 5. Notre approche expérimentale s'est focalisée à l'échelle d'une structure. Les modèles expérimentaux comprennent tous un niveau de décollement basal visqueux modélisé par de la silicone de 1,5 cm d'épaisseur environ. Différents paramètres ont été testés afin de déterminer quels sont ceux qui contrôlent une forte quantité de déplacement horizontal accommodée par un minimum de structures. Les paramètres testés sont les processus de surface, la pente du niveau de décollement basal, l'épaisseur de la couverture et un stade de déformation précoce induit par la subsidence d'un synclinal (Figure 2-6). La couverture de cette série de modèle est faite de sable fin GA et de sable moyen NE. La vitesse de compression est de 0,5 cm/h pour les sept modèles compressés.

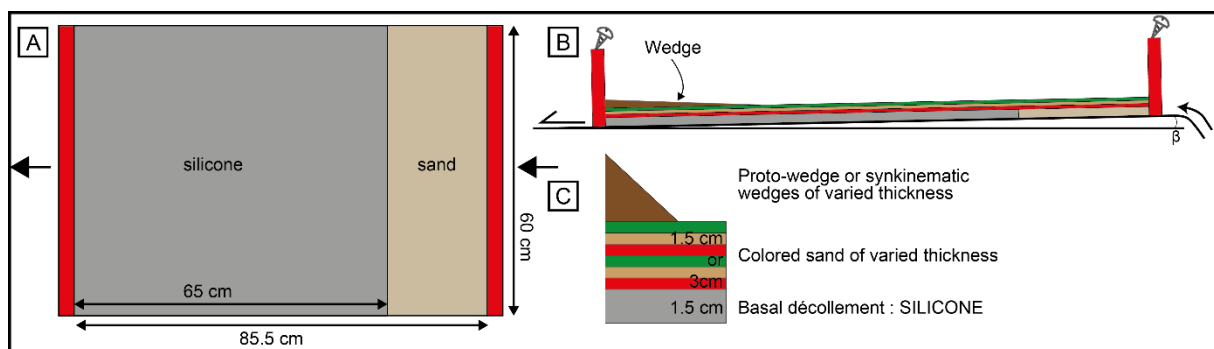


Figure 2-6 : Conditions aux limites de la série de modèles « Processus de surface ». A) Vue de dessus des conditions initiales. Tous les modèles comprennent un niveau de décollement basal de silicone de 65 sur 60 cm. B et C) Le remplissage des modèles varie selon les paramètres testés comme l'épaisseur de la couverture tabulaire ou l'épaisseur de biseaux syntectoniques.

2.4 Méthodes d'analyses

L'évolution de la déformation des modèles expérimentaux a été enregistrée par des appareils photos placés sur le côté et au-dessus des modèles, qui prenaient des photographies toutes les 30 minutes (Figure 2-1, Figure 2-2). Dans un premier temps, les photographies ont permis de créer des films des expériences en vue de dessus et vue de côté qui, grâce aux marqueurs passifs ajoutés sur la surface des modèles, aident à visualiser et comprendre qualitativement la cinématique de la déformation.

Les photographies peuvent ensuite être utilisées pour calculer des champs de vitesse en surface, notamment par des méthodes classiques de PIV (Particule Image Velocimetry) (*e.g.* Adam et al., 2005). Cette technique permet notamment de comparer deux photographies en vue de dessus prises à deux stades de raccourcissement successifs / différents. L'identification quantitative des zones statiques et des zones mobiles permet de dresser une carte de champs de déplacement entre les deux stades du modèle.

Les photographies de dessus ont également permis d'effectuer des mesures. Ainsi, dans le chapitre 4, l'évolution de la position du front de déformation a été mesurée pour chaque centimètre de raccourcissement. Ceci a permis de quantifier la propagation de la déformation dans les provinces visqueuses des modèles à deux provinces. Les photos en vue de dessus ont également été utilisées pour mesurer l'évolution de l'obliquité des structures au cours du temps.

Des modèles numériques de terrain (MNT) ont également été acquis épisodiquement lors du déroulement de chaque expérience. Acquis à des pas de temps réguliers, ces MNTs permettent de visualiser l'évolution topographique des modèles expérimentaux. Le matériel pour mesurer la topographie au sein du laboratoire de modélisation tectonique de l'Université de Lille est basée sur la méthode de projection de lumière structurée (Moiré) et comprend un vidéo-projecteur et une caméra (Figure 2-1, Figure 2-2). Ce matériel est relié à un logiciel (LIGHT3D®) qui a été développé à l'Université de Poitiers par le Laboratoire de Mécanique des Solides (Breque et al., 2004). Dans le détail, le vidéo-projecteur projette à la surface du modèle des bandes de couleurs noires et blanches. Ces bandes balayent la surface du modèle et sont enregistrées en continu par la caméra (en position azimutale). Sur le principe, dit simplement, si la topographie est plane, les franges sont parallèles. Au contraire, si une topographie est présente, les franges sont déformées par la topographie (forme des courbures et de « V »). La

compilation de seize photographies extraites de la séquence vidéo filmée par la caméra permet de déduire la topographie du modèle à partir de la déformation des franges. Un fichier de calibration d'une surface plane horizontale puis inclinée d'un angle connu est nécessaire au préalable pour ce calcul. Grâce à cette méthode, le logiciel permet de générer un fichier de topographie (X, Y, Z) directement en millimètre et avec une résolution horizontale de l'ordre du millimètre. Le fichier résultat (généré sous forme de tableau) peut être visualisé et représenté sous forme de MNT avec divers logiciels. The Generic Mapping Tools (GMT) (Wessel and Smith, 1991) a été utilisé dans le cadre de cette thèse afin de mettre en forme ces données et les analyser.

Enfin, des coupes sériées au stade final de l'expérience ont été effectuées perpendiculairement aux structures pour chaque modèle expérimental. La fréquence de ces coupes varie de 5 cm à 2 cm selon la résolution et la régularité souhaitée pour l'analyse structurale. Ces coupes ont ensuite été exploitées pour caractériser l'évolution latérale du style structural des modèles. Elles ont aussi été le support de différentes mesures comme la pente topographique (chapitre 3 et 4) ou le déplacement accommodé par des chevauchements (chapitre 3). Dans le chapitre 4, les coupes ont permis de caractériser la position du front de déformation profond, non visible en vue de dessus. Pour un des modèles du chapitre 4, ces coupes ont été utilisées lors d'un stage de Licence de 3^e année pour créer un modèle 3-D avec le logiciel Move[®] (développé par la société Midland Valley). Ce modèle 3-D a permis de mieux contraindre les changements de style structural le long du modèle. Finalement, les coupes à l'état final combinées aux vues de dessus ont permis de reconstruire et d'illustrer l'évolution complète des modèles expérimentaux par le biais de planches morpho-structurales.

2.5 Références

- Adam, J., Urai, J.L., Wieneke, B., Oncken, O., Pfeiffer, K., Kukowski, N., Lohrmann, J., Hoth, S., van der Zee, W., Schmatz, J., 2005. Shear localisation and strain distribution during tectonic faulting—new insights from granular-flow experiments and high-resolution optical image correlation techniques. *Journal of Structural Geology* 27, 283–301. doi:10.1016/j.jsg.2004.08.008
- Breque, C., Dupre, J.-C., Bremond, F., 2004. Calibration of a system of projection moiré for relief measuring: biomechanical applications. *Optics and Lasers in Engineering* 41, 241–260. doi:10.1016/S0143-8166(02)00198-7

- Costa, E., Vendeville, B.C., 2004. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: reply to comments by Hemin Koyi and James Cotton. *Journal of Structural Geology* 26, 2139–2141. doi:10.1016/j.jsg.2004.04.001
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology* 24, 1729–1739.
- Dahlen, F., Barr, T.D., 1989. Brittle frictional mountain building: 1. Deformation and mechanical energy budget. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, 3906–3922.
- Ellis, S., 1996. Forces driving continental collision: Reconciling indentation and mantle subduction tectonics. *Geology* 24, 699–702.
- Ferrer, O., Roca, E., Vendeville, B.C., 2014. The role of salt layers in the hangingwall deformation of kinked-planar extensional faults: Insights from 3D analogue models and comparison with the Parentis Basin. *Tectonophysics* 636, 338–350. doi:10.1016/j.tecto.2014.09.013
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.027
- Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 62, 355–372.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 48, 1459–1520.
- Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics* 188, 203–207.
- Lohrmann, J., Kukowski, N., Adam, J., Oncken, O., 2003. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology* 25, 1691–1711.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., Cobbold, P., 1982. Les grands décrochements de l'Est asiatique, évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental. *Cr Acad. Sci. Paris* 294, 1341–1348.
- Ramberg, H., 1981. Gravity, deformation, and the earth's crust: In theory, experiments, and geological application. Academic press, London.
- Ramberg, H., 1967. *the Earth's Crust as Studied by Centrifuged Models*. London & New York Academic Press 214.
- Santolaria, P., Vendeville, B.C., Graveleau, F., Soto, R., Casas-Sainz, A., 2015. Double evaporitic décollements: Influence of pinch-out overlapping in experimental thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 76, 35–51. doi:10.1016/j.jsg.2015.04.002
- Schellart, W., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics* 324, 1–16.
- Schreurs, G., Buitter, S.J., Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A.R., Daniel, J., Hoth, S., Koyi, H.A., Kukowski, N., others, 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON* 253, 1.

- Sellier, N.C., Vendeville, B.C., Loncke, L., 2013. Post-Messinian evolution of the Florence Rise area (Western Cyprus Arc) Part II: Experimental modeling. *Tectonophysics* 591, 143–151. doi:10.1016/j.tecto.2011.07.003
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A., Armijo, R., Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10, 611–616.
- Weijermars, R., Jackson, M., Vendeville, B., 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics* 217, 143–174.
- 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. doi:10.1016/0031-9201(86)90021-X
- Wessel, P., Smith, W.H., 1991. Free software helps map and display data. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 72, 441–446.

Chapitre 3

Modélisation analogique d'un
changement latéral de la résistance du
niveau de décollement basal dans une
chaîne plissée : interactions structurales
et cinématiques

3.1 Introduction

La géométrie et la cinématique des chaînes plissées est généralement interprétée dans le cadre de la théorie du prisme de Coulomb (Chapple, 1978; Dahlen, 1990; Davis et al., 1983) qui stipule que les propriétés mécaniques comme la résistance des matériaux formant le prisme et celle du décollement basal sont des paramètres majeurs qui contrôlent la croissance du prisme (*e.g.* Davis and Engelder, 1985; Huiqi et al., 1992; Malavieille et al., 1992). Le niveau de découplage est généralement composé de roches à faible résistance, comme par exemple des évaporites ou des argiles en surpression.

La structure et la cinématique de chaînes plissées qui se déforment au-dessus d'un décollement salifère ou évaporitique, par exemple, le Jura, les Pyrénées, les Salt Range du Pakistan, la chaîne de Kuqa dans le Tian Shan (Chine), le bassin de Huallaga au Pérou, la chaîne Est du Sichuan (Chine), entre autres, ont fait l'objet de nombreuses études tant sur le terrain qu'en laboratoire (*e.g.* Ahmad Abir et al., 2015; Chen et al., 2004; Hermoza et al., 2005; Sommaruga, 1999; Vergés et al., 1992).

Des variations latérales de la géométrie d'une chaîne plissées peuvent avoir diverses causes. Dans les Andes par exemple, les variations latérales de l'architecture de la chaîne sont attribuées à divers paramètres, comme par exemple des différences d'épaisseurs latérales des sédiments, des variations climatiques, un changement de contrainte tectonique ou encore un changement du régime de subduction (*e.g.* Macellari and Hermoza, 2009; McQuarrie et al., 2008; Ramos, 2010; Ramos and Folguera, 2009).

La déformation dans les chaînes plissées peut aussi varier latéralement à cause d'un héritage structural de socle. La zone sub-andine péruvienne (versant oriental des Andes centrales) par exemple, se propage sur un socle hétérogène, lié à la paléogéographie de la zone avant déformation. La propagation de la déformation est contrôlée au Nord, par la présence d'un rift hérité d'âge mésozoïque et oblique à la chaîne. Au Sud, la déformation se propage au sein d'une plate-forme silicoclastique (Gil Rodriguez et al., 2001). Le style structural de la zone sub-andine péruvienne passe donc d'une déformation de socle transpressive, à une déformation de couverture. Tout l'avant-pays andin, du Venezuela à l'Argentine témoigne de cette segmentation liée à différents héritages tectoniques et stratigraphiques (Kley et al., 1999).

Qayyum et al. (2015) ont montré que le style structural du Potwar Plateau / Salt Range (Pakistan) varie de part et d'autre d'une rampe de socle, créée par une faille normale. Cette rampe, comparable à une faille de déchirure (Philippe, 1994), remobilise le niveau de décollement évaporitique et sépare un domaine où la déformation est dominée par des plis de rampe (Suppe, 1983), d'un domaine où la déformation est plus complexe et marquée par des plis de propagation (Mitra, 1990). Une variation dans l'épaisseur du niveau de décollement basal peut également affecter le style structural le long d'une chaîne plissée, permettant l'activation ou non de niveaux de décollement intermédiaires (Farzipour-Saein and Koyi, 2016).

En modélisation expérimentale, de nombreuses équipes se sont intéressées à l'étude des mécanismes de déformation d'une chaîne plissée se développant sur un niveau de décollement basal de faible résistance mécanique ; qu'il s'agisse d'un niveau de décollement frictionnel composé de microbilles de verre (*e.g.* Bose et al., 2009; Huiqi et al., 1992; Mulugeta, 1988; Nilfouroushan et al., 2008; Teixell and Koyi, 2003) ou bien d'un niveau de décollement basal visqueux composé de silicone (*e.g.* Costa et Vendeville, 2002; Smit et al., 2003). Le rôle de ces différents niveaux de décollement a également été étudié en modélisation numérique (Burbidge and Braun, 2002; Hardy et al., 2009; Naylor et al., 2005; Nilfouroushan et al., 2012; Ruh et al., 2012; Simpson, 2009; Stockmal et al., 2007). Les deux types de modélisation indiquent que les pentes moyennes topographiques de ces chaînes sont faibles (entre 1.5 et 7° pour des décollements à friction basale faible ; Huiqi et al., 1992; Malavieille et al., 1992). Ces pentes peuvent même atteindre des valeurs très faibles (<1°) dans le cas des décollements visqueux, possédant typiquement une très faible résistance mécanique (Davis et Engelder, 1985). Dans le cas des décollements visqueux qui nous intéressent, leur présence affecte significativement la cinématique de la déformation car ils impliquent classiquement une propagation de la déformation plus rapide vers l'avant-pays que dans des chaînes plissées à niveau de décollement frictionnel (Cotton and Koyi, 2000). Dans cette étude, la terminaison du niveau de décollement est appelée pinch-out externe et pinch-out interne dans les parties externe et interne de la chaîne, respectivement. Si le niveau de décollement visqueux se termine brutalement vers les parties externes du bassin, la déformation est susceptible de se propager rapidement vers l'avant-pays et d'atteindre précocement cette singularité rhéologique (*e.g.* Costa and Vendeville, 2002). La déformation ne se propage alors plus en séquence, par opposition à une chaîne plissée se déformant sur un décollement frictionnel

(e.g. Huiqi et al., 1992), mais alterne entre l'avant et l'arrière de la chaîne plissée (Costa et Vendeville, 2002). La séquence de déformation est alors contrôlée par un couplage frictionno-visqueux entre la couverture et le décollement, qui correspond à la résistance relative entre les niveaux frictionnels et visqueux (Bonini, 2001; Smit et al., 2003). Un fort couplage frictionno-visqueux dans un biseau en compression engendrera une déformation en séquence. Au contraire, un faible couplage frictionno-visqueux montrera une séquence de déformation typiquement hors séquence, de l'avant du biseau à l'arrière. Smit et al. (2003) ont estimé une valeur sans dimension de couplage en faisant le rapport de la contrainte cisailante du décollement visqueux avec la contrainte cisailante de la couverture fragile. Une valeur seuil de 30 a été calculée pour ce couplage, en dessous de laquelle les chevauchements se développent. Le premier chevauchement se forme en fonction de la localisation de cette valeur dans le biseau.

Enfin, la position du pinch-out externe du décollement visqueux joue un rôle dans la propagation de la déformation. La déformation dans un biseau frictionno-visqueux se propage jusqu'à cette terminaison, puis le front de déformation n'avance pas pendant une certaine durée, jusqu'à ce que la couverture au-dessus du décollement ait atteint un maximum de déformation. La déformation se propage ensuite à l'avant du pinch-out externe du décollement visqueux (Bahroudi and Koyi, 2003).

Le changement latéral de nature du niveau de décollement basal dans les chaînes plissées est un paramètre assez bien observé sur le terrain (e.g. Bahroudi and Koyi, 2003; Luján et al., 2003; Vidal-Royo et al., 2009) qui a été étudié de manière récurrente en modélisation expérimentale, aussi bien pour des changements de nature de décollements frictionnels (Calassou et al., 1993; Colletta et al., 1991; Macedo and Marshak, 1999; Turrini et al., 2001) que pour des passages d'un niveau frictionnel à un niveau visqueux (Bahroudi and Koyi, 2003; Cotton and Koyi, 2000; Koyi and Sans, 2006; Letouzey et al., 1995; Luján et al., 2006, 2003; Ruh et al., 2014; Schreurs et al., 2003, 2002; Nilforoushan and Koyi, 2007 ; Vidal-Royo et al., 2009; Munteanu et al., 2013). Là encore, cette problématique a également été analysée en modélisation numérique (Ruh et al., 2014). Dans ces travaux, les modèles déformés étaient typiquement composés de deux ou trois provinces adjacentes possédant des résistances basales variables. La déformation ne se propageant pas à la même vitesse dans les deux provinces, ce type de conditions aux limites génère classiquement un front de déformation courbe (Figure 3-1). Le maximum de courbure du front de déformation se localise alors au

niveau d'une zone de transfert située à l'aplomb du changement brutal de résistance basale. Cette zone de transfert possède également une déformation conjuguant décrochement et compression (transpression) (Calassou et al., 1993; Cotton and Koyi, 2000).

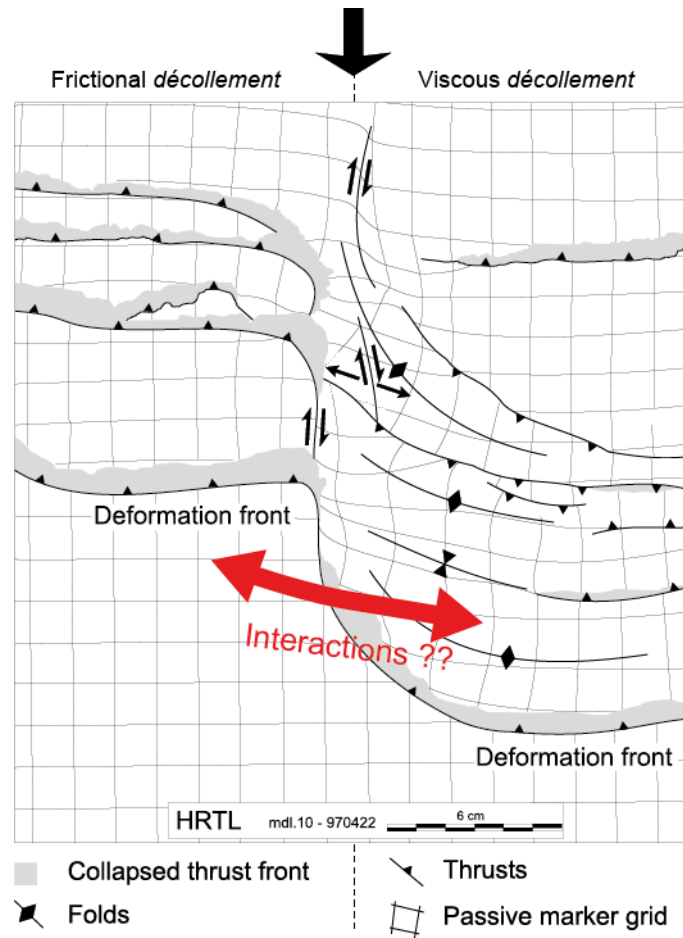


Figure 3-1 : Schéma d'une vue de dessus d'un modèle expérimental dont le niveau de décollement change latéralement (modifié d'après Cotton et Koyi, 2000). La déformation se propage plus dans l'avant-pays de la partie frictionno-visqueuse que dans la partie complètement frictionnelle du modèle. Le front de déformation est donc courbe et son maximum de courbure se situe à la limite entre les deux domaines, qui correspond à une zone de transfert caractérisée par des failles transpressives.

La séquence de déformation dans des modèles à deux provinces s'effectue globalement en séquence dans les deux provinces ; la déformation n'atteignant que très tardivement le pinch-out externe du niveau de décollement visqueux (e.g. Luján et al., 2006, 2003). Cette observation a soulevé la problématique suivante :

- pourquoi dans les modèles expérimentaux de chaîne plissée à une seule province décollant sur un niveau visqueux, la déformation s'initie-t-elle à l'avant du biseau (voire au pinch-out externe du niveau de décollement et se propage-t-elle hors séquence (Costa and Vendeville, 2002; Smit et al., 2003) alors que ce n'est pas forcément le cas dès lors qu'une province frictionnelle est adjacente à la province frictionno-visqueuse (e.g. Bahroudi and Koyi,

2003; Cotton and Koyi, 2000; Luján et al., 2003; Munteanu et al., 2013; Nilforoushan and Koyi, 2007; Schreurs et al., 2003, 2002). Il est crucial de dénouer cette question car les implications sur le terrain sont importantes par exemple dès lors que l'on cherche à connaître la séquence de déformation dans une chaîne plissées (active ou fossile) et qu'aucun marqueur sédimentaire (tel que des strates de croissances) ne permet de la caractériser. En première réflexion, il est simple d'envisager que des interactions structurales et cinématiques puissent exister entre les deux provinces ; d'autant plus que certaines unités tectoniques dans les modèles semblent partiellement enjamber les deux provinces (Figure 3-1).

Afin d'avancer sur cette problématique, les questions suivantes sont abordées dans ce chapitre :

- Une province frictionnelle a-t-elle une influence sur le style structural et/ou sur la cinématique d'une province visqueuse adjacente ?
- Et inversement, une province visqueuse peut-elle influencer le style structural et la cinématique d'une province frictionnelle adjacente ?

Pour répondre à ces questions, une série de modèles expérimentaux possédant deux provinces rhéologiques (une province frictionnelle adjacente à une province frictionno-visqueuse) a été construite afin de tester comment des chaînes plissées interagissent lorsqu'elles se développent sur des niveaux de décollement basal changeant de nature latéralement. Ces modèles sont comparés à des modèles simples (qualifiés de « end-members ») composés d'une seule province.

3.2 Méthodologie

3.2.1 Matériel et méthode

L'approche expérimentale concerne la modélisation d'une chaîne plissée dont la nature du niveau de décollement basal varie latéralement le long de la chaîne. Le décollement basal passe latéralement d'un niveau frictionnel constitué de microbilles de verre, à un niveau de décollement visqueux. La couverture sédimentaire a été modélisée par du sable fin (GA 39, produit par Sibelco) dont les caractéristiques sont détaillées dans le chapitre précédent. Le sable était coloré et chaque interface entre les niveaux de sable a été mise en évidence par

un marqueur noir. Le niveau de décollement visqueux est formé de 0,5 cm de silicone SGM36, qui est un bon analogue de la halite.

La mise à l'échelle est détaillée dans le chapitre 2. 1.5 km dans la nature sont équivalents à 1 cm dans les modèles. Les mises en équation du rapport modèle/nature pour la contrainte normale, la viscosité et le temps indiquent qu'une heure de déformation des modèles équivaut à environ 190 000 ans dans la nature. La durée totale du raccourcissement de chaque modèle équivaut à 12 Ma. Il résulte du calcul du rapport modèle-nature pour les vitesses de déformation que 0.5 cm/h dans les modèles correspond à environ 4 mm/an dans la nature.

3.2.2 Protocole expérimental

Cinq expériences ont été menées au Laboratoire de Modélisation Tectonique à l'Université de Lille 1. Quatre (M01- M04) ont été conduites dans une même boîte de modélisation de 91 cm de long et 60 cm de large. La dernière (M05) a été construite dans une boîte de 91 cm de longueur par 125 cm de largeur. La première boîte était limitée par 3 vitres fixes et un mur mobile, la seconde n'avait pas de vitre fixe à son extrémité. La base des deux boîtes était plate. La friction latérale le long des vitres a été réduite par l'ajout d'une fine couche de silicone (Costa and Vendeville, 2002; Santolaria et al., 2015). Ce paramètre technique sera abordé plus loin. Il a déjà fait l'objet d'une discussion scientifique (Costa and Vendeville, 2004; Koyi and Cotton, 2004). Il s'agit d'un paramètre qu'il est nécessaire de maîtriser dès lors que l'on emploie des rhéologies visqueuses et frictionnelles dans un même protocole.

La compression était effectuée par un piston contrôlé par un moteur pas-à-pas. Dans chaque expérience, le piston poussait le mur mobile à une vitesse de 0.5 cm/h. Le raccourcissement total appliqué au modèle était de 31-32 cm, soit 34 % de convergence. L'évolution de la déformation a été enregistrée par deux appareils photographiques positionnés en vue azimutale et oblique. Ils ont capturé des images toutes les 30 minutes de raccourcissement à partir desquelles des films des expériences ont été réalisés. L'acquisition de modèles numériques de terrain (MNT) régulièrement durant l'expérience a permis l'enregistrement de la topographie à différents stades de raccourcissement (pour des détails sur la méthode, voir Breque et al., 2004; Santolaria et al., 2015).

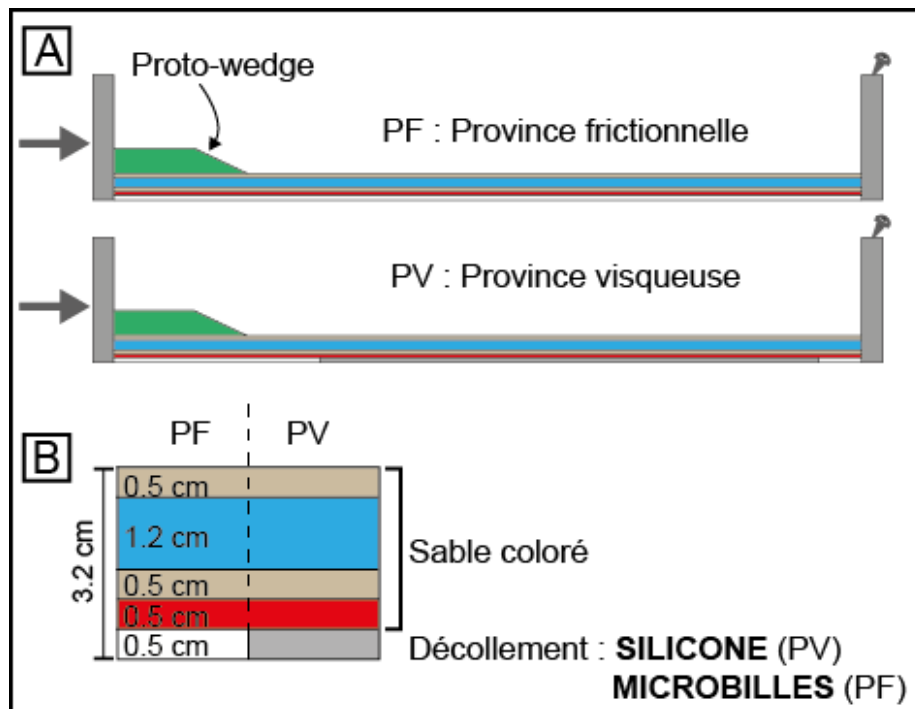


Figure 3-2 : Dispositif expérimental. A) Vue en coupe des provinces frictionnelle et visqueuse. B) Remplissage détaillé de chaque province.

Tous les modèles réalisés comprenaient cinq couches d'une épaisseur totale initiale de 3.2 cm (Figure 3-2). La couverture fragile était composée de 4 niveaux de sable coloré et reposait sur un niveau de décollement basal. Dans notre protocole, la segmentation de la déformation était induite par un changement dans la nature du niveau de décollement basal dans l'avant-pays et le long de la chaîne (Figure 3-3). Dans les provinces qualifiées de « Frictionnelles », le décollement basal était uniforme et composé de microbilles de verre (Figure 3-2 et Figure 3-3). Dans les provinces adjacentes qualifiées de « Visqueuses », une partie du décollement basal de microbilles de verre était remplacée par la même épaisseur de silicone (Figure 3-2 et Figure 3-3). Dans ces dernières provinces visqueuses, le niveau de silicone était long de 60 cm, et la terminaison interne (appelé pinch-out interne) était initialement située à 25 cm du mur mobile. Qualifier les provinces dotées de silicone comme « Visqueuses » est une imprécision puisque ces provinces sont rigoureusement de rhéologie « frictionno-visqueuse » (décollement basal frictionnel en proximal et distal, et visqueux entre les deux ; couverture purement frictionnelle). Ce choix a été fait par simplicité d'écriture et afin d'alléger la lecture du manuscrit.

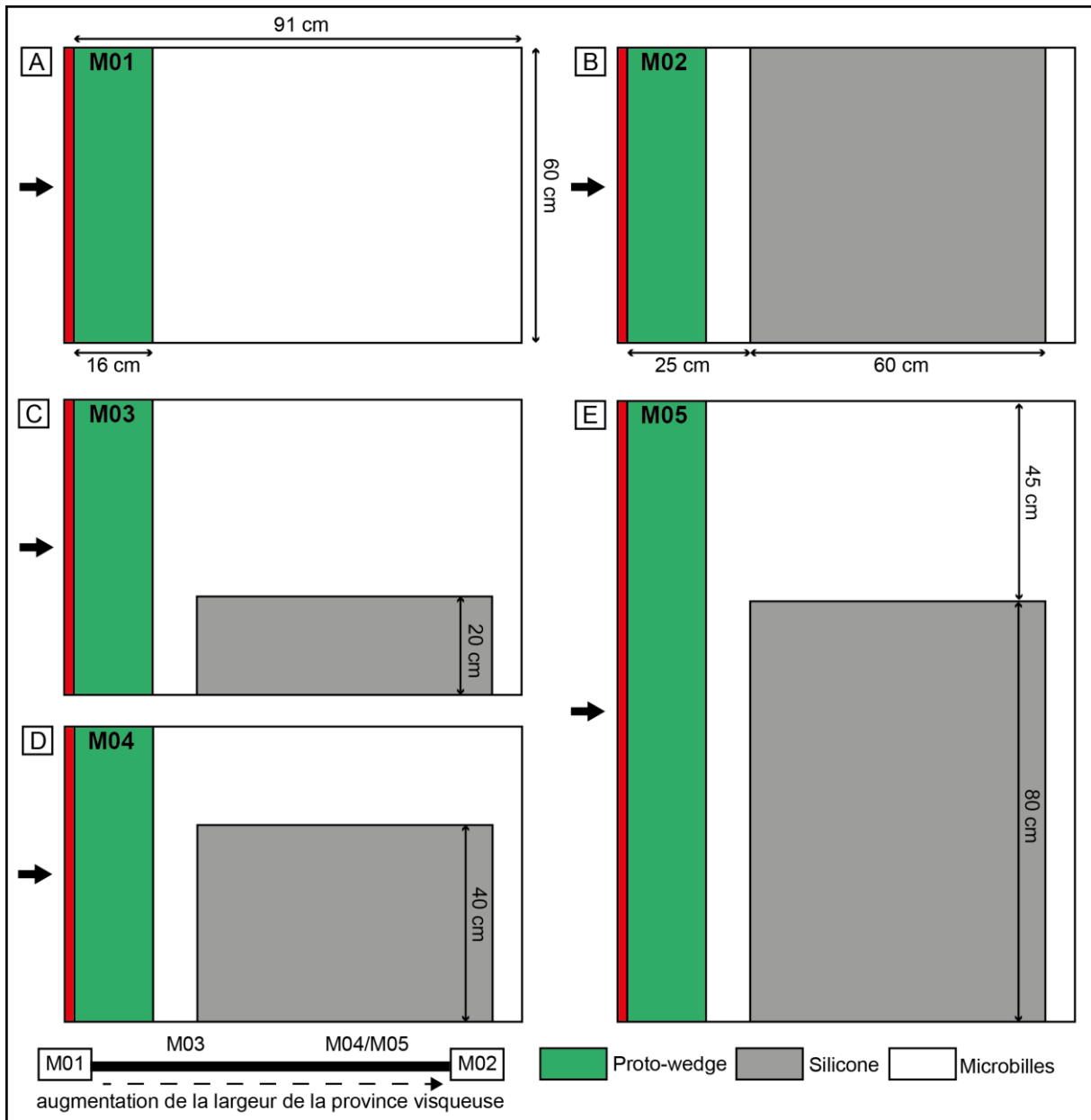


Figure 3-3 : Vues de dessus des conditions initiales des modèles expérimentaux. A et B) Modèles à une province (« end-members »). C, D et E) Modèles à deux provinces.

Dans le protocole expérimental, les largeurs relatives des deux provinces frictionnelles et visqueuses adjacentes varient. Les modèles à deux provinces ont été comparés aux expériences « end-member » à une seule province (Tableau-3-1).

	Nombre de Province(s)	Largeur Province Frictionnelle (cm)	Largeur Province Visqueuse (cm)
M01	1	60	0
M02	1	0	60
M03	2	20	40
M04	2	40	20
M05	2	45	80

Tableau 3-1: Protocole expérimental détaillant les largeurs des provinces visqueuse et frictionnelle dans chaque modèle expérimental.

Les deux premiers modèles (M01 et M02) sont les « end-members » et ne possèdent donc pas de variations latérales des propriétés rhéologiques (Figure 3-3). Ils représentent les modèles « types » auxquels le style structural et l'évolution cinématiques des provinces frictionnelles et visqueuses des modèles à 2 provinces sont comparés. Les effets de bords le long des vitres étant réduits par lubrification avec de la silicone (même pour le « end-member » frictionnel), ces deux « end-members » représentent des modèles à largeur théoriquement infinie. Le troisième modèle testé (M03) comprenait une province visqueuse de 20 cm de large et une province frictionnelle de 40 cm (Figure 3-3). Le quatrième modèle (M04) comprenait une province visqueuse de 40 cm de large et une province frictionnelle de 20 cm. Le cinquième (M05) comprenait une province visqueuse de 80 cm de large et une province frictionnelle de 45 cm. Enfin, dans tous ces modèles, un proto-wedge tabulaire de 3 cm d'épaisseur et de 16 cm de longueur a été ajouté le long du mur mobile. Son objectif est de représenter un arrière-pays initialement déformé (Graveleau et al., 2012 et références associées).

3.3 Résultats des modèles expérimentaux

3.3.1 Modèles à une province (end-members)

L'état final du modèle purement frictionnel M01 montre une topographie typiquement en forme de biseau avec une pente moyenne assez forte d'environ 17° (Figure 3-4, B). Il est composé de trois chevauchements imbriqués apparus en séquence (Figure 3-4, A et B) par accrétion frontale (e.g. Huiqi et al., 1992). Les chevauchements s'enracinent dans le niveau de

décollement basal composé de microbilles de verre. En vue de dessus et en coupe, le stade final du modèle montre des structures très cylindriques et aucune variation latérale significative du style structural (Figure 3-4, A et B). Le front de déformation se situe à environ 36 cm de la position finale du mur mobile.

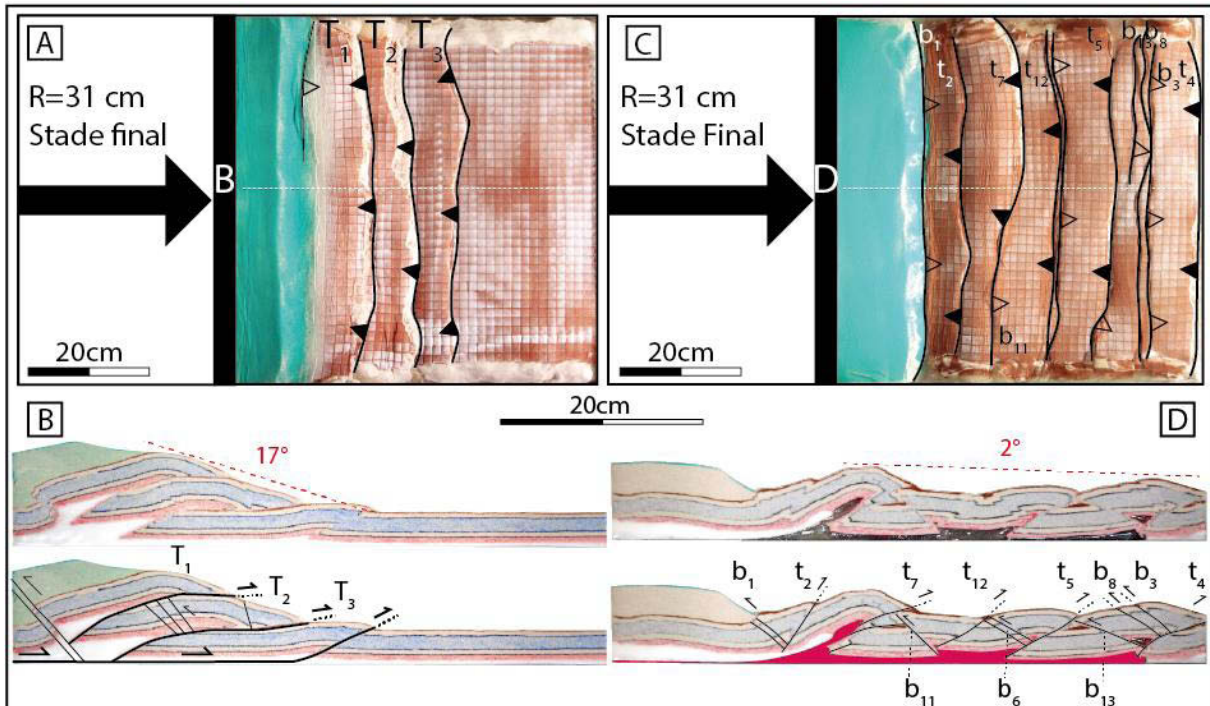


Figure 3-4 : États finaux des modèles à une province. A) Vue de dessus et B) coupe du modèle à une province frictionnelle. C) Vue de dessus et D) coupe du modèle à une province visqueuse. Les coupes sont localisées par les lignes en pointillés blancs. Sur les vues de dessus, les triangles pleins et vides caractérisent les chevauchements et rétro-chevauchements, respectivement. Les structures sont numérotées par ordre d'apparition. T (Thrust) sont pour les chevauchements qui s'enracinent sur le niveau de microbilles de verre, dans le modèle frictionnel. Les chevauchements et rétro-chevauchements qui se détachent au-dessus du décollement visqueux sont nommés t et b (thrust et backthrust).

Le modèle présentant une seule province et décollant sur un niveau de décollement visqueux évolue par contre de manière très différente. En effet, la déformation se répartit sur 11 chevauchements et rétro-chevauchements (Figure 3-4 C et D). La pente moyenne du modèle au stade final est très faible, 2° environ. Le stade final apparaît relativement cylindrique en vue de dessus avec cependant quelques structures de second ordre. La déformation est caractérisée par des chevauchements et retro-chevauchements limitant plusieurs pop-ups qui s'enracinent dans le niveau de décollement visqueux. D'un point de vue cinématique, la déformation s'initie à l'aplomb du proto-wedge, par la formation d'un pop-up bordé par un retro-chevauchement et un chevauchement (b1 et t2 ; Figure 3-4 C et D). Après 6 cm de raccourcissement, la déformation se propage rapidement jusqu'au pinch-out externe

du décollement visqueux, générant les structures b3 et t4. Les structures successives se forment ensuite hors séquence, c'est à dire en arrière du front de déformation, et alternent entre l'arrière et l'avant de la chaîne plissée.

3.3.2 Modèles à deux provinces

La description des modèles suivants se fait en s'appuyant sur des planches illustrant l'évolution morpho-structurale de chaque modèle, ainsi que sur des coupes à l'état final, prise dans le centre de chaque province.

3.3.2.1 Étroite province visqueuse

Ce modèle correspond au modèle M03 (Figure 3-3, C) qui comprend une étroite (20 cm) province visqueuse et une large (40 cm) province frictionnelle. Le biseau qui se développe dans la province frictionnelle présente des caractéristiques géométriques très comparables à celles du modèle « end-member » frictionnel. En effet, le prisme est composé de 2 chevauchements matures et d'un chevauchement naissant (Figure 3-5, F et G) qui s'enracinent dans le niveau de décollement basal. Ces chevauchements se sont formés en séquence. La pente moyenne du prisme est de 15° environ (Figure 3-5, G). Le style structural est très cylindrique. Au centre de la province, le front de déformation se situe à 37 cm du mur mobile. La limite entre les provinces frictionnelle et visqueuse est marquée par une courbure du front de déformation (Figure 3-5, C et D, par exemple). Cette zone de courbure est caractérisée par une faille de transfert décrochante, similaire à celle de la Figure 3-1. À ce niveau, le front de déformation dans la province frictionnelle se courbe. La longueur du front de déformation dans cette province augmente en comparaison à la position du front au centre de la province. Le chevauchement frontal T3 se branche sur la faille de transfert (Figure 3-5, F).

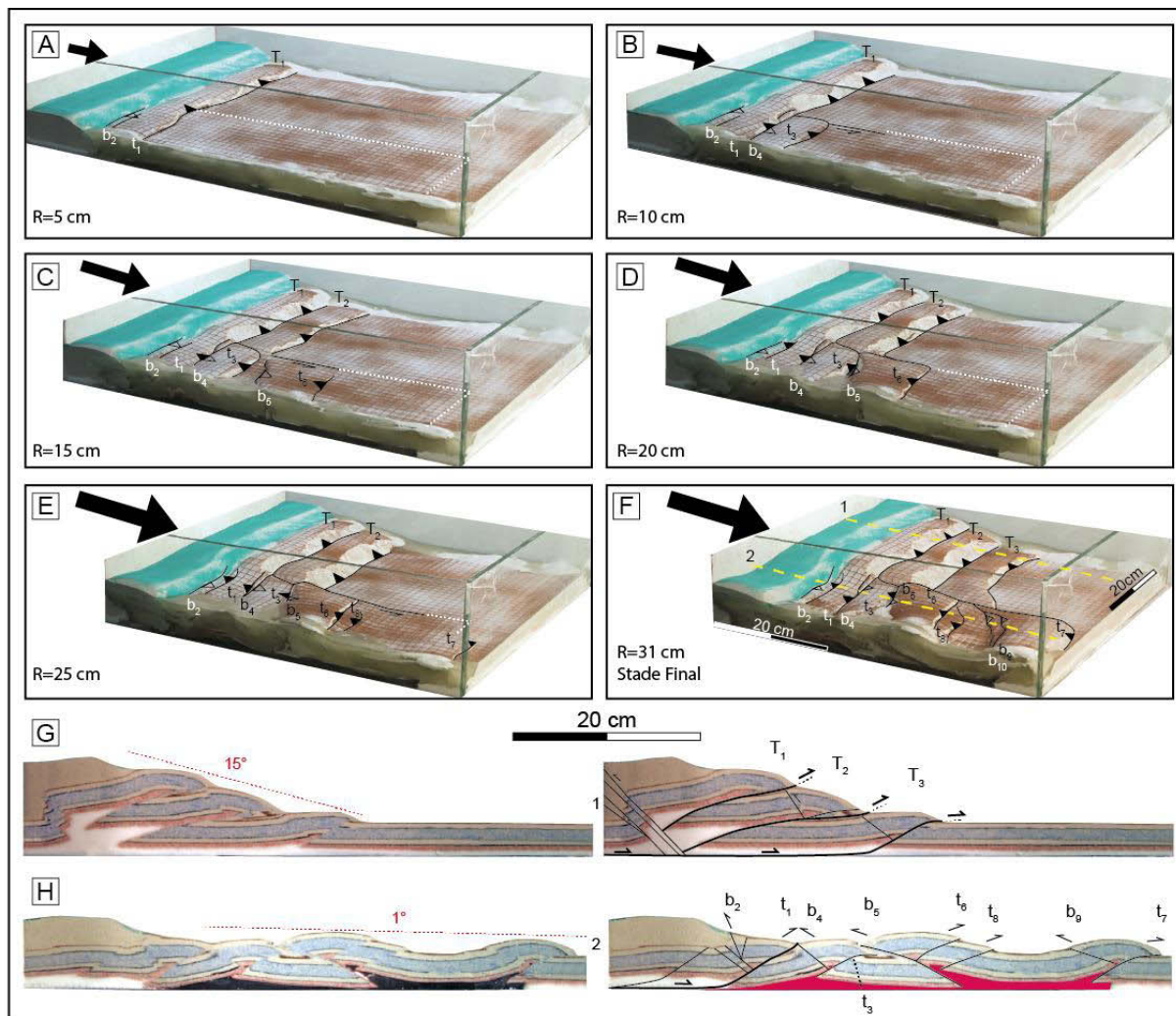


Figure 3-5 : A à F : Séquence morpho-structurale en vue oblique du modèle à deux provinces avec une province visqueuse étroite (M04). La position de la province visqueuse est marquée par les pointillés blancs. G et H : Coupes à l'état final au centre de chaque province. La position des coupes est indiquée en jaune sur la vignette F. La légende est la même que pour la Figure 3-4.

Dans la province visqueuse, le style structural est comparable à celui du modèle end-member visqueux. En effet, le modèle est composé de chevauchements et rétrochevauchements qui s'enracinent dans le niveau de décollement visqueux (Figure 3-5, H). Le style structural ne varie pas le long de la province visqueuse car ses dimensions sont trop réduites. La pente topographique moyenne de surface est d'environ 1° . Une différence majeure par rapport au modèle « end-member » visqueux M02 concerne la séquence de déformation. Elle est typiquement hors séquence » pour le modèle « end-member » visqueux tandis qu'elle apparaît « en-séquence » pour ce modèle. Dans le détail, les premières structures apparaissent à l'aplomb du proto-wedge dans les deux cas (Figure 3-5, A et C) mais les structures suivantes (des pop-ups) se propagent en séquence. La déformation n'atteint

que tardivement (à 24 cm de raccourcissement) le pinch-out externe du niveau de décollement visqueux.

3.3.2.2 Moyennement large province visqueuse

Ce modèle correspond au modèle M04 (Figure 3-3, D) qui comprend une large province visqueuse (40 cm) adjacente à une étroite province frictionnelle (20 cm). Dans la province frictionnelle, le prisme qui se forme est comparable à celui du modèle « end-member » et du modèle précédent (M03). Il est constitué de 3 chevauchements qui s'enracinent dans le niveau de décollement de microbilles de verre (Figure 3-6, G). Ces structures se forment en séquence (Figure 3-6, A-F). La pente moyenne est d'environ 12°. Au centre de la province, le front de déformation se situe à 40 cm du mur mobile. Cette distance augmente sensiblement à mesure que l'on se rapproche de la limite entre les 2 provinces. Le front de déformation y est convexe vers l'avant-pays. La limite entre les provinces est caractérisée par une faille de transfert qui connecte les fronts de déformation de chaque province.

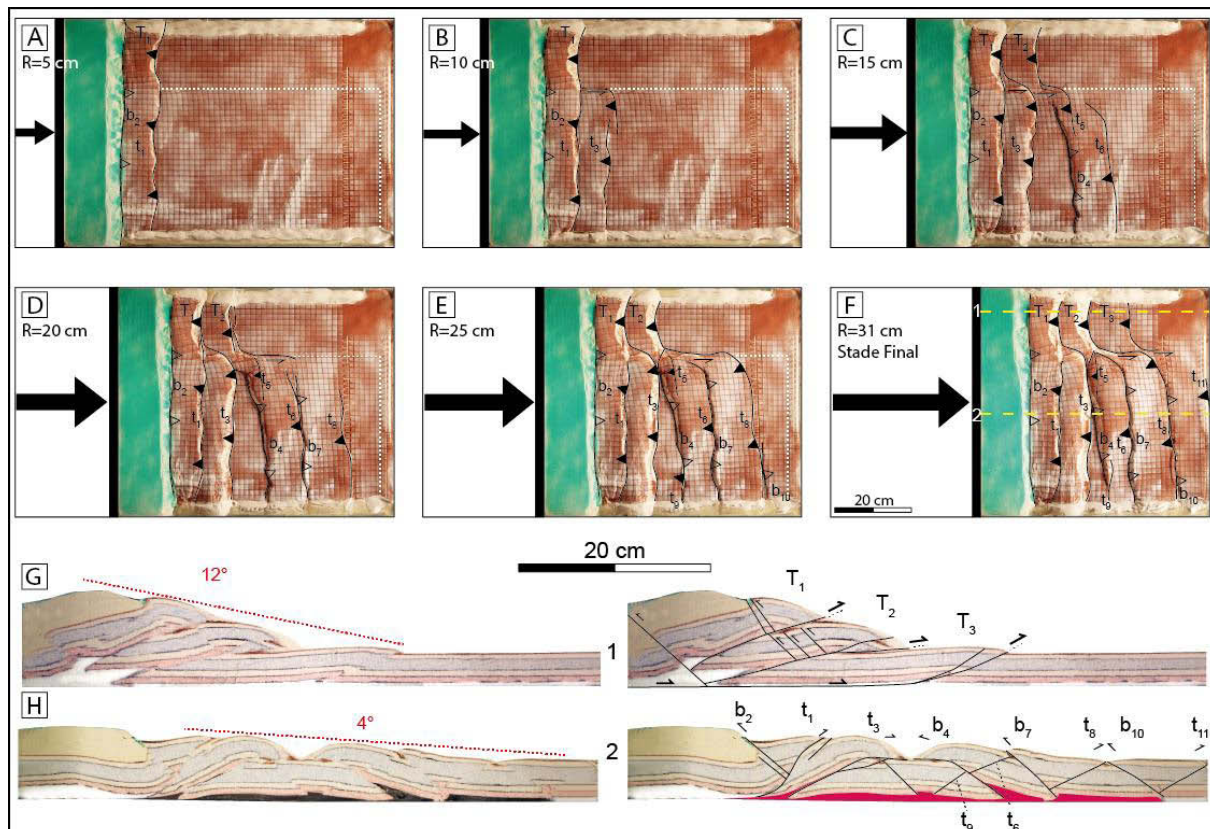


Figure 3-6 : A à F : Séquence morpho-structurale en vue de dessus du modèle à deux provinces avec une large province visqueuse (40 cm, M04, Figure 3-3, D). G et H : Coupe au centre de chaque province à l'état final. Elles sont localisées en pointillés jaunes sur la vignette F. La légende est la même que pour les Figure 3-4 et Figure 3-5.

Dans la province visqueuse, le style de déformation est relativement cylindrique et souligné, comme pour les précédents modèles, par des séries de pop-ups bordés par des chevauchements et rétro-chevauchements qui s'enracinent dans le niveau de décollement visqueux (Figure 3-6, H). La pente topographique moyenne de surface dans la province visqueuse est de 4° environ. Comme pour le modèle précédent, la propagation de la déformation dans la province visqueuse s'effectue globalement en séquence (Figure 3-6, F). Elle s'initie au niveau du proto-wedge, et atteint tardivement le pinch-out externe de la silicone (26 cm de raccourcissement). Les structures apparaissent de manière sensiblement oblique dans la province visqueuse ; de manière plus marquée à partir de 15 cm de raccourcissement (Figure 3-6, C).

3.3.2.3 Très large province visqueuse

Ce modèle correspond au modèle M05 (Figure 3-3, E) qui comprend une très large province visqueuse (80 cm) adjacente à une large province frictionnelle (40 cm). Dans la province frictionnelle, le prisme qui se forme est comparable à celui du modèle « end-member » et des modèles précédents. Il est constitué de 4 chevauchements branchés dans le niveau de décollement basal de microbilles de verre (Figure 3-7, G). Ces structures se forment en séquence (Figure 3-7, A-F). La pente moyenne est faible, environ 8°, en raison de la nucléation d'une quatrième structure. Au centre de la province, le front de déformation se situe à 42 cm du mur mobile. Comme pour les modèles précédents à deux provinces, cette distance augmente sensiblement en direction de la province visqueuse (front de déformation convexe vers l'avant-pays). La limite entre les provinces est caractérisée par des séries de failles décrochantes en échelon qui connectent tardivement (vers 25 cm de raccourcissement) les fronts de déformation de chaque province. Entre temps, une déformation diffuse connecte cinématiquement les deux domaines.

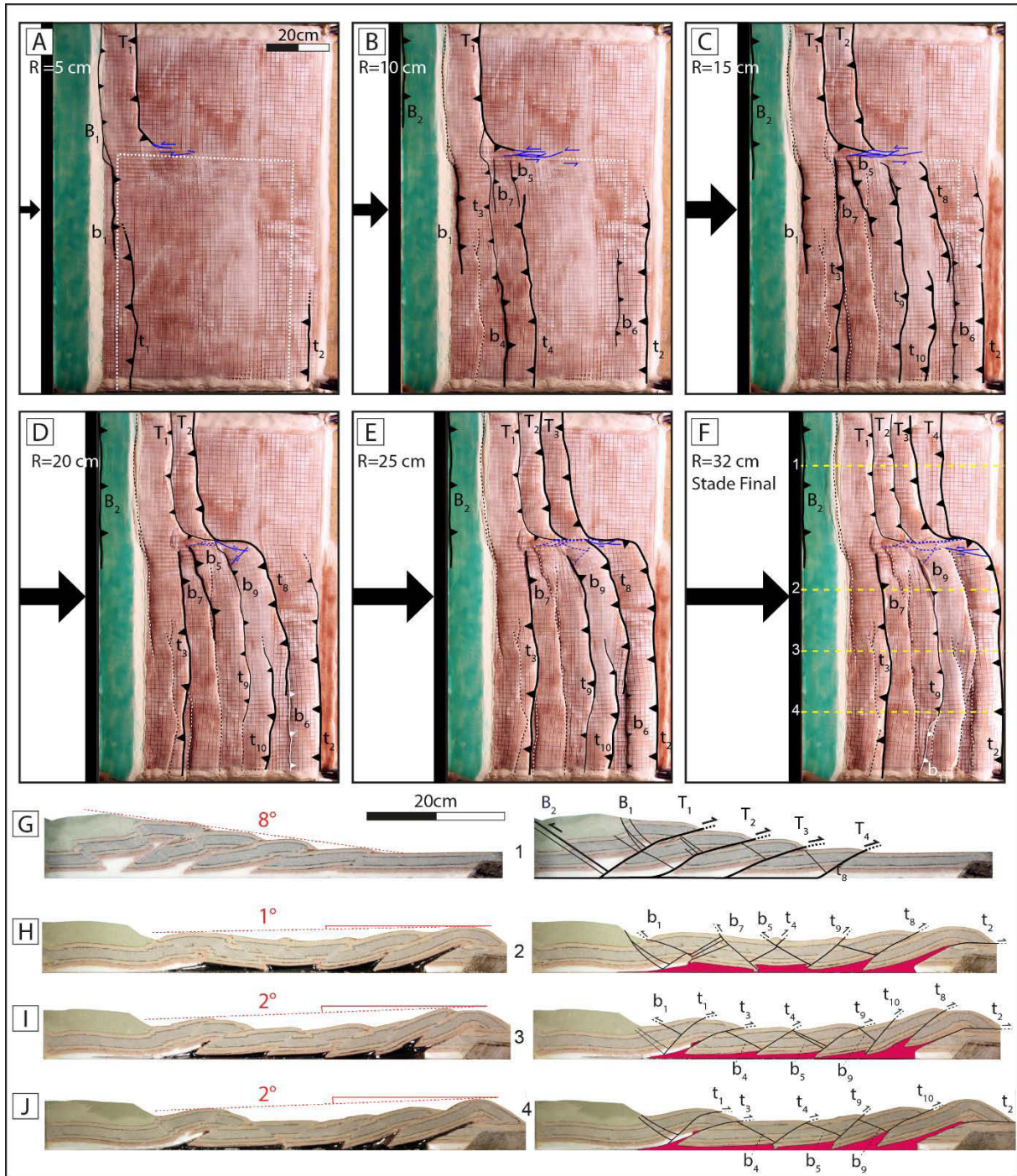


Figure 3-7 : A à F : Séquence morpho-structurale en vue de dessus du modèle à deux provinces avec une très large province visqueuse (80 cm, M05, Figure 3-3, E). G : Coupe à l'état final au centre de la province frictionnelle. H-J : Coupes à l'état final au sein de province visqueuse. Les coupes sont localisées en pointillés jaunes sur la vignette F. La légende est la même que pour les Figure 3-4 et Figure 3-5.

Dans la province visqueuse, une première différence notable par rapport aux précédents modèles à deux provinces concerne l'évolution cinématique de la déformation. En effet, le front de déformation atteint très précocement le pinch-out externe du niveau de silicone (dès 5 cm de raccourcissement) dans le domaine le plus éloigné de la province frictionnelle (Figure

3-7, A). La propagation de la déformation au pinch-out externe du niveau de silicone se fait plus tardivement vers la limite entre les deux provinces (de 10 à 20 cm de raccourcissement ; Figure 3-7, B-E). On observe donc une propagation latérale (vers la province frictionnelle) du front de déformation au niveau du pinch-out du niveau visqueux. D'un point de vue séquence de déformation, la déformation s'effectue globalement hors-séquence dans la province visqueuse puisqu'après l'activation de structures au front du proto-wedge (t1 et b1 ; Figure 3-7, A), la déformation se propage au pinch-out externe (t2) avant de revenir en arrière en alternant avec la nucléation de structures plus externes (t8, t10) et plus internes (t4, t9).

Une autre différence notable par rapport aux précédentes expériences concerne la vergence des structures. En effet, la séquence morpho-structurale ainsi que les coupes au stade final (Figure 3-7, H-J) indiquent assez nettement que les structures loin de la province frictionnelles sont principalement à vergence vers l'avant-pays tandis que les structures à proximité de la province frictionnelle comportent davantage des vergences vers l'arrière-pays (rétro-vergence).

Comme pour les deux modèles précédents, on observe une obliquité des structures à proximité de la limite entre les deux provinces. Les structures tournent graduellement au sein de la province visqueuse puisque que l'obliquité devient quasi nulle au centre de la province. Il est intéressant de noter la coïncidence de la rétro-vergence des structures avec l'occurrence de ces structures obliques. Ceci sera discuté plus en détail plus loin car c'est une observation également notée dans les séries d'expériences avec un niveau de décollement visqueux interstratifié (chapitre 4).

Enfin, la pente moyenne du prisme dans la province visqueuse est inclinée vers l'intérieur de la chaîne (de 1 à 2°), alors qu'elle était généralement inclinée vers le bassin dans les provinces visqueuses des autres modèles. Cette géométrie de la topographie est due à la forte activité du chevauchement frontal (t2) qui a accommodé beaucoup de raccourcissement par rapport aux précédents modèles. Ceci pourrait en partie être la conséquence du non confinement de l'expérience M05 vers l'avant-pays (pas de vitre fixe vers le domaine externe) alors que les expériences précédentes (M01-M04) étaient systématiquement contraintes en direction de l'avant-pays (voir notamment la paroi vitrée fixe distale sur la Figure 3-5). Dans certains modèles M02 et M04, cette paroi vitrée a de toute évidence bloquée la progression du chevauchement frontal (voir coupes sur Figure 3-4, D et Figure 3-6, H). Cela ne semble pas le cas pour le modèle M03 (Figure 3-5, H).

3.4 Séquence de déformation dans les provinces visqueuses

Dans le modèle « end-member » visqueux, la déformation se propage typiquement de manière « hors-séquence » car elle s'initie d'abord au front du proto-wedge, puis migre directement au niveau du pinch-out externe avant d'osciller enfin entre l'avant et l'arrière du modèle (Figure 3-8, A). Comme pour les modèles de Costa et Vendeville (2002), cette migration rapide du front de déformation au pinch-out externe du modèle est permise dans les modèles par la lubrification des parois de la boîte. Comme discuté dans les publications suivant ce travail (Costa and Vendeville, 2004; Koyi and Cotton, 2004), il est important de contrôler les effets de bords dans ces modèles fragiles/ductiles car la résistance mécanique de la silicone est si faible (vu le taux de déformation appliqué) que des frictions latérales de la couverture fragile le long des parois vitrées affectent fortement la séquence de déformation de la série frictionno-visqueuse.

Dans les provinces visqueuses des modèles à deux provinces (M03, M04 et M05), la séquence de déformation est drastiquement différente du modèle « end-member » visqueux et elle dépend de la taille de la province visqueuse. Alors qu'elle est typiquement « en-séquence » (Figure 3-8, C et B) pour une étroite et moyennement large provinces visqueuses (M03 et M04), elle redevient hors séquence pour une large province visqueuse. Le premier type de déformation est comparable à celui observé dans les provinces visqueuses des modèles à plusieurs provinces rhéologiques de la littérature (*e.g.* Bahroudi and Koyi, 2003; Cotton and Koyi, 2000; Luján et al., 2003). Dans ces modèles, la déformation dans les provinces visqueuses se propage rapidement à l'avant du modèle, mais s'effectue « en séquence » et atteint tardivement le pinch-out externe du décollement visqueux. Dans la série de modèles expérimentaux de cette étude, les effets de bord sont limités le long de la paroi vitrée du côté de la province visqueuse (comme pour le modèle « end-member »). La déformation « en séquence » de la province visqueuse traduit une influence mécanique de la province frictionnelle adjacente. Cette dernière exerce des forces de friction qui freinent la propagation de la déformation dans les provinces visqueuses adjacentes. Cet effet de frein s'atténue dès lors que la taille de la province visqueuse (ou plutôt demi-largeur) franchit une dimension critique, que l'on peut situer empiriquement autour de 60 cm. En effet, la propagation de la déformation est en séquence pour des (demi-) provinces visqueuses larges de 20 et 40 cm (M03 et M04) mais hors-séquence à partir de 80 cm (M05) et lorsque la largeur de la province

tend vers une dimension infinie (M02). En revanche, nos résultats expérimentaux indiquent qu'une faible largeur de province frictionnelle suffit pour affecter la séquence de déformation dans la province visqueuse adjacente.

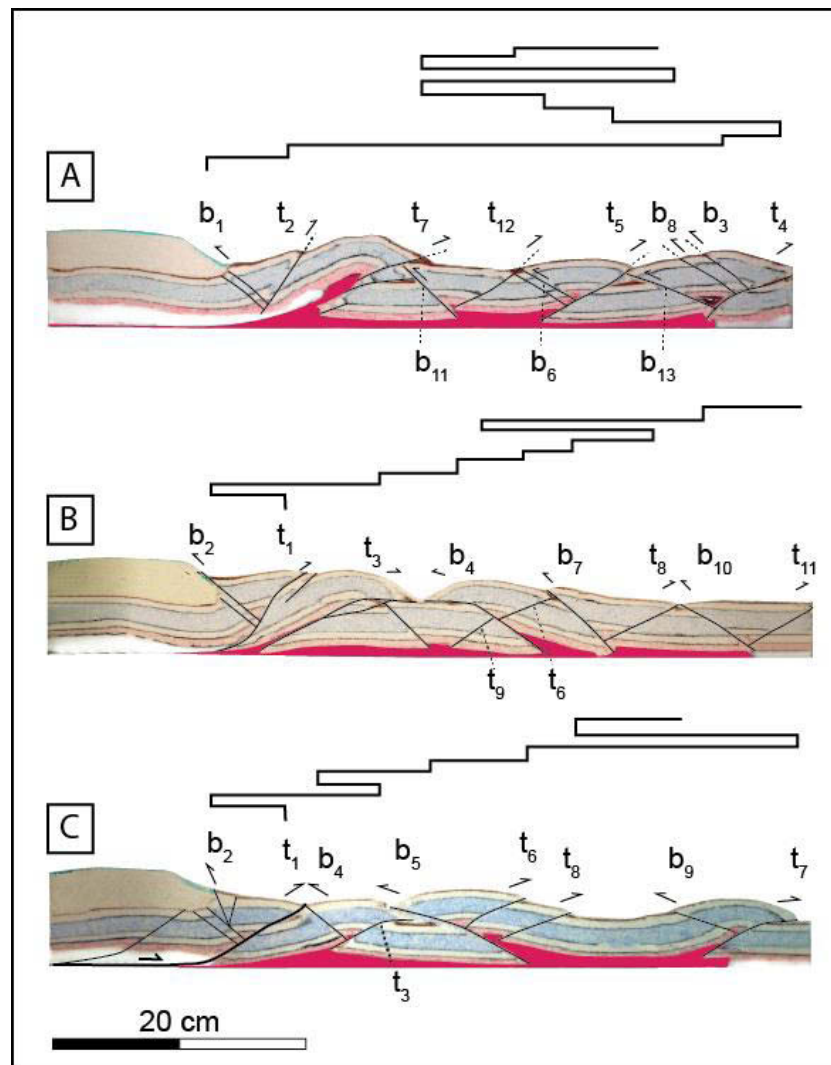


Figure 3-8 : Séquence de déformation dans les provinces visqueuses du modèle A) « end-member » (100% visqueux – M02), B) à 66% (M04) et C) à 33% visqueux (M03). Dans les 3 modèles, la déformation s’initie à l’aplomb du proto-wedge (t1 et b2 ou b1 et t2). La localisation des structures suivantes varie selon la largeur de la province visqueuse. A) Dans le modèle M02, « end-member » 100 % visqueux, la déformation est « hors séquence ». La déformation atteint rapidement le pinch-out externe du niveau de décollement et alterne ensuite entre l’arrière et l’avant du modèle. B) et C) La séquence de déformation se fait « en séquence » dans les provinces visqueuses des modèles M04 et M03, respectivement à 66% et 33% de largeur de décollement visqueux. La déformation atteint le pinch-out externe du niveau de décollement visqueux à t7/b9 pour M04 (B) et à b10/t11 pour M03 (C).

La comparaison des styles structuraux des provinces visqueuses à l’état final des modèles à deux provinces avec celui du modèle « end member » à une province ne montre pas de variation significative malgré des histoires cinématiques très différentes (Figure 3-8). En effet, dans le modèle « end-member » à une province visqueuse, le style structural final est

caractérisé par des chevauchements à vergence majoritairement vers l'avant-pays. Des retro-chevauchements conjugués apparaissent et accommodent de la déformation dans l'unité chevauchante (b11, b6, b13, Figure 3-8, A). Dans le modèle à deux provinces avec 66% de province visqueuse en largeur, le style structural diffère légèrement du modèle « end-member » et est marqué par la présence de pop-ups symétriques, de rétro-chevauchements et chevauchements majeurs (t3, b4, Figure 3-8, B). La province visqueuse du modèle à deux provinces avec 33% de province visqueuse en largeur, montre un style structural à l'état final caractérisé par des chevauchements et retro-chevauchements, mais pas de pop-up. Enfin, la province visqueuse du modèle M05 (très large province visqueuse) montre un style structural qui varie latéralement (Figure 3-7, H-I-J). En effet, les structures loin de la province frictionnelles sont principalement à vergence vers l'avant-pays tandis que les structures à proximité de la province frictionnelle comportent davantage des vergences vers l'arrière-pays (rétro-vergence).

Cependant, bien que les provinces visqueuses des modèles à deux provinces soient affectées par la présence d'une province frictionnelle adjacente, elles ne montrent pas un style structural particulier permettant de les distinguer du modèle « end-member » à une province visqueuse. L'observation seule du stade final des provinces visqueuses des modèles à deux provinces ne permet pas de reconstruire directement la cinématique de la déformation dans ces provinces.

De même, la pente topographique dans les provinces visqueuses ne semble pas montrer de tendance claire exprimant un effet des forces de friction latérale exercées par la province frictionnelle sur la province visqueuse. On aurait en effet pu s'attendre à voir des pentes moyennes plus importantes dans la province visqueuse lorsque la friction exercée par la province frictionnelle est plus importante.

3.5 Front de déformation dans les provinces frictionnelles

Après avoir illustré l'influence de la présence des provinces frictionnelles sur les provinces visqueuses adjacentes, l'influence opposée (i.e., des provinces visqueuses sur les provinces frictionnelles adjacentes) a été analysée dans les modèles à deux provinces M03 et M04 ; modèles comparés au « end-member » frictionnel. Cette analyse ne concerne pas le style structural des provinces frictionnelles car il est analogue au modèle « end-member »

frictionnel. En effet, les structures sont très cylindriques et se décomposent en deux chevauchements majeurs et un chevauchement naissant (Figure 3-4, A et B).

En revanche, on observe que la pente topographique dans la province frictionnelle décroît à mesure que la largeur de la province frictionnelle décroît (Figure 3-9). La pente moyenne est en effet forte pour le modèle « end-member » (17° environ) et décroît à 15° (M04) puis 12° (M03) à mesure que la province visqueuse adjacente augmente en dimension. Cette diminution de la pente moyenne est associée naturellement à une augmentation de la distance du front de déformation par rapport au mur mobile (point vert). Dit autrement, plus la largeur de la province frictionnelle diminue, relativement à celle de la province visqueuse, plus le front de déformation de cette dernière est loin du mur mobile, et plus la pente topographique est faible. Ce résultat semble donc illustrer que la notion de taper est ici définie en 3-D. Elle intègre non seulement les propriétés frictionnelles basales qui composent le matériau du prisme mais certainement aussi les dimensions (les aires) des surfaces de glissement. Ces surfaces de glissement dans nos modèles sont à la fois les surfaces des chevauchements mais également les surfaces verticales de coulissage du prisme, d'une part le long de la paroi vitrée, d'autre part à l'interface avec la province visqueuse.

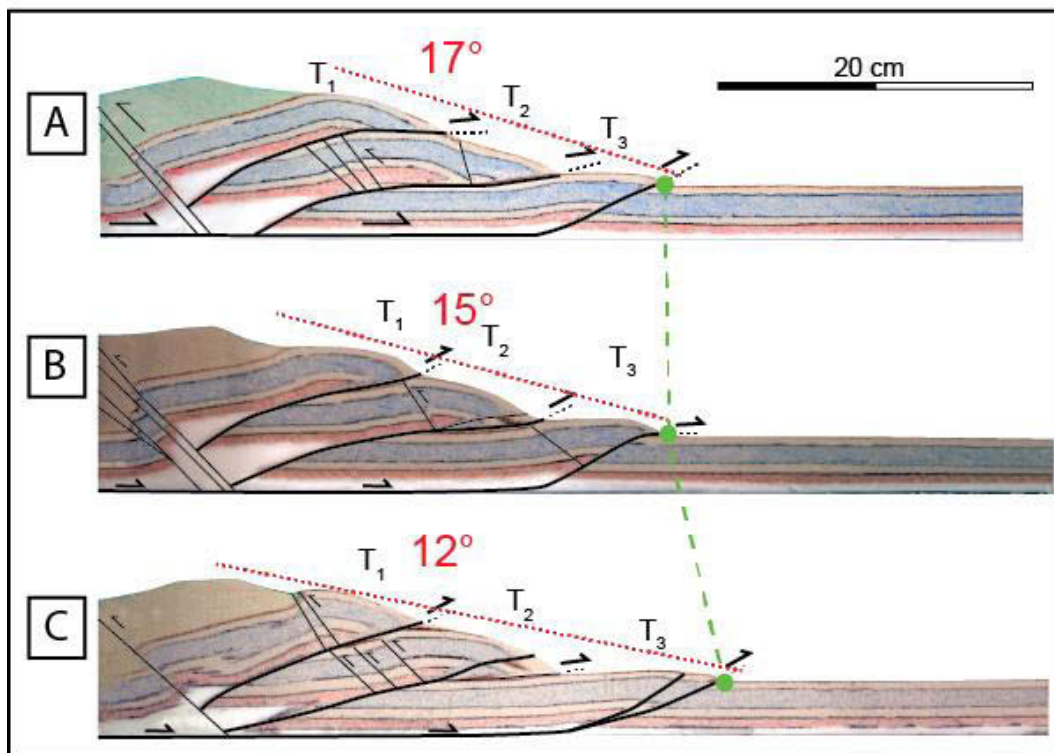


Figure 3-9 : Comparaison du taper et de la position du front de déformation dans les provinces frictionnelles (point vert). A) Modèle « end-member » frictionnel. Le taper moyen est d'environ 17° et le front de déformation se situe à 36 cm du mur mobile. B) Dans le modèle M03 à 33% de décollement visqueux, le taper moyen de la province

frictionnelle est d'environ 15°. C) Dans le modèle M04 à 66% de décollement basal visqueux, le taper est d'environ 12° dans la province frictionnelle.

De plus, la déformation dans les provinces visqueuses se propage plus rapidement dans l'avant-pays que dans les provinces frictionnelles. Cette différence de vitesse de propagation génère la formation d'une zone de transfert entre les deux provinces, sur laquelle se branchent les chevauchements de chaque province. L'allongement du front de déformation frictionnel peut être lié à la présence des provinces visqueuses contre les provinces frictionnelles. Les provinces visqueuses entraînent le front de déformation frictionnel adjacent vers l'avant-pays. Cet effet d'entraînement est d'autant plus important que la province frictionnelle est étroite par rapport à la province visqueuse.

3.6 Influences mutuelles des deux types de provinces

Dans les modèles à deux provinces, les provinces frictionnelles jouent un rôle sur la séquence de déformation dans les provinces visqueuses adjacentes. Les provinces visqueuses jouent également un rôle sur la distance de propagation des provinces frictionnelles. Les deux types de provinces s'influencent aussi mutuellement concernant la quantité du déplacement accommodé par le premier chevauchement dans les deux provinces. Cette grandeur a été quantifiée à partir de mesures graphiques effectuées sur les coupes sériées du stade final des expériences M01 à M04 (Figure 3-10). La composante de plissement n'a pas été prise en compte dans la mesure. Dans la nature, cela reviendrait à analyser comment la déformation se répartit sur le/les chevauchement(s) atteignant précocement le bassin sédimentaire salifère d'avant pays. Par cette analyse, nous cherchons à étudier comment la déformation se partitionne latéralement sur les structures qui vont se développer dans le bassin d'avant-pays.

Les mesures de déplacement sur T1 dans les modèles « end-member » visqueux et frictionnel donnent des valeurs plutôt constantes le long des modèles : entre 10 et environ 11 cm de déplacement pour M01 (« end-member » frictionnel) et entre 0,5 et 1 cm de déplacement dans M02 (« end-member » visqueux). Ce résultat est en accord avec le cylindrisme des structures observé sur ces modèles « end-members ».

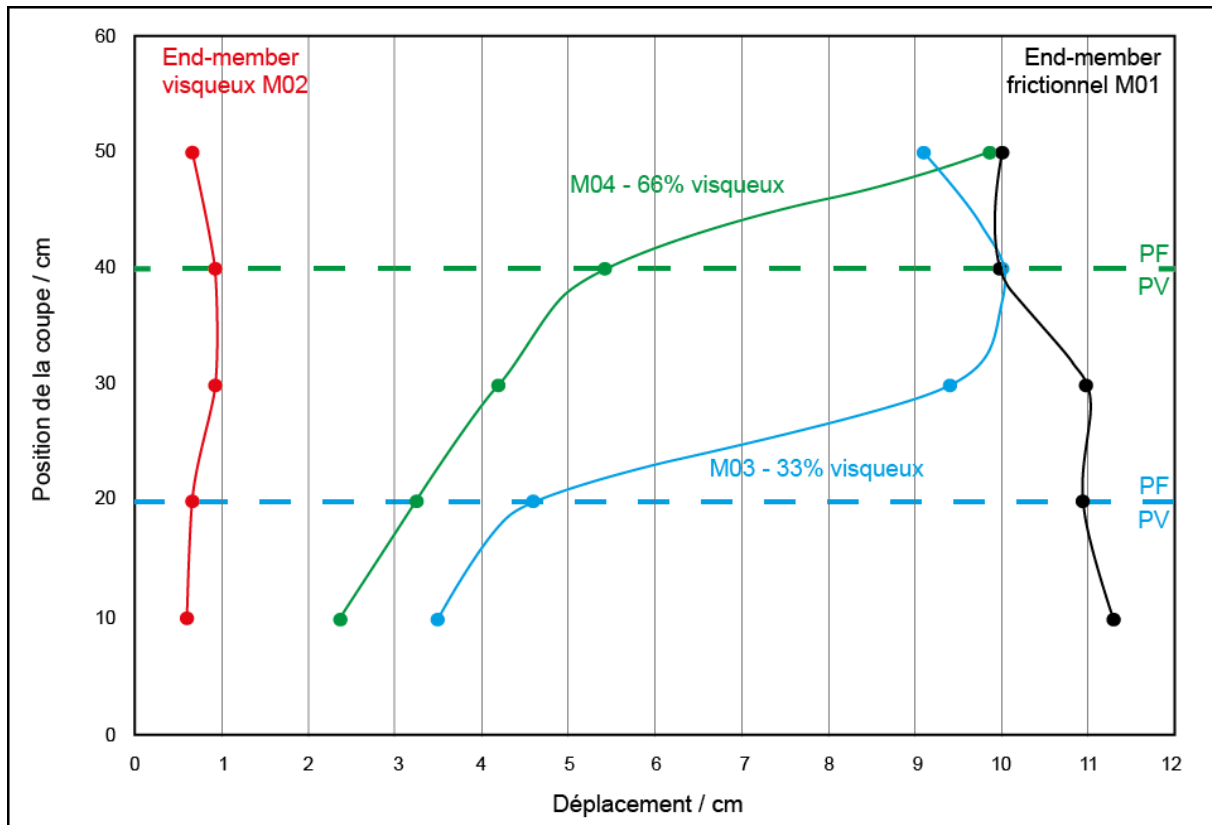


Figure 3-10 : Déplacement accommodé (en cm) par le chevauchement T1 pour chaque modèle. Les mesures ont été faites sur les coupes du stade final. L'axe des ordonnées représente la position de la coupe mesurée sur le modèle par rapport à un mur mobile à gauche. Les pointillés bleus et verts représentent la limite entre la province visqueuse (PV) et frictionnelle (PF) pour les modèles à deux provinces (M03 et M04).

Dans les provinces visqueuses des modèles à 2 provinces, le déplacement accommodé sur T1 varie latéralement en augmentant en direction des provinces frictionnelles. La valeur de déplacement minimale pour M03 (étroite province visqueuse ; en bleu sur la Figure 3-10) est d'environ 3,5 cm alors qu'elle est d'environ 2,5 pour le modèle M04 à large province visqueuse (en vert sur la Figure 3-10). Dans les provinces frictionnelles, le déplacement accommodé par T1 est toujours inférieur ou égal au déplacement accommodé par T1 dans le modèle « end-member » frictionnel.

Ces mesures indiquent que les provinces frictionnelles et visqueuses s'influencent mutuellement et que cette influence se traduit notamment sur le déplacement accommodé par les chevauchements occupant toute la largeur du modèle (i.e. dans les deux provinces). Ainsi, la présence d'une province frictionnelle adjacente à une province visqueuse fait augmenter le déplacement sur les chevauchements dans la province visqueuse. À mesure que l'on s'éloigne de la limite entre les provinces, le déplacement accommodé dans la province visqueuse est moins influencé par la province frictionnelle latérale. Il se rapproche alors de la

valeur du « end-member » visqueux (Figure 3-10, M02 ; courbe rouge). On notera que plus la province visqueuse est large, plus la valeur du déplacement sur T1 tend vers la valeur du modèle « end-member » visqueux (Figure 3-10, comparer courbe bleue, verte et rouge pour des positions de coupes entre 10 et 30 cm).

De même, une province visqueuse adjacente à une province frictionnelle fait diminuer le déplacement sur T1 dans la province frictionnelle. À mesure que l'on s'éloigne de la limite entre les provinces, la valeur du déplacement accommodé sur T1 tend vers la valeur du modèle « end-member » frictionnel.

3.7 Conclusions

Cette étude a permis de montrer les influences structurales et cinématiques que peuvent avoir deux provinces adjacentes d'une chaîne plissée dont le décollement basal change de nature rhéologique latéralement. Deux modèles analogiques à deux provinces rhéologiques de largeurs variables ont été comparés à deux modèles « end-member » à niveau de décollement homogène sur toute la largeur. Les expériences montrent que :

- Une province à niveau de décollement frictionnel adjacente à une province à niveau de décollement visqueux influence la cinématique de la déformation de cette dernière. Cette influence s'atténue latéralement lorsque la province visqueuse devient très grande. La séquence de déformation étant « hors-séquence » dans le modèle « end-member » visqueux, elle devient « en-séquence » dans les modèles à deux « petite » provinces visqueuse. Elle est de nouveau « hors-séquence » pour une très grande province visqueuse. La cause est la friction latérale exercée par la province frictionnelle sur la province visqueuse adjacente. La première freine la propagation de la déformation dans la dernière. Cet effet de frein disparaît dès lors qu'une largeur seuil de province visqueuse est franchie (autour de 60 cm dans nos modèles).
- Une province frictionnelle adjacente à une province visqueuse change la séquence de déformation de cette dernière mais ne semble pas changer significativement son style structural. Ce dernier, sans vergence préférentielle est caractérisé par des pop-ups. Cependant, le style structural change sensiblement dès lors que la taille de la province visqueuse dépasse le seuil de largeur défini ci-dessus. Dans une large province

visqueuse et loin de la province frictionnelle adjacente, la vergence des structures devient assez régulière et orientée vers l'avant-pays.

- Une province visqueuse adjacente à une province frictionnelle contrôle la position du front de déformation de cette dernière. La distance du front de déformation par rapport à la chaîne interne, dans la province frictionnelle, augmente lorsque la largeur de la province visqueuse augmente. La propagation plus loin dans l'avant-pays de la province visqueuse entraîne celle de la province frictionnelle.
- Les deux types de provinces ont une influence mutuelle l'une sur l'autre en ce qui concerne le déplacement accommodé par au moins un des chevauchements qui traversent les deux provinces. La présence d'une province frictionnelle adjacente à une province visqueuse fait augmenter le raccourcissement accommodé sur un chevauchement dans la province visqueuse par rapport au modèle « end-member » visqueux. Une province visqueuse adjacente à une province frictionnelle fait diminuer le raccourcissement dans la province frictionnelle.

Ces influences cinématiques et structurales apportent des éléments supplémentaires concernant les mécanismes qui gouvernent la déformation de chaînes plissées qui décollent en partie sur un niveau visqueux, comme par exemple du sel ou d'autres évaporites. De retour sur le terrain, il semble que la séquence de déformation d'une chaîne plissée (reconstruite à partir de coupes restaurées par exemple) peut être utilisée pour caractériser la largeur de la province salifère et donc l'influence des provinces non salifères adjacentes. L'obliquité des structures peut servir d'indicateur de disparition latérale du niveau de décollement visqueux et donc mettre en évidence une interaction entre des provinces de rhéologies différentes.

Dans le chapitre suivant, une nouvelle série de modèles expérimentaux est décrite et discutée. Des modèles à deux et trois provinces sont effectués avec des largeurs de niveaux visqueux jusqu'à 80 cm. Pour pouvoir également tester les influences de la présence d'un niveau visqueux sur des structures plus profondes, les modèles comportent un niveau de décollement basal frictionnel, et la province visqueuse est intercalée dans la couverture sédimentaire.

3.1 Références

- Ahmad Abir, I., Khan, S.D., Ghulam, A., Tariq, S., Shah, M.T., 2015. Active tectonics of western Potwar Plateau–Salt Range, northern Pakistan from InSAR observations and seismic imaging. *Remote Sensing of Environment* 168, 265–275. doi:10.1016/j.rse.2015.07.011
- Bahroudi, A., Koyi, H., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach. *Journal of the Geological Society* 160, 719–733.
- Bonini, M., 2001. Passive roof thrusting and forelandward fold propagation in scaled brittle-ductile physical models of thrust wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 2291–2311.
- Bose, S., Mandal, N., Mukhopadhyay, D.K., Mishra, P., 2009. An unstable kinematic state of the Himalayan tectonic wedge: Evidence from experimental thrust-spacing patterns. *Journal of Structural Geology* 31, 83–91. doi:10.1016/j.jsg.2008.10.002
- Breque, C., Dupre, J.-C., Bremond, F., 2004. Calibration of a system of projection moiré for relief measuring: biomechanical applications. *Optics and Lasers in Engineering* 41, 241–260. doi:10.1016/S0143-8166(02)00198-7
- Burbidge, D., Braun, J., 2002. Numerical models of the evolution of accretionary wedges and fold-and-thrust belts using the distinct-element method. *Geophysical Journal International* 148, 542–561.
- Calassou, S., Larroque, C., Malavielle, J., 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics* 221, 325–344.
- Chapple, W.M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin* 89, 1189–1198.
- Chen, S., Tang, L., Jin, Z., Jia, C., Pi, X., 2004. Thrust and fold tectonics and the role of evaporites in deformation in the Western Kuqa Foreland of Tarim Basin, Northwest China. *Marine and Petroleum Geology* 21, 1027–1042.
- Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J.F., Balé, P., 1991. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology* 19, 1063–1067.
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2004. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: reply to comments by Hemin Koyi and James Cotton. *Journal of Structural Geology* 26, 2139–2141. doi:10.1016/j.jsg.2004.04.001
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology* 24, 1729–1739.
- Cotton, J.T., Koyi, H.A., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin* 112, 351–363.
- Dahlen, F.A., 1990. Critical Taper Model of Fold-And-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 18, 55–99. doi:10.1146/annurev.ea.18.050190.000415

- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88, 1153–1172. doi:10.1029/JB088iB02p01153
- Davis, D.M., Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119, 67–88.
- Farzipour-Saein, A., Koyi, H., 2016. Intermediate décollement activation in response to the basal friction variation and its effect on folding style in the Zagros fold-thrust belt, an analogue modeling approach. *Tectonophysics* 687, 56–65. doi:10.1016/j.tecto.2016.09.006
- Gil Rodriguez, W., Baby, P., Ballard, J.-F., 2001. Structure et contrôle paléogéographique de la zone subandine péruvienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333, 741–748. doi:10.1016/S1251-8050(01)01693-7
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.027
- Hardy, S., McClay, K., Anton Muñoz, J., 2009. Deformation and fault activity in space and time in high-resolution numerical models of doubly vergent thrust wedges. *Marine and Petroleum Geology* 26, 232–248. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.12.003
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolaños, R., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 21–34. doi:10.1016/j.jsames.2004.06.005
- Huiqi, L., McClay, K., Powell, D., 1992. Physical models of thrust wedges, in: *Thrust Tectonics*. Springer, pp. 71–81.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75–94.
- Koyi, H.A., Cotton, J., 2004. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement; a discussion. *Journal of Structural Geology* 26, 2139–2141.
- Koyi, H.A., Sans, M., 2006. Deformation transfer in viscous detachments: comparison of sandbox models to the South Pyrenean Triangle Zone. *Geological Society, London, Special Publications* 253, 117–134.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R., Chermette, J.C., 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings. *AAPG Memoir* 65, 41–60.
- Luján, M., Storti, F., Balanyá, J.-C., Crespo-Blanc, A., Rossetti, F., 2003. Role of décollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe thrust imbricate (Flysch Trough, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology* 25, 867–882.
- Luján, M., Storti, F., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2006. Extrusion vs. accretion at the frictional-viscous décollement transition in experimental thrust wedges: the role of convergence velocity. *Terra Nova* 18, 241–247. doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00685.x
- Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1808–1822.
- Macellari, C., Hermoza, W., 2009. Subandean segmentation and its impact on hydrocarbon exploration in the Central/Northern Andes, in: *10th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera En Las Cuencas Subandinas*.

- Malavieille, J., Calassou, S., Lallemand, S., Larroque, C., 1992. Modélisation analogique des prismes d'accrétion océanique; film vidéo VHS, de 28 minutes, produit et réalisé par la SNEA (P), série cours, disponible en PAL. SECAM et NTSC, en français et anglais.
- McQuarrie, N., Ehlers, T.A., Barnes, J.B., Meade, B., 2008. Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes. *Geology* 36, 999–1002.
- Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon Traps (1). *AAPG Bulletin* 74, 921–945.
- Mulugeta, G., 1988. Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 10, 847–859.
- Munteanu, I., Willingshofer, E., Sokoutis, D., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S., 2013. Transfer of deformation in back-arc basins with a laterally variable rheology: Constraints from analogue modelling of the Balkanides–Western Black Sea inversion. *Tectonophysics* 602, 223–236.
- Naylor, M., Sinclair, H.D., Willett, S., Cowie, P.A., 2005. A discrete element model for orogenesis and accretionary wedge growth. *Journal of Geophysical Research* 110. doi:10.1029/2003JB002940
- Nilforoushan, F., Koyi, H.A., 2007. Displacement fields and finite strains in a sandbox model simulating a fold-thrust-belt. *Geophysical Journal International* 169, 1341–1355. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03341.x
- Nilforoushan, F., Koyi, H.A., Swantesson, J.O., Talbot, C.J., 2008. Effect of basal friction on surface and volumetric strain in models of convergent settings measured by laser scanner. *Journal of Structural Geology* 30, 366–379.
- Nilfouroushan, F., Pysklywec, R., Cruden, A., 2012. Sensitivity analysis of numerical scaled models of fold-and-thrust belts to granular material cohesion variation and comparison with analog experiments. *Tectonophysics* 526–529, 196–206. doi:10.1016/j.tecto.2011.06.022
- Philippe, Y., 1994. Transfer zone in the Southern Jura thrust belt (Eastern France): Geometry, development, and comparison with analogue modeling experiments, in: *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. Springer, pp. 327–346.
- Qayyum, M., Spratt, D.A., Dixon, J.M., Lawrence, R.D., 2015. Displacement transfer from fault-bend to fault-propagation fold geometry: An example from the Himalayan thrust front. *Journal of Structural Geology* 77, 260–276. doi:10.1016/j.jsg.2014.10.010
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45, 2–25. doi:10.1002/gj.1193
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications* 327, 31–54. doi:10.1144/SP327.3
- Ruh, J.B., Gerya, T., Burg, J.-P., 2014. 3D effects of strain vs. velocity weakening on deformation patterns in accretionary wedges. *Tectonophysics* 615, 122–141.
- Ruh, J.B., Kaus, B.J.P., Burg, J.-P., 2012. Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts: Influence of rheology of single and multiple décollements. *Tectonics* 31, n/a-n/a. doi:10.1029/2011TC003047
- Santolaria, P., Vendeville, B.C., Graveleau, F., Soto, R., Casas-Sainz, A., 2015. Double evaporitic décollements: Influence of pinch-out overlapping in experimental thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 76, 35–51. doi:10.1016/j.jsg.2015.04.002
- Schreurs, G., Hänni, R., Panien, M., Vock, P., 2003. Analysis of analogue models by helical X-ray computed tomography. *Geological Society, London, Special Publications* 215, 213–223.

- Schreurs, G., Hanni, R., Vock, P., 2002. Analogue modelling of transfer zones in fold and thrust belts: a 4-D analysis. *Journal of the Virtual Explorer* 7, 43–49.
- Sherkati, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling: CENTRAL ZAGROS FOLD-THRUST BELT. *Tectonics* 25, TC4007. doi:10.1029/2004TC001766
- Simpson, G.D.H., 2009. Mechanical modelling of folding versus faulting in brittle–ductile wedges. *Journal of Structural Geology* 31, 369–381. doi:10.1016/j.jsg.2009.01.011
- Smit, J.H.W., Brun, J.-P., Sokoutis, D., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. *Journal of Geophysical Research* 108. doi:10.1029/2002JB002190
- Sommaruga, A., 1999. Décollement tectonics in the Jura forelandfold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology* 16, 111–134.
- Stockmal, G.S., Beaumont, C., Nguyen, M., Lee, B., 2007. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts: Insights from numerical models. *Geological Society of America Special Papers* 433, 63–98.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of science* 283, 684–721.
- Teixell, A., Koyi, H.A., 2003. Experimental and field study of the effects of lithological contrasts on thrust-related deformation: EFFECTS OF LITHOLOGICAL CONTRASTS. *Tectonics* 22, n/a-n/a. doi:10.1029/2002TC001407
- Turrini, C., Ravaglia, A., Perotti, C., 2001. Compressional structures in a multilayered mechanical stratigraphy: Insights from sandbox modeling with three-dimensional variations in basal geometry and friction. *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA* 193, 153–178.
- Vergés, J., Muñoz, J.A., Martínez, A., 1992. South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry, in: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 255–264.
- Vidal-Royo, O., Koyi, H.A., Muñoz, J.A., 2009. Formation of orogen-perpendicular thrusts due to mechanical contrasts in the basal décollement in the Central External Sierras (Southern Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology* 31, 523–539. doi:10.1016/j.jsg.2009.03.011
- Wu, Z., Yin, H., Wang, X., Zhao, B., Jia, D., 2014. Characteristics and deformation mechanism of salt-related structures in the western Kuqa depression, Tarim basin: Insights from scaled sandbox modeling. *Tectonophysics* 612–613, 81–96. doi:10.1016/j.tecto.2013.11.040

Chapitre 4

Modélisation analogique d'un
changement latéral de la résistance
d'un niveau de décollement
interstratifié dans une chaîne plissée :
interactions structurales et
cinématiques

Impact of an interbedded viscous *décollement* on the structural and kinematic coupling in fold-and-thrust belts: insights from analogue modeling.

Sandra Borderie ^{a,*}, Fabien Graveleau ^a, César Witt ^a, Bruno C. Vendeville ^a

^a Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 59 000 Lille, France

* Corresponding author; e-mail: sandra.borderie@gmail.com

Soumis à *Tectonophysics*, le 07/09/2016

Résumé

Les chaînes plissées peuvent être segmentées le long de la chaîne ou perpendiculaire à son axe, à cause de différents facteurs, comme par exemple l'héritage tectonique et stratigraphique. Dans cette étude, nous avons étudié des interactions structurales dans une chaîne plissée qui se propageait vers un avant-pays présentant des séquences lithologiques contrastées. Une série de modèles analogiques a été déformée dans une boîte de compression où un niveau visqueux de largeur variable a été introduit dans une colonne lithologique fragile. Les interactions tectoniques entre les provinces visqueuses et frictionnelles ont été testées latéralement et perpendiculairement à la chaîne. Les résultats indiquent qu'une province frictionnelle influence l'évolution tectonique latérale d'une province visqueuse adjacente. Cette influence décroît quand la largeur de la province visqueuse augmente. Les provinces frictionnelles contrôlent la pente, le style structural, l'obliquité des structures et la cinématique du front de déformation superficiel de la province visqueuse. Les résultats mettent en évidence une distance maximale jusqu'à laquelle une province frictionnelle influence la déformation d'une province visqueuse adjacente. Pour des modèles frictionno-visqueux, il est montré que la théorie du prisme critique, qui est généralement appliquée en 2-D, pourrait être considérée en 3-D. De plus, la cinématique du front de déformation profond montre des influences mutuelles entre des provinces visqueuses et frictionnelles adjacentes. Enfin, des interactions entre la déformation profonde et superficielle génèrent la formation de failles normales contemporaines à la compression, à la limite entre l'arrière et l'avant-pays.

Les résultats expérimentaux sont comparés à des exemples naturels comme les Franklin Mountains (Canada), le bassin de Kuqa (Sud du Tian Shan, Chine) et les Salt Ranges (Pakistan). Ces comparaisons apportent des éléments de discussion à l'étude de la dynamique tectonique de chaînes plissées qui comportent un décollement visqueux comme le sel.

Mots-clefs

Chaîne plissée, modélisation analogique, couplages frictionno-visqueux, avant-pays, Kuqa, Salt Range

Abstract

Fold-and-thrust belts (FTBs) can be segmented both across and along strike because of various factors including tectonic and stratigraphic inheritance. In this study, we investigated along/across-strike structural interactions in a FTB propagating toward the foreland and displaying contrasted lithological sequences. A set of analogue models was performed in a compressional box where a single viscous level of varying width was interbedded within a frictional series. The tectonic interactions between the viscous and the frictional provinces was tested both along- and across-strike. Results indicate that a frictional province influences the along-strike tectonic evolution of adjacent viscous province. This influence decreases when the width of the viscous province increases. The frictional provinces control the taper, structural style, obliquity of structures and kinematics of the shallow deformation front of the viscous province. Results evidence how far a frictional province can impact the deformation of an adjacent viscous province. For frictional-viscous wedges, it appears that the critical taper theory, which is generally applied in 2-D, could be likely considered in 3-D. Moreover, the kinematics of the deep deformation front shows mutual influences between the adjacent viscous and frictional provinces. Finally, the interactions between deep and shallow deformation lead to the formation of syncontractional normal faulting at the boundary between the foreland and hinterland.

Experimental results are compared to natural examples in the Franklin Mountains (NW Canada), the Kuqa Basin (Southern Tian Shan, China) and the Salt Range (Pakistan), and lead to a better understanding of the tectonic dynamics of fold-and-thrust belts bearing a viscous *décollement*, such as salt.

Keywords

Fold-and-thrust belt, analogue modeling, frictional-viscous couplings, foreland, Kuqa, Salt Range

4.1 Introduction

Fold and thrust belts (FTB) can form in diverse tectonic settings. At convergent plate boundaries, they are present in collisional orogens either in forearc (forewedge) or in the back-arc (retrowedge) settings (Hatcher and Williams, 1986; McClay and Whitehouse, 2004). They generally concentrate most of the active deformation of the orogenic system, its seismicity, and contribute to the topographic growth and lateral expansion of mountain ranges. FTB can also form along passive margins, when gravity spreading and gravity gliding trigger the formation of a compressional toe domain at the base of the slope (Morley et al., 2011). In both case, FTB are generally characterized by the imbrication of thrust sheets forming wedge-shaped sheets, whose dynamics is well explained by the critical taper theory (Dahlen, 1984, 1990; Davis et al., 1983). This theory states that the mechanical properties (*e.g.*, strength) of the material forming the wedge and the basal *décollement* are the essential parameters governing the growth of the prism. Thrust nucleation, and therefore the propagation of deformation within the wedge, are strongly dependent on the nature of the detachment level, which can be either composed of high-strength, normally pressured shales, or very low-strength rocks, such as salt or over-pressured shale (Nieuwland et al., 2000). Several field studies have investigated the behavior of natural FTB detaching above evaporites, such as the Jura mountains (Philippe, 1994; Sommaruga, 1999), the Pyrenees (Vergés et al., 1992), the Zagros (Sherkati et al., 2006), the Huallaga Basin (Eude et al., 2015; Hermoza et al., 2005), the Salt Ranges (Baker et al., 1988), the Kuqa fold belt (Chen et al., 2004) and the Franklin Mountains (Aitken and Pugh, 1984), among others.

The influence of *décollement* strength on the dynamics of the accretionary system has been largely investigated through experimental and numerical modeling (Buitter, 2012; Graveleau et al., 2012). Several studies investigated the influence of low or high strength basal *décollement* (*e.g.* Contardo et al., 2011; Costa and Vendeville, 2002; Nilfouroushan et al., 2012; Ruh et al., 2012) and the effect of an interbedded low-strength *décollement* (Ahmad et al., 2014; Ballard et al., 1987; Corrado et al., 1998; Couzens-Schultz et al., 2003; Guillier et al., 1995; Kukowski et al., 2002; Letouzey et al., 1995; Massoli et al., 2006; Santolaria et al., 2015; Verschuren et al., 1996; Wang et al., 2013) on a 2-D or 2.5-D accretionary system. General results indicate that the surface slope of the wedge (taper) is higher for a strong basal coupling than for a weaker one. Thus, for frictional wedges made of the same number of thrusts, the

wedge is wider for those forming above a low basal friction than for a high basal friction. Basal coupling also controls the sequence of propagation of deformation because deformation propagates typically toward the foreland for purely frictional model, whereas deformation alternates back and forth between the hinterland and the foreland if the basal shear is very low. Structures are also different because a wedge grows rather by frontal accretion of successive box folds at a low basal friction whereas it grows by imbrication of long thrust slices at high basal friction.

In nature, the strength of the detachment layer may vary along and across strike because of changes in depositional environments in the foreland (Morley, 1987). This implies variations in the rheology of the foreland, and therefore variations in the structural style when the deformation front reaches these areas (*e.g.*, Andean foreland, Kley et al., 1999). Several studies have analyzed the 3-D dynamics of a wedge advancing toward provinces displaying along-strike differences in the rheological properties of the *décollement* (Bahroudi and Koyi, 2003; Calassou et al., 1993; Colletta et al., 1991; Cotton and Koyi, 2000; Koyi and Sans, 2006; Letouzey et al., 1995; Luján et al., 2006, 2003; Macedo and Marshak, 1999; Nilforoushan and Koyi, 2007; Ruh et al., 2014; Schreurs et al., 2003, 2002; Sherkati et al., 2006; Turrini et al., 2001; Vidal-Royo et al., 2009; Wu et al., 2014). Typically, where there are two adjacent provinces having differences in basal friction, the deformation front is arcuate and propagates at different rates in the two provinces. A transfer zone with wrench tectonic features, rotating structures, interplays and relays generally forms at the limit between the two provinces. Such along-strike changes in basal strength generate “salients” and “recesses” observed in many FTB across the world (Marshak, 2004).

Across-strike variations in the basal detachment strength, for instance when a high friction detachment passes outward to a low friction (or viscous) detachment, lead to a segmentation of deformation between a steeply tapered rear foreland to a shallow tapered front (Agarwal and Agrawal, 2002; Contardo et al., 2011). Conversely, a low strength detachment evolving outward to a higher strength detachment leads to an increase in taper slope (Agarwal and Agrawal, 2002; Lallemand et al., 1992; Larroque et al., 1995). For brittle-viscous systems, a sudden jump of the deformation front toward the foreland pinch-out is often observed when the deformation reaches the ductile level (Costa and Vendeville, 2002; Cotton and Koyi, 2000). The overall dynamics of brittle-viscous FTB and its potential interaction with adjacent provinces was a matter of debate about lateral edge effects in

brittle-viscous models (Costa and Vendeville, 2004; Koyi and Cotton, 2004). Such edge effects have been recently the purpose of several investigations in purely brittle (Souloumiac et al., 2012) and brittle/viscous FTB (Zhou et al., 2015) but these works did not investigate how adjacent provinces having different interbedded *décollement* strength may influence one another. For instance, is there a kinematic or structural influence of a frictional province on an adjacent viscous one, or vice-versa? These questions have been preliminary explored in a former short paper (Tang et al., 2010). Results indicated primarily a coupling of deformation between the foreland and hinterland, and also pointed out some structural influence of the viscous domain on the dynamics of the purely brittle province. To explore more readily these couplings, we carried out a set of analogue models of FTB that propagated toward a heterogeneous foreland basin made of adjacent purely frictional and viscous provinces. We changed the number of the provinces in the foreland (2 or 3) and the width of the salt-detached foreland domain. In most published models, the distance between the backstop and the internal salt pinch-out was short (no more than 10 cm) (Costa and Vendeville, 2002; Cotton and Koyi, 2000; Luján et al., 2006, 2003). This prevented from building a mature frictional wedge before deformation reached the external viscous detachment, and it limited the analysis of structural coupling between hinterland and foreland dynamics. To avoid this, we increased this distance in our models.

Analogue modeling may help to decipher poorly constrained architectures in FTB. Most FTBs have been studied for hydrocarbon exploration purposes. Seismic records have significantly helped to determine the structure of FTB in the shallow sections or when strong deformation does not preclude seismic acquisition. However, this is not the case of deep stacked systems in the hinterland areas which remain relatively unexplored compared with other parts of the system. In this study, we analyzed 1) the reciprocal interactions occurring between the adjacent provinces, 2) the interaction between the inner hinterland and the outer foreland domains, and 3) the relationships between deep and shallow structures.

4.2 Methodology

4.2.1 Material and scaling

Our experimental approach focuses on modeling the segmentation of deformation in fold-and-thrust belts displaying contrasted sedimentary provinces in the foreland. The sedimentary sequence in the foreland is characterized by a basal frictional *décollement* overlain by a brittle overburden within which, in some models, a viscous *décollement* is interbedded in the overburden. The basal frictional detachment is made of glass microbeads, and the brittle overburden is made of fine dry quartz sand (GA39, produced by Sibelco, France). Sand layers were colored to represent sedimentary layering and each layer interface was highlighted with a thin black marker. The upper viscous *décollement* was modeled using silicone SGM36 (Costa and Vendeville, 2004; Ferrer et al., 2014; Sellier et al., 2013; Weijermars and Schmeling, 1986), which is a transparent high-viscosity polydimethylsiloxane (PDMS) polymer. Within the range of strain rates used in the experiments ($2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), PDMS behaved as a Newtonian fluid having a very low yield strength (Weijermars and Schmeling, 1986). Under these conditions, it is a good analogue to the behavior of salt rock.

Following the rules of scaling for tectonic experimental models (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981), granular materials are good analogues for brittle rocks in the upper continental crust because they obey a Mohr-Coulomb criterion of failure (Hubbert, 1951; Krantz, 1991; Lohrmann et al., 2003; Schellart, 2000). Scaling rules imply that the model-to-nature ratio for stress, σ^* , is:

$$\sigma^* = \rho^* \times g^* \times L^*, \quad (\text{Equation 1}):$$

where ρ^* is the model-to-nature ratio for volumetric mass, g^* is the ratio for gravity acceleration and L^* is the ratio for length. L^* is set to 0.66×10^{-5} , which means that 1 cm in the model corresponds to 1.5 km in nature. g^* is 1 because the models were deformed under the natural gravity field. The scaling ratio for density, ρ^* is 0.5 because the volumetric mass is 2.6 g/cm^3 for natural sedimentary rocks, 2.2 g/cm^3 for halite, 1.4 g/cm^3 for sand, and 0.965 g/cm^3 for the silicone polymer (Santolaria et al., 2015; Weijermars et al., 1993). Considering these values, computed σ^* is 3.33×10^{-6} . The cohesion in the range of a few tens of Pascal for our granular materials would correspond to a value for natural sedimentary rocks in the range

of 10-30 MPa, which in agreement with most classical measurements or estimations of natural rock strength (Schellart, 2000) .

As for scaling of viscosity and time, the dynamic viscosity for rocksalt is 5×10^{18} Pa/s and 1×10^4 Pa/s for the silicone polymer (Weijermars et al., 1993), yielding a model-to-prototype ratio for viscosity η^* of 2×10^{-15} . As the strain rate ratio, ϵ^* , is linearly related to stress and viscosity ratios:

$$\sigma^* = \eta^* \times \epsilon^* \quad (\text{Equation 2})$$

Calculation of the strain rate yields to $\epsilon^* = 1.7 \times 10^9$, from which a model-to-nature time ratio can be quantified. As $t^* = 1/\epsilon^* = 6 \times 10^{-10}$, which means that one hour in the experiments is equivalent to about 190 000 years in nature. As our experiments lasted around 65 hours, this represents around 12 My of deformation time in nature. Finally, we applied a convergence velocity of 5 mm/h in our model to ensure that PDMS behaves as a Newtonian fluid. This velocity, scaled to nature is:

$$v^* = \epsilon^* \times L^* \quad (\text{Equation 3})$$

which corresponds to a velocity of about 4 mm/y in nature.

4.2.2 Experimental setup and protocol

We conducted 17 experiments in two deformation boxes at the Tectonic Modeling Laboratory of Lille University (France). The first box was 90 cm long, 60 cm wide, whereas the second was much larger: 95 cm (length) x 125 cm (width). The bases of the deformation boxes were flat and the boxes comprised three fixed glass walls, and one mobile wall (backstop) (Figure 4-1, A). The lateral friction along the glass sidewalls was decreased by lubricating them with a thin silicone polymer (see protocol in Costa and Vendeville, 2004; Santolaria et al., 2015). Deformation was imposed by a screw-jack controlled by a stepping motor that pushed the backstop at a velocity of 0.5 cm/h. The evolution of deformation was monitored by two CCD cameras capturing images every 30 minutes and by recording Digital Elevation Models (DEM) of the topography (for details, see Breque et al., 2004; Santolaria et al., 2015).

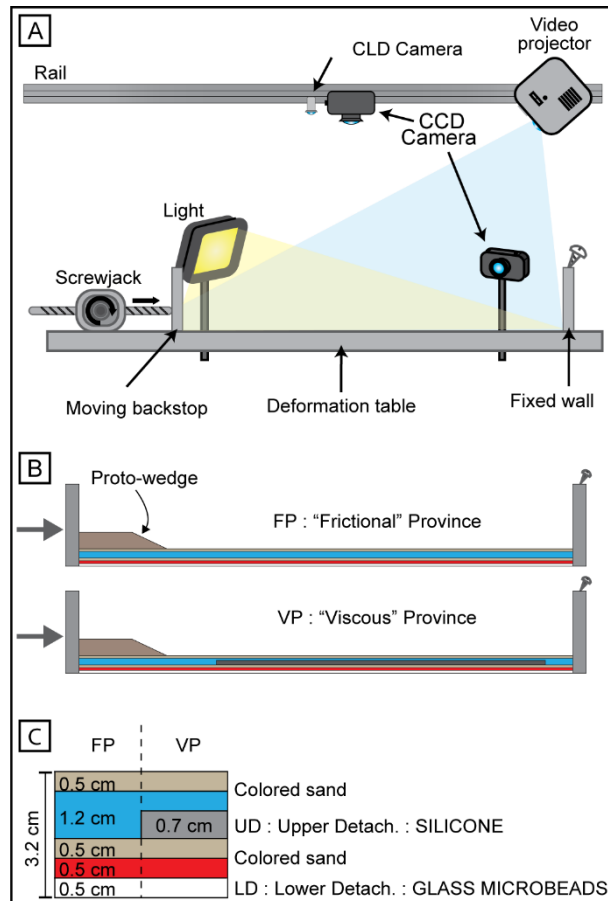


Figure 4-1: Experimental set-up. A) Deformation of the model is applied by a screw-jack pushing the moving backstop. The morphostructural evolution of the model is monitored by two CCD cameras placed in an oblique and azimuthal position. The topographic evolution is recorded with a coupled CLD camera - video projector device that allows for recording regularly digital elevation models (DEM). The kinematics of the structures can be quantified by PIV techniques using overhead photographs. B and C) "Viscous province" (VP) refers to a foreland domain where a silicone layer is interbedded in the sedimentary sequence, and "frictional province" (FP) when no silicone layer is interbedded.

All models comprised six layers and displayed an initial total thickness of 3.2 cm (Figure 4-1, B and C). The base of the model was covered by 0.5 cm of glass microbeads, which acted as a lower frictional detachment level. This lower detachment level was overlain by four layers of colored sand. In our protocol, segmentation of deformation in the foreland was tested by building a province in which a 0.7 cm thick viscous level was interbedded within the sedimentary cover. The foreland provinces were named "frictional" in the area where the cover comprised sand only, and "viscous" in the area where the upper silicone *décollement* was present within the cover (Figure 4-1, B). In all models with a viscous province, the silicone *décollement* was 62.5 cm long, and the internal (*i.e.*, toward the hinterland) pinch-out was located at 25 cm from the backstop (Figure 4-2, B to E), which thus allowed for the formation

of a mature frictional wedge before the deformation front reached the external viscous pinch-out.

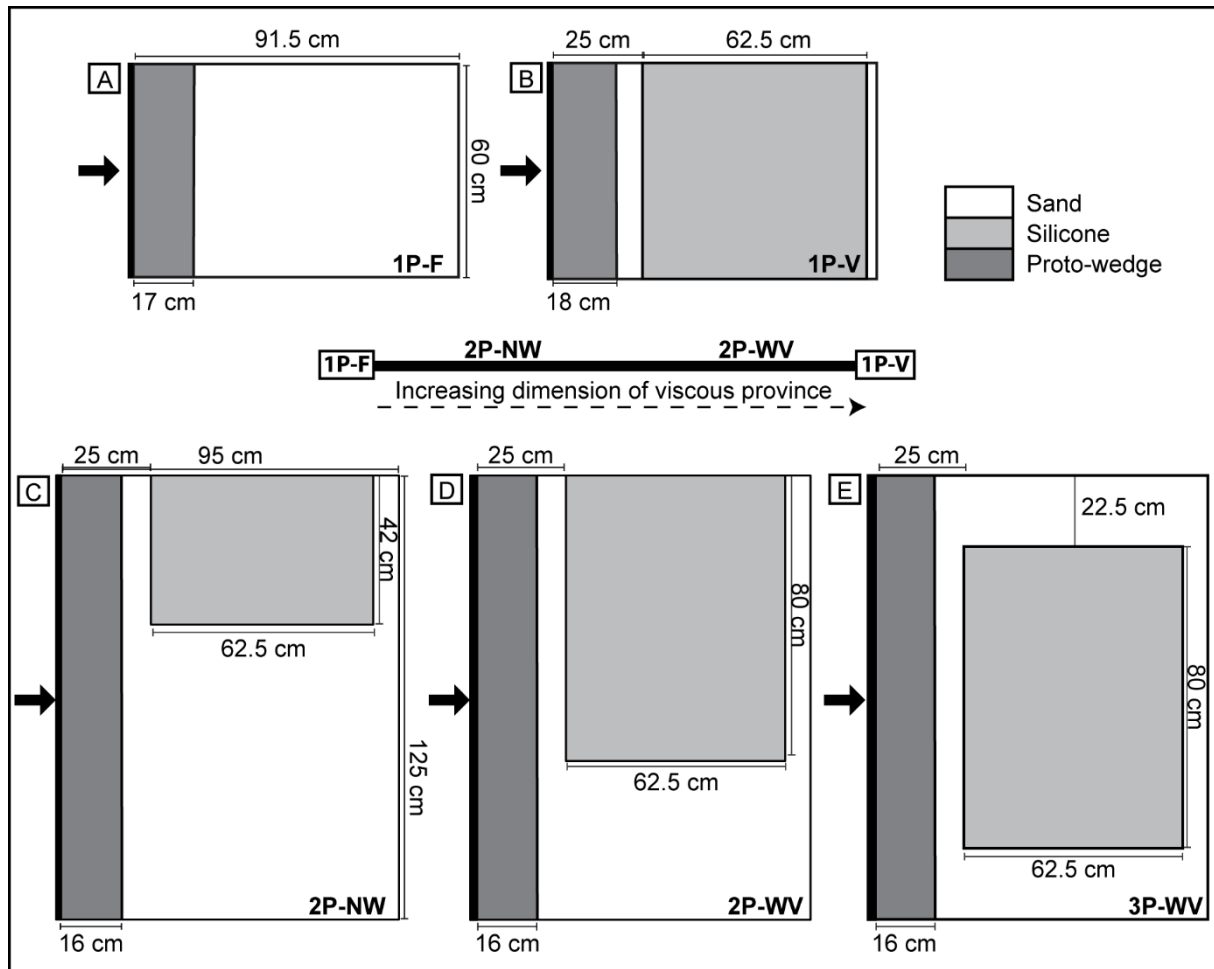


Figure 4-2: Top-view boundary conditions of experimental models. A and B) one-province models (end-members); C and D) two-province models; and E) three-province model. Model sets 2P-NW and 2P-WV can be viewed as a continuum between end-members models 1P-F and 1P-V. They test the increase in the width of the silicone province from one end-member toward the other. Note that viscous silicone layer (in grey) is interbedded within sand, when present (see Figure 4-1, C).

In our protocol, we tested the influence of changing the width of the viscous province relative to the width of the frictional province and their configuration displaying two (Figure 4-2, C and D) or three (Figure 4-2, E) provinces. Our aim was to investigate whether there are mutual influences between the frictional and the viscous provinces. If so, we tried to determine if there are threshold distances toward which a province impact on the structure and kinematics of the adjacent one. To complete our protocol, we designed two end-member models, one that comprised a single purely frictional province (Figure 4-2, A), and one with a single viscous province (Figure 4-2, B). These represent models of theoretical infinite width for both mechanical types of mechanical stratigraphy. Finally, in all models, a 3 cm thick and 16-

20 cm long proto-wedge was added initially along the backstop (Figure 4-1, A and Figure 4-2) to model a pre-existing deformed hinterland.

From these models we present and discuss here only three models that illustrate the major results that we compare with the two end-members. They were conducted in the large experimental box. Two of them had two provinces in the foreland (Figure 4-2, C and D), whereas the last one comprised three provinces (Figure 4-2, E). The names of experiments (1P-F, 1P-V, 2P-NV, 2P-WV, 3P-WV) refer to the number and width of the provinces, so that “1P”, “2P” or “3P” refer to the number of tested provinces, “F” to “frictional”, “V” to “viscous”, “N” to “narrow” and “W” to “wide”. With an increase in the width of the silicone province from 40 cm (model 2P-NV; Figure 4-2, C) to 80 cm (model 2P-WV; Figure 4-2, D), these models can be considered as parts of a continuum between the purely frictional (1P-F) and viscous (1P-V) end-members (Figure 4-2).

4.3 Modeling results

4.3.1 One-province (end-member) models

The purely frictional model (1P-F; Figure 4-3, A and B) is classically wedge-shaped with a topographic slope (taper) around 10°. The wedge contains of four major thrusts that propagated in sequence, in a typical frontal accretion mode (Huiqi et al., 1992; Malavieille, 1984). Thrust sheets in map view and cross sections do not show any major along-strike variations in structural style. Thrusts detached along the glass microbead basal *décollement*. The position of the deep deformation front (or tip of the active basal *décollement*) is about 35 cm far from the backstop (green dot in Figure 4-3, B, and Table 4-1).

The model with a viscous detachment embedded within the brittle sequence (1P-V; Figure 4-3, C and D) also deformed in a typical pattern of models involving two *décollements* (Agarwal and Agrawal, 2002; Costa and Vendeville, 2002; Luján et al., 2006, 2003). Indeed, the wedge comprises two structural domains: the thick-skinned hinterland, and the thin-skinned foreland. The hinterland is characterized by a piggy-back stacking of long thrust sheets that root at depth into the microbead basal *décollement*, and branch and flatten upward within the viscous shallow *décollement*. In the foreland, the deformation appears moderately

cylindrical in map view (Figure 4-3, C) and is characterized by the presence of salt massifs (SM) bounded by fore- and backthrusts rooted in the viscous shallow *décollement*.

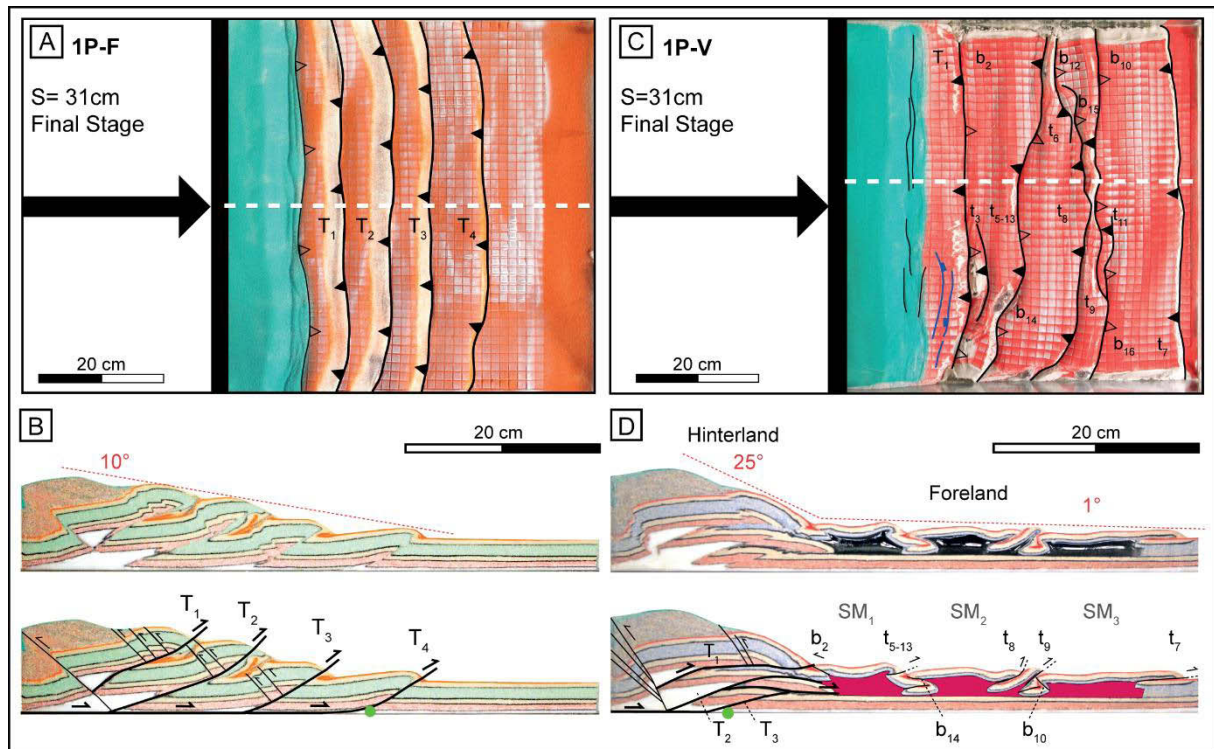


Figure 4-3: Final stages of the end-member models. A) Top view and B) final cross-section of the purely frictional model. C) Top view and D) final cross-section of the model that contained an interbedded viscous *décollement*. The structures are numbered in the chronological order of their formation. White dashed lines indicate position of cross sections. SM stands for Salt Massif; T for the forethrusts detaching on the frictional basal *décollement*, t and b for forethrusts and backthrusts, respectively, detaching on the viscous upper *décollement*. In map view, full triangles indicate forethrusts, and empty triangle backthrusts. A few normal faults (in blue on map view) were observed in model 1P-V.

The limit between the hinterland frictional wedge and the foreland viscous wedge is characterized by a brutal change in topographic slope from about 25° in the hinterland to about 1° in the foreland (Figure 4-3, C and Table 4-2). Kinematically, deformation occurred first in the frictional hinterland, leading to the nucleation of thrust T1 that detached on the basal *décollement*. Then, T2 nucleated in sequence and reached the hinterland pinch-out of the viscous upper *décollement*. Deformation propagated rapidly toward the external viscous pinch-out (after 7 cm of shortening) and younger shallow thrusts formed out of sequence. In the hinterland, deep thrusts nucleated in sequence and allowed for underplating of duplexes. The deep deformation front is located only 10 cm from the backstop and is therefore much closer to the backstop than in the purely frictional model (compare the position of the green dot between Figure 4-3, B and D).

4.3.2 Two-province models

Two experiments (2P-NV and 2P-WV) are described here. For these experiments, the deformation evolution and style are illustrated by a morphostructural sequence and by several cross sections at the final stage across both the frictional and viscous provinces.

4.3.2.1 Two-province model, narrow viscous province (2P-NV)

The 2P-NV model corresponds to the two-province boundary conditions model with a narrow viscous province (40 cm wide) and a large frictional province (85 cm wide) (Figure 4-2, C and Figure 4-4, A). The wedge that developed in the frictional province has characteristics similar to those in the frictional end-member model (1P-F) (Table 4-1).

In the viscous province, the wedge is composed of two morphologically and structurally different domains (*i.e.*, hinterland and foreland) in a manner similar to that of the viscous end-member model. In the hinterland, the taper is high and decreases towards the limit between the two provinces (Table 4-2, Figure 4-4, G and H). It is 14° inside the viscous province and decreases down to 10° near the boundary between the two provinces. Deformation is characterized by the imbrication of thrust sheets that root at depth into the frictional basal *décollement* and flatten upward within the viscous shallow level. In the foreland, along-strike variations in the structural style are observed (Table 4-2). Far from the frictional/viscous provinces lateral limit, the structural style is governed by salt massifs (SM), as is the case in the viscous end-member (Figure 4-4, G). Getting closer to the frictional/viscous limit, salt massifs are absent, and the upper brittle layer is highly faulted by a great number of fore- and backthrusts (Figure 4-4, H). In the foreland, the taper increases slightly as the distance to the frictional/viscous limit decreases (Table 4-2). It is 2° far inside the frictional/viscous province, and increases to 4° near the boundary between the two provinces.

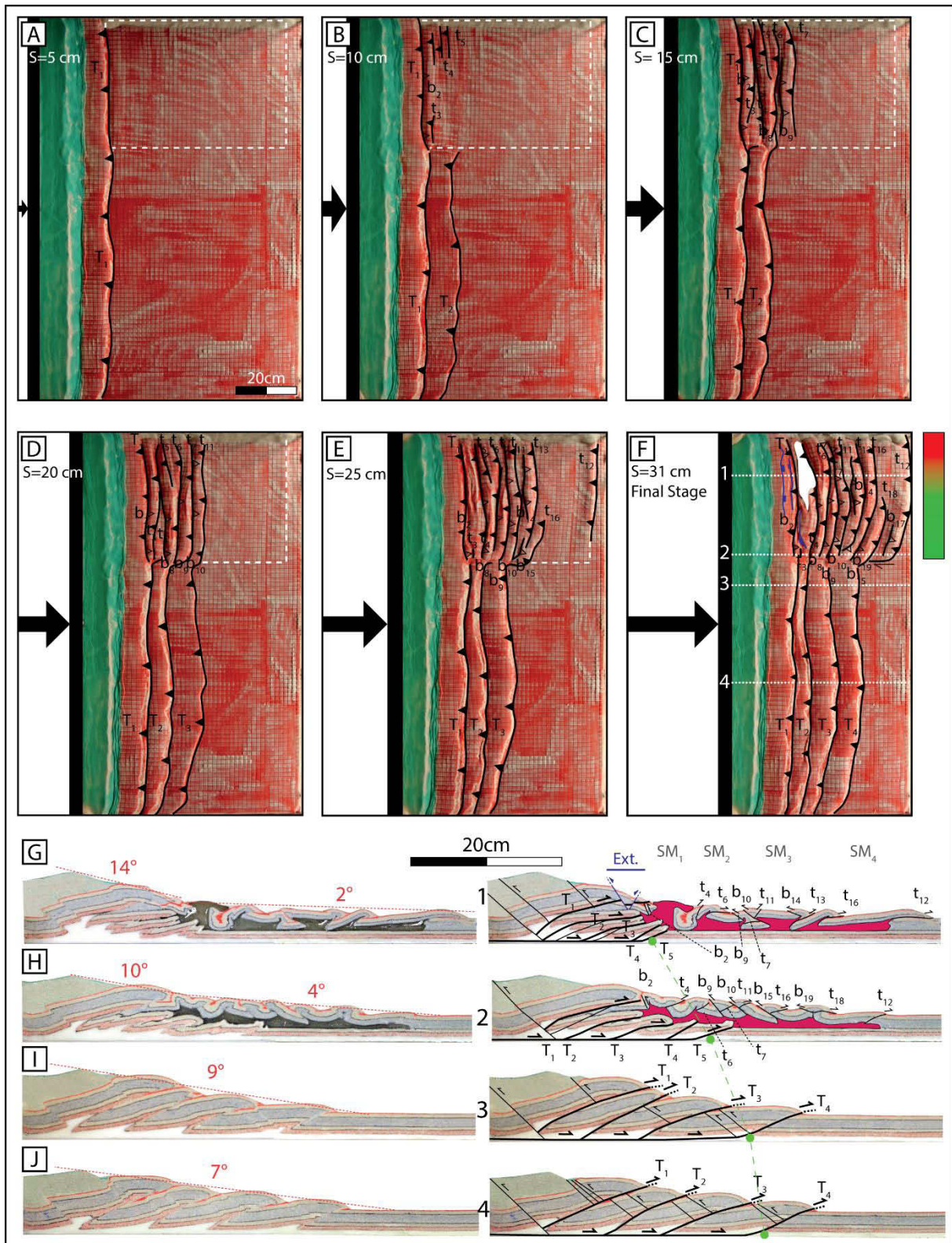


Figure 4-4: A to F: Morphostructural sequence of 2P-NV model. The position of the viscous province is outlined by white dashed lines. G to J: Serial cross-sections of the final stage (see location on final stage top view). Legend is same as in Figure 4-3. The green dots in G-J mark the position of the front of the deep thrust belt. The different zones of structural styles are illustrated to the right of the final top-view by colored bars. Red is for salt-massif structural style and green is for the highly faulted style.

The model deformation began in the proximal frictional hinterland, as T1 nucleated along the entire width of the experiment (Figure 4-4, A). During the first stages of shortening (Figure 4-4, A to D), the thrusts in both provinces nucleated in sequence and were laterally connected across the limit between the provinces. The connection is clearly visible on surface views by the good continuity of the thrust traces. In the viscous province, thrusts started to form in the foreland when deformation reached the hinterland pinch-out of the upper *décollement*. They formed in sequence during the first 15 cm of convergence (Figure 4-4, B and C), then reached all the way to the external pinch-out of the viscous level after around 22 cm of shortening (Figure 4-4, E). Subsequent thrusts formed out-of-sequence. Thrusts in the viscous province near to the frictional province nucleated first parallel to the backstop, then rotated passively during shortening until reaching 30° of obliquity at the final stage. Obliquity was defined relative to the direction of the backstop.

The limit between the frictional and the viscous province is marked by a curvature of the deformation front (Figure 4-4, F), which is characterized in surface views by a transfer fault between the structures in the frictional province and those of the viscous one.

As it will be discussed later, the position of the deep deformation front varies along strike (green dashed line on Figure 4-4, G-J). It is located 33 cm from the backstop in the frictional province (Figure 4-4, I), 28 cm in the viscous province near the limit of the frictional domain (Figure 4-4, H) and 20 cm in the salt-massif style zone (Figure 4-4, G). Deep (blind) thrusts in the hinterland have likely nucleated in sequence, although surface views cannot record this.

4.3.2.2 Two-province model, wide viscous province (2P-WV)

The 2P-WV model displays two provinces with an 80 cm wide viscous province and a 45 cm narrow frictional province (Figure 4-2, D). In the frictional province, the final wedge has characteristics comparable to the previous frictional wedges described for 1P-F and 2P-NV (Table 4-1).

In the viscous province, along the strike of the foreland, three different structural styles are observed. First, the region located far from the frictional/viscous limit comprises mainly salt massifs (SM) bounded by fore- and backthrusts (Figure 4-5, G). Second, there is a region of strikingly regular vergence (not seen in the previous 2P-NV model) characterized by mostly

forethrusts (Figure 4-5, H). Third a highly faulted zone is present near the frictional domain (Figure 4-5, I). The limits between this structural style zones are not sharp but rather gradual.

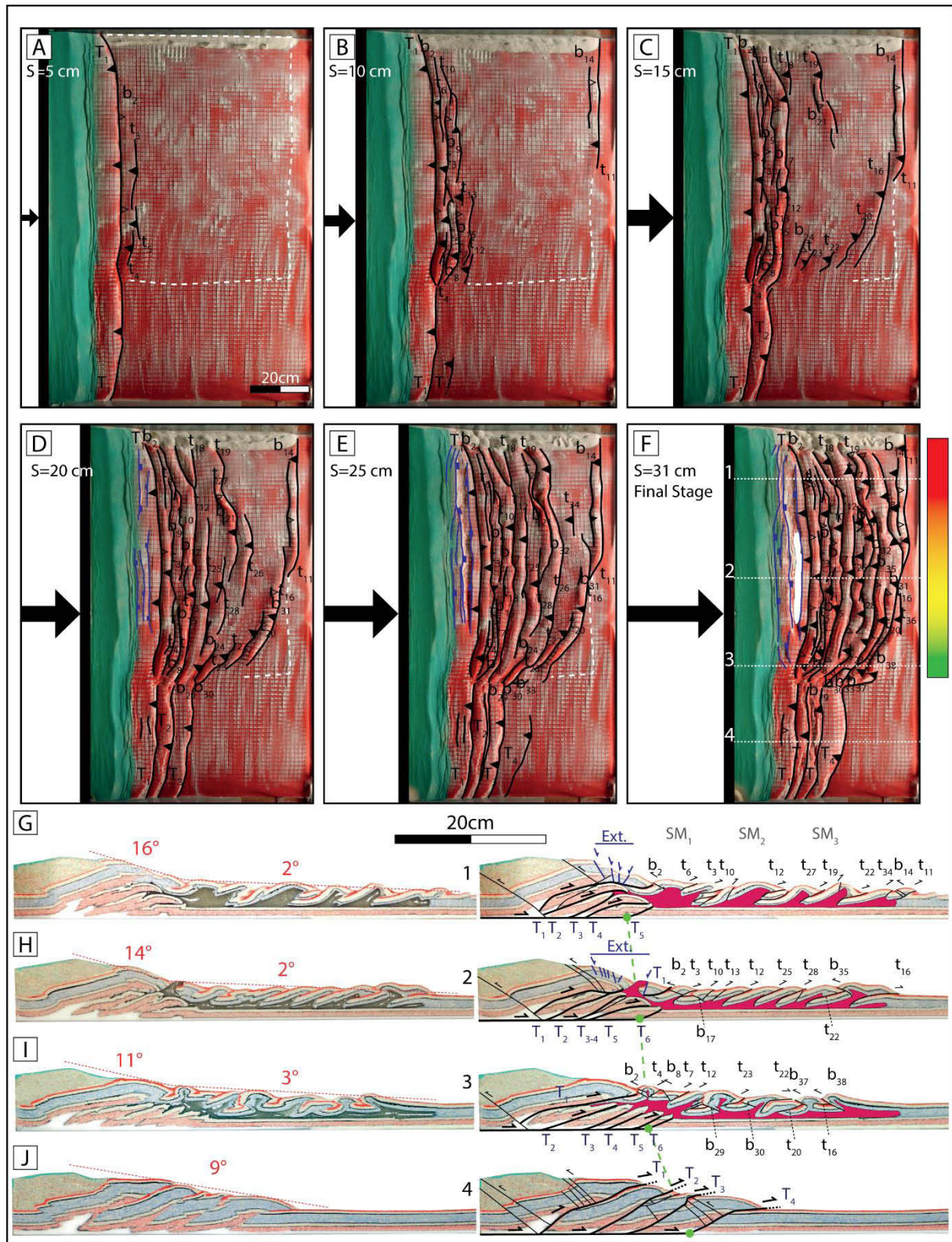


Figure 4-5: A to F: Morphostructural sequence of 2P-WV. The position of the viscous province is outlined by white dashed lines. G to J: Serial cross-sections of the final stage (see location on final stage top view). Legend is

same as in Figure 4-3. Color bar meaning is same as in Figure 4-4. Yellow bar is for the forward vergence structural style.

In the hinterland, deformation is characterized by the imbrication of thrust sheets that root at depth into the frictional basal *décollement*. The hinterland taper increases as the distance from the frictional/viscous limit increases (from 11, 14 to 16 $\pm 1^\circ$), whereas the foreland taper decreases conversely away from the frictional/viscous limit (from 3 to 2 $\pm 1^\circ$). These taper values in the hinterland and foreland are more or less similar to the 2P-NV model (Table 4-2).

The kinematic analysis of the experiment indicates that the thrust T1 nucleated all across the width of the model (Figure 4-5, A). Then, in the frictional province, deformation propagated in sequence. By contrast, in the viscous province, deformation reached the outer pinch-out of the viscous *décollement* much faster (after only 7 cm of shortening) than for 2P-NV (Figure 4-5, C). The latter structures in the foreland nucleated out of sequence (Figure 4-5, C-F), and those which formed near to the limit between the provinces nucleated and propagated with an obliquity increasing from 10 to 50° (Figure 4-5, C-F). As for the two-province model with the narrow viscous province (2P-NV), the final stage of this experiment shows a curvature of the deformation front. In surface, this curvature corresponds to an area of transfer fault between the thrusts of the frictional province and those from the upper part of the viscous province.

Finally, the distance from the backstop of the deep deformation front changes again across the frictional/viscous limit, passing from 28 cm in the frictional province to 20 cm in the viscous province (compare the position of the green dot in Figure 4-5, G-J).

4.3.3 Three-province, wide viscous domain model (3P-WV)

The 3P-WV model comprises three provinces including a large viscous province (80 cm wide) bounded by two, narrower, purely frictional provinces (each 22.5 cm wide) (Figure 4-2, E). The wedges that developed in the frictional provinces contain an imbrication of three or four forethrusts (Figure 4-6, F and J). The fourth thrust in the Northern frictional domain is incipient and formed during the very latest stage of the experiment. The taper is around 12° ± 1 and the position of the deep deformation front is about 17 cm from the backstop (Figure 4-6, J, Table 4-1).

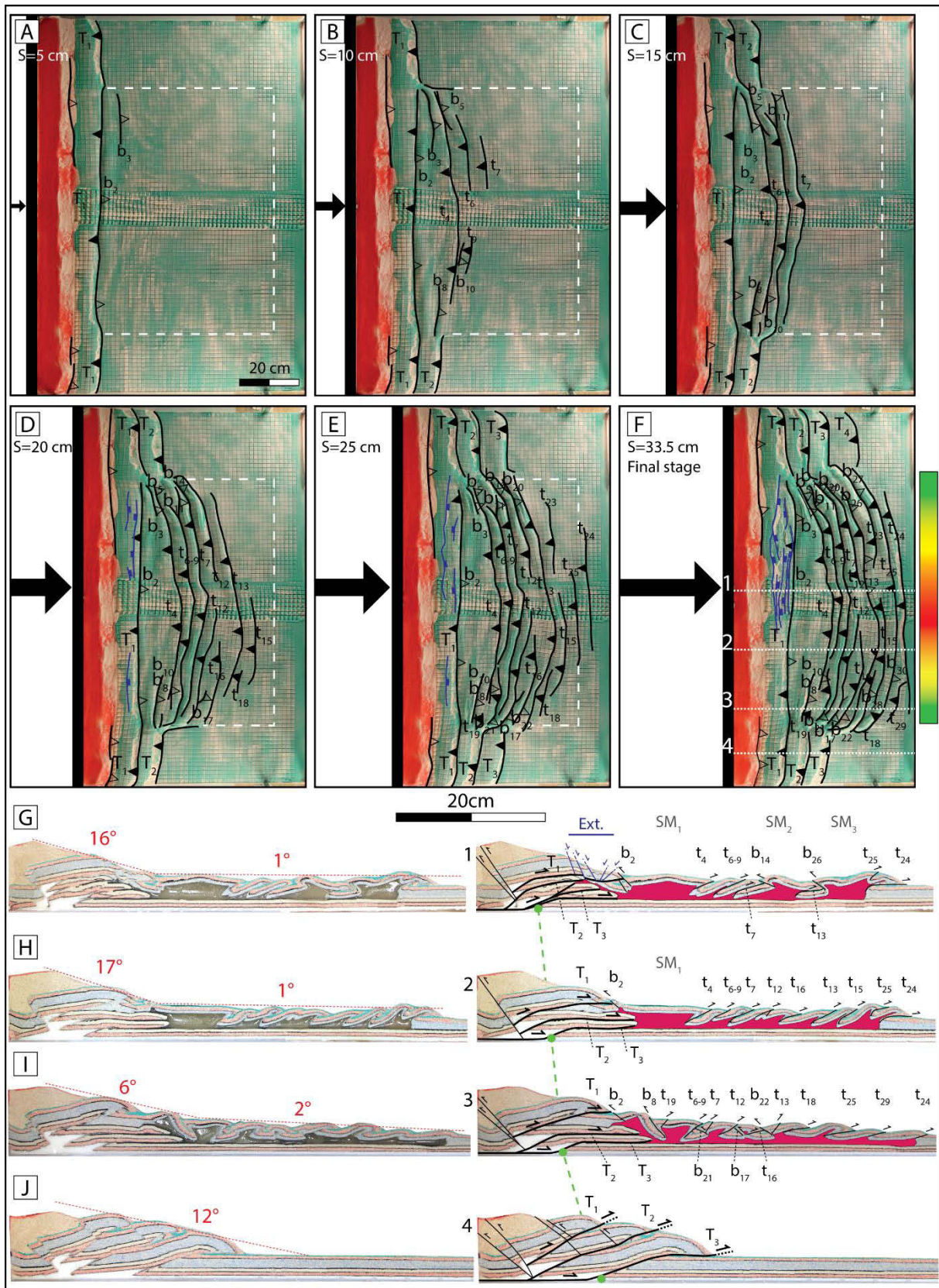


Figure 4-6: A to F: Morphostructural sequence of 3P-WV. The position of the viscous province is outlined by white dashed lines. G to J: Serial cross-sections of the final stage (see location on final stage top view). Legend is same as in Figure 4-3, Figure 4-4 and Figure 4-5.

The limit between the frictional and the viscous provinces is marked by a curvature (convex forward) of the deformation front above the upper *décollement* (Figure 4-6, F). In this region, structures nucleated with a slight obliquity (10°) and then rotated during shortening (up to ~40°) (Figure 4-6, A-F).

In the hinterland part of the viscous province, the deformation style is characterized by long flat-lying thrust sheets associated with thrusts T1, T2 and T3 (Figure 4-6, G-I). In the foreland, along-strike variations in the structural style are observed, with the same three categories as in 2P-WV (Figure 4-5, G-I). The structural style in the center of the viscous province is dominated by salt massif style, then changes laterally to forethrusts and highly faulted style on each side. The taper in the hinterland decreases from the center part of the viscous province (16 +/- 1°) toward the lateral boundaries between the frictional and viscous provinces (6 +/- 1°). Unlike in the hinterland, the taper in the foreland increases slightly (from 1 to 2° +/- 1°) from the center of the viscous province towards its lateral boundaries (Figure 4-6, G-H-I).

From a kinematic point of view, thrust T1 nucleated first all along the three provinces (Figure 4-6, A). Then, in the frictional province, deformation propagated in sequence whereas, in the viscous province, deformation reached the external pinch-out of the viscous level after 25 cm of shortening (Figure 4-6, E). The last structures in the foreland nucleated out of sequence (Figure 4-6, E and F).

Finally, the position of the deep deformation front changes across the limits between the provinces. It is 19 cm in the frictional province and 8 cm in the center of the model.

Frictional provinces				
Model / Cross-section number	Fig.	Number of thrusts	Deep deformation front position (cm)	Taper (±1°)
1P-F	4-3.B	4	35	10°
2P-NV / 3	4-4.I	4	33	7°
2P-WV / 4	4-5.J	4	30	9°
3P-WV / 4	4-6.J	3	17	12°

Table 4-1: Major results observed in the frictional provinces of all the models. The deformation occurred in sequence and the final structural style is cylindrical in map-view in all the models.

Viscous provinces						
Model / Cross-section number	Fig.	Deep deformation front position (cm)	Taper ($\pm 1^\circ$)		Structural style	
			Hinterland	Hinterland	Foreland	Hinterland
1P-V	4-3.D	10	25°	1°	Underplated flat-floored duplexes	Moderately cylindrical in map-view Salt-massifs style
2P-NV / 1	4-4.G	28	14°	2°	Underplated flat-floored duplexes	Salt massifs bounded by fore- and backthrusts
2P-NV / 2	4-4.H	20	10°	4°	Foreland vergent imbricated thrusts sheets	Highly faulted structural style Structures close to each other's
2P-WV / 1	4-5.G	20	16°	2°	Underplated flat-floored duplexes	Salt massifs bounded by fore- and backthrusts
2P-WV / 2	4-5.H	22	14°	2°	Underplated flat-floored duplexes	Regular forelandward structures vergence
2P-WV / 3	4-5.I	24	11°	3°	Foreland vergent imbricated thrusts sheets	Highly faulted structural style Oblique structures
3P-WV / 1	4-6.G	9	16°	1°	Underplated flat-floored duplexes	Salt massifs bounded by fore- and backthrusts
3P-WV / 2	4-6.H	12	17°	1°	Underplated flat-floored duplexes	Regular forelandward structures vergence
3P-WV / 3	4-6.I	15	6°	2°	Underplated flat-floored duplexes	Highly faulted structural style Oblique structures

Table 4-2: Summary of results in the viscous provinces of all the models.

4.4 Shallow foreland deformation

4.4.1 Kinematics of deformation front propagation

Serial overhead photographs shot during the experimental run allow to quantify the evolution of the propagation of deformation above the upper *décollement* by analyzing the position of the deformation front on the models' surface (Figure 4-7). This position "D" is measured relative to the initial position of the mobile backstop as a function of time, the latter being represented here by shortening "S". This analysis is only made across the viscous province because no influence of the viscous province has been evidenced on the evolution of the shallow deformation front in the purely frictional provinces. Although deformation propagation is classically in-sequence within the frictional province, it varies significantly within the viscous provinces as a function of the width of the interbedded viscous level. Indeed, deformation reaches the external pinch-out of the viscous level very rapidly in the

end-member model (Figure 4-7, 1P-V; in black) and in the model having a wide viscous province (2P-WV; in orange), after 7 cm and 8 cm of shortening, respectively. Conversely, deformation reaches the external pinch-out of the viscous level much more lately in the model having one narrow viscous province (2P-NV; in red) and that having three provinces (3P-WV; in light blue). It is reached at 23 cm and 24 cm of shortening, respectively. The mode of deformation propagation is typically out-of-sequence for the first group of models (1P-V and 2P-WV) but rather in-sequence for the second group of models (2P-NV and 3P-WV). This pattern of deformation propagation is also clearly illustrated by the sequential morphotectonic evolution of each model (Figure 4-3 to Figure 4-6).

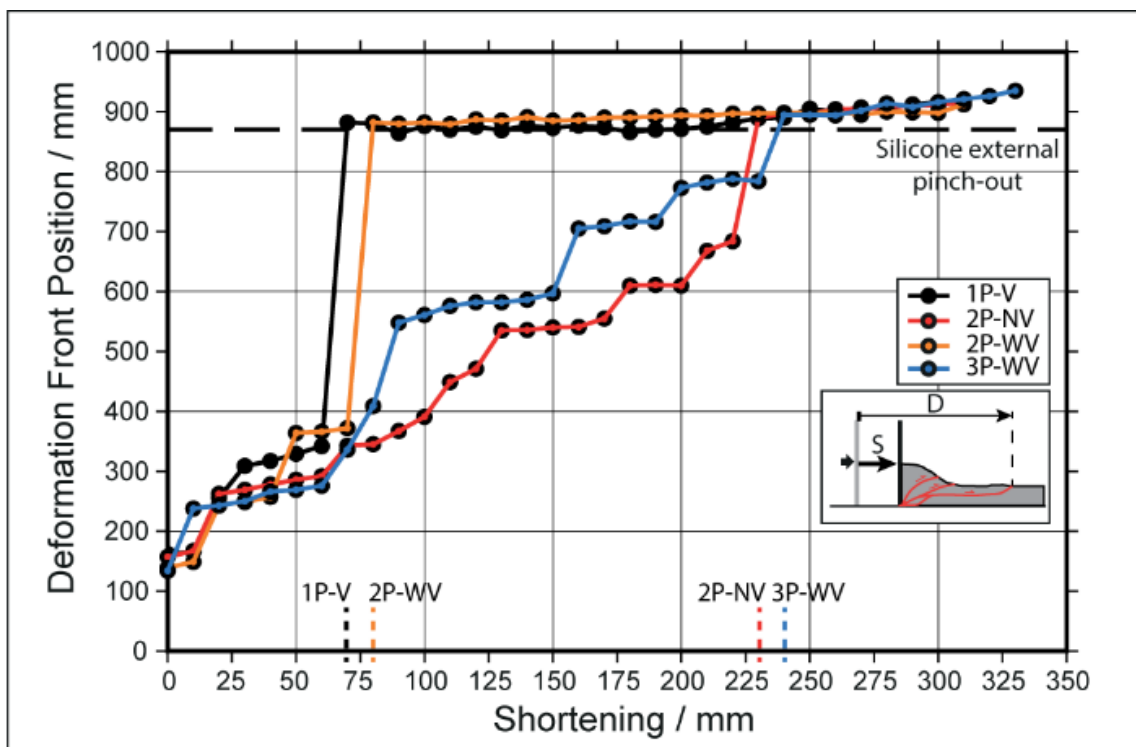


Figure 4-7: Evolution of the position of the surface deformation front (relative to the initial position of the mobile backstop) in the viscous provinces for each model. Results indicate two groups of models, 1P-V and 2P-WV on the one hand, and 2P-NV and 3P-WV on the other hand. The first group reaches rapidly the silicone external pinch-out (around 7.5 cm of shortening) whereas the second reaches the external pinch-out more lately (around 25 cm of shortening). This pattern is explained by the frictional resistance to propagation of deformation exerted by the purely adjacent frictional provinces on the viscous province. When the viscous domain is sufficiently large, it does not feel the lateral drag of the adjacent frictional province. Conversely, when the viscous domain is narrow, it feels the lateral drag and therefore resistance to deformation propagation exerted by the frictional provinces.

This result highlights that deformation propagation above the upper viscous *décollement* depends on the width of the viscous layer and on the presence of an adjacent frictional province. In the viscous end-member model, when the deformation front reaches the hinterland pinch-out of the viscous level, the deformation is governed by the mechanical

properties of this level. Because this model was isolated from any lateral edge effect (by lubricating the glass sidewalls), the deformation could propagate rapidly towards the external pinch-out of the viscous level, in agreement with the work of (Costa and Vendeville, 2002). The same behavior is observed in the two-provinces-wide-viscous model because lubrication of the glass panel against the edge of the viscous province together with to the large dimension of the viscous province allow for the northern part of the viscous province (Figure 4-5, G) to not be influenced by lateral friction along the glass sidewall or the adjacent frictional province.

By contrast, in the three-province model and in the two-province-narrow-viscous model, the deformation propagation in the viscous domain appears to be markedly influenced by lateral friction (or drag) exerted by the adjacent frictional provinces. Lateral friction inhibited a rapid propagation of deformation towards the foreland. Many studies of analogue models comprising two or three adjacent provinces having different strength of the basal *décollement* have shown a jump in the deformation front (e.g. (Cotton and Koyi, 2000; Luján et al., 2006, 2003). This forward jump did not reach rapidly the external pinch-out because it was influenced by lateral friction along the adjacent frictional provinces and sidewall. In our models, we complete these published works by pointing out that deformation in the viscous province can propagate more or less rapidly according to the lateral drag exerted by the adjacent frictional conditions.

Model	L : Half width of viscous province (cm)	Influence F => V	Overburden thickness (cm)	R* = L / e
2P-WV	80	No	1	80
3P-WV	40	Yes	1	40

Table 4-3: Adimensional factor R* allowing to constrain when the frictional province influences propagation of deformation in the viscous province.

In summary, a frictional province influences the kinematics of the propagation of deformation in an adjacent viscous province. This influence decreases when the width of the viscous province increases. Consequently, there may be a threshold in the width of the viscous province above which the propagation of deformation in the viscous province is not impacted by the mechanical influence of the adjacent frictional province, and below which it does. We can constrain this length in our experiment to about 60 cm (+/- 10 cm) by arguing that deformation propagation in the viscous province is not influenced by the adjacent frictional

province when the half-width is of 80 cm (2P-WV), but it is influenced when the half-width is of 40 cm (3P-WV). Here, the half-width represents the distance between the viscous/frictional boundary and the center of the viscous province. To draw potential insights toward nature, this distance has to be carefully scaled relative to the material strengths and model characteristic lengths. As a first try, we can scale this half-width distance by defining a non-dimensional factor R^* , a ratio between the half-width length (L) and the thickness of the brittle layer above the silicone *décollement*, e . For our models, this gives the following results (see Table 4-3). The threshold distance would be around $R^* = 60 \pm 10$. This first step scaling have to be more thoroughly completed with a calculation of brittle/ductile coupling (*e.g.* Bonini, 2007, 2001). It is here considered out of the scope of the present paper.

4.4.2 Along-strike variations in structural style

Besides the impact of a frictional province on the propagation of deformation in the adjacent viscous province discussed above, along-strike variations in structural style in the foreland domain of the viscous provinces appear to be also controlled by the frictional adjacent provinces. Typically, in the foreland part of models with wide viscous provinces (2P-WV and 3P-WV), three structural styles were observed. They correspond to 1) salt massifs in the center, 2) a zone of regular vergence on both sides, and 3) a highly faulted zone at the boundary with the frictional province (Figure 4-8). Surprisingly, the zone of regular vergence was not observed in the model with two-provinces and a narrow-viscous interbedded *décollement* (2P-NV). In the following section, we discuss each structural style from the center of the viscous province toward the edge.

First, the structural style in the central part of the viscous province of 3P-WV and near the lateral boundary of 2P-WV and 2P-NV is characterized by salt massifs in a manner similar to that of the viscous end-member. This tends to indicate that these domains are far enough from the frictional domain to be mechanically immune to its presence. Then, a zone of forethrusts having a regular vergence appears only in the models with a wide viscous province. Regular vergence has previously been studied in analogue models (*e.g.* Bonini, 2007; Gutscher et al., 2001; Zhou et al., 2015). Bonini (2007) indicated that lateral rheological variation can influence the stress orientation, favoring a preferential thrust vergence in models. In addition, an extremely weak basal *décollement* and a lateral friction can lead to landward-verging

wedges (Zhou et al., 2015). In our study, the area of regular forethrusts is adjacent to a zone of highly faulted structural style (back- and forethrusts) whose strikes are oblique. This highly faulted area may contribute to the generation of the forethrust zone by applying a lateral drag onto it. The forethrust zone is absent in the model having a narrow viscous province. This could indicate an area where the impact of lateral friction decreases faster, until a zone where the friction is not felt (salt-massif domain) (for instance in the 2P-WV, Figure 4-8, C). More investigations need to be done to constrain the mechanisms leading to the formation of this structural style, but this study documents that zones of forward regular vergence can form in large viscous provinces only.

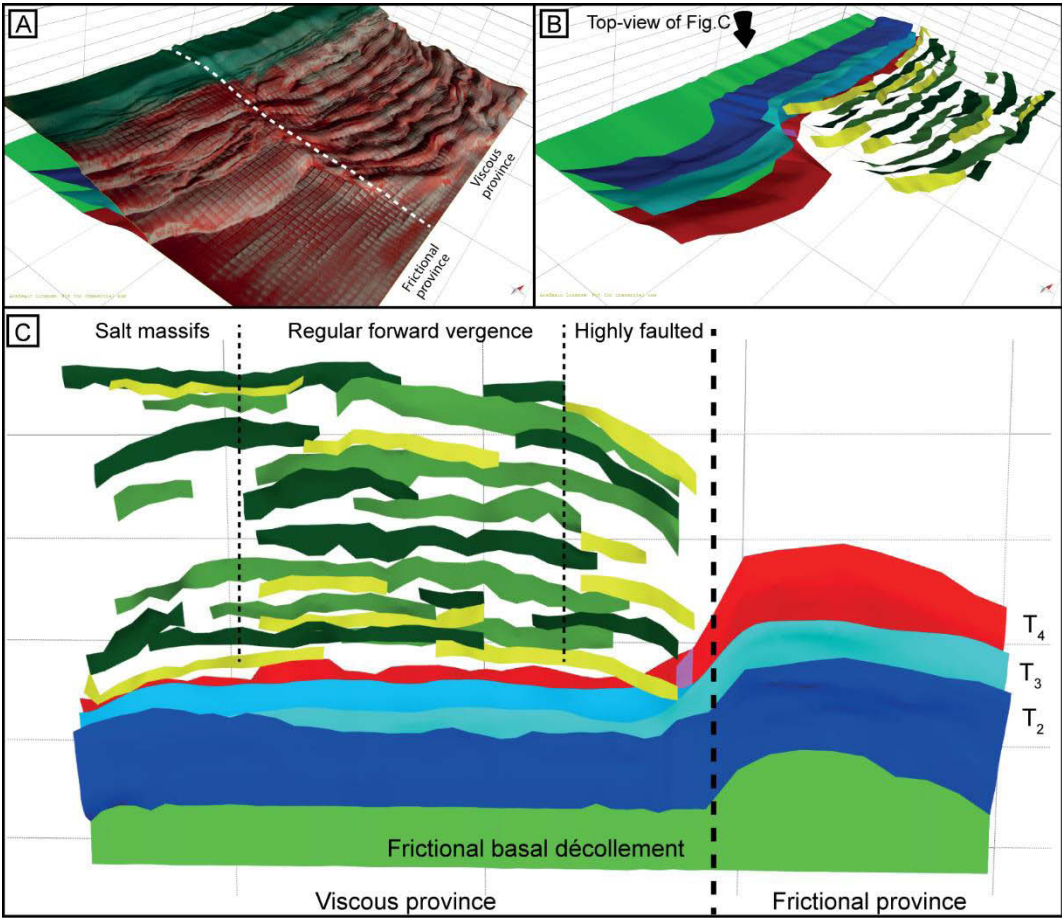


Figure 4-8: 3-D analysis of 2P-WV at the last stage of the experiment (built from Move™ software by Midland Valley). A) 3-D top-view. The limit between the frictional and viscous province is illustrated by white dashed lines. B) 3-D geometry of thrust faults. C) Top-view of Figure 4-8, B. The limit between the viscous and frictional provinces is marked by thick black dashed lines. In the foreland part of the viscous domain, three structural styles are observed and their limits are marked by thin black dashed lines. Dark and light green surfaces represent forethrusts and yellow surfaces illustrate backthrusts, both detaching in the viscous upper detachment. The salt-massifs domain is characterized by a low number of thrusts, mainly forethrusts. The zone of forward regular vergence is marked by a large number of forethrusts. Finally the highly faulted zone shows oblique fore- and backthrusts. Red, blue and green large surfaces (mainly in the frictional domain) are thrusts detaching in the frictional basal décollement.

Finally, the highly-faulted structural style is observed in all the models within the viscous province, at the limit with the frictional province. It is clearly associated with oblique thrusts (Figure 4-8, C), and displays a taper higher than that in other structural domains. This highly-faulted structural style could directly result from the lateral drag effect of the frictional province along the sharp rheological transition in the foreland. Considering the taper in the models, its value in the viscous province highlights an influence of the frictional province on the viscous one. Indeed, in the salt-massif structural domain, the taper is generally of about $2^\circ \pm 1^\circ$, similar to the value in the foreland of the viscous end-member model. These low values are in agreement with analytical model predictions (Davis and Engelder, 1985), and indicate that wedges detaching above a viscous *décollement* have theoretically an almost zero critical taper. Then, towards the limit of the viscous province, the taper increases slightly by 1 or 2° as the effect of frictional province along the adjacent province increases. This indicates that the critical taper theory for brittle-viscous system could be influenced by lateral drag effects, and should be therefore not considered only in 2-D but likely in a 3-D point of view.

4.4.3 Obliquity of structures

Our study has also highlighted that deformation fronts are arcuate (convex forward) in the viscous province of the two- and three-province models, near to the limit between the viscous and frictional provinces (Figure 4-4, Figure 4-5, Figure 4-6). Thrusts are oblique and their obliquity can be correlated to the kinematics and to the width of the viscous provinces. Indeed, our morphostructural analysis of the experiments indicates that thrusts in the frictional domain or in the far-field lateral area of the viscous domain nucleate mostly without any obliquity. Their strike is perpendicular to the direction of shortening. Toward the limit with the frictional/viscous domain, thrusts display an obliquity that changed through time (Figure 4-9). Indeed, most models first display thrusts with no obliquity (Figure 4-4, B-D; Figure 4-5, A-B; Figure 4-6, A-C and Figure 4-9). Afterwards, in the two-province model with the narrow viscous province (2P-NV) and in the three-province model with a wide viscous province (3P-WV), structures nucleate with an initial obliquity. Then, thrusts nucleate with increasing obliquity up to 30° and 40° . In the two-province model with a wide viscous province (2P-WV), the deformation front reaches the external viscous pinchout after 7 cm of shortening (Figure 4-7). Afterwards, thrusts nucleate with an obliquity of 10° (Figure 4-5, B) which rapidly

increases passively (by thrust rotation) to a finite value of 50° (Figure 4-9). Therefore, obliquity is greater in models where deformation reaches rapidly the viscous external pinch-out. This behavior can be explained because of the gradient in deformation propagation across the viscous/frictional limit. Indeed, as the propagation of deformation propagates farther in the viscous province than in the frictional one, a wide strike-slip zone develops with *en échelon* faults (McClay, 1992).

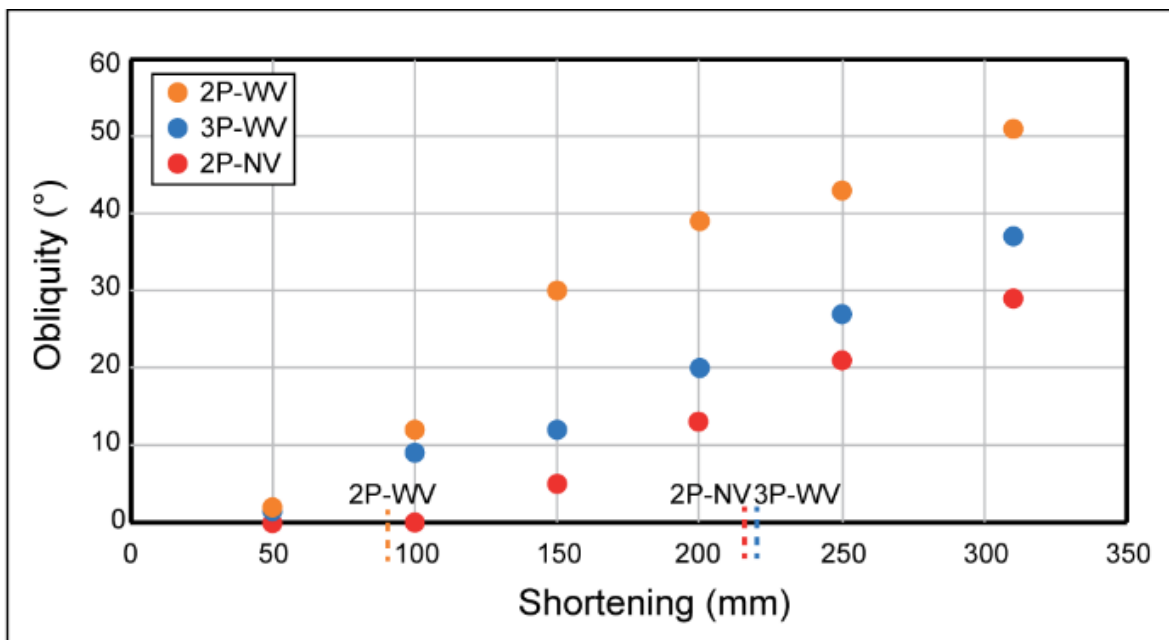


Figure 4-9: Evolution of mean thrust obliquity as a function of time (shortening), measured in the viscous province, close to the limit between the viscous and the frictional provinces. The moment where deformation reached the external viscous pinchout is indicated on the horizontal axis for each model. Two groups are observed. On one hand, in the two-province with the narrow viscous province (2P-NV) and in the three-province model (3P-WV), the mean obliquity rotated from 0° to ~30° and ~40° during the shortening. On the other hand, in the two-province model with the wide viscous province (2P-WV), obliquity increases from 0° to ~50°.

The kinematics of deformation is different in 2P-WV than in the two other models (see 4.4). In 2P-WV, the external viscous pinchout is deformed in the first stages of the compression. This could explain why a wider strike-slip zone developed in this model, with *en échelon* faults more oblique than in the other models. Obliquity of structures in analogue modeling has been previously studied notably in terms of vertical axis rotation of the backstop (Soto et al., 2006). Schreurs et al. (2002, 2001) showed that the location and the orientation of the transfer zone and oblique structures can be controlled by rheological changes in the basal *décollement*. In their study, the geometry of the viscous *décollement* boundary controls the orientation of the transfer faults. Our study completes these previous investigations, confirming that the obliquity of transfer fault can be controlled by lateral rheological changes

in the foreland of a fold-and-thrust belt. We highlight that the obliquity of structure depends of the width of the viscous province.

In summary, thrusts in the viscous province nucleate obliquely near the frictional province and their strike change through time by passive rotation. This obliquity is greater as the lateral friction exerted by the frictional province decreases.

4.5 Deep hinterland deformation

4.5.1 Kinematics of deformation front

We analyzed how deformation propagated within the lower frictional *décollement* by determining the position of the activated lower *décollement* tip at the final stage of the experiment (Figure 4-10). It is marked on serial cross-sections of Figure 4-3 to Figure 4-6 by a green dot where the most external deep thrust roots. In this work, we call it “deep deformation front”, as compared with the upper, thin-skinned deformation front above the viscous upper *décollement*.

As previously mentioned, the position of the deep deformation front changes along strike from the viscous provinces toward the frictional provinces (Figure 4-10). In frictional provinces, the position of the deep deformation front (in full green lines) does not significantly change along strike. It is slightly behind the upper deformation front (in full black lines) because of the forward vergence, the constant dip of the frontal thrust and the constant thickness of the model filling. Conversely, in the viscous provinces, the deep deformation front (in dashed green line) is significantly closer to the backstop than the upper deformation front. Across the limit between the purely frictional and viscous provinces, the connection of the two deep deformation fronts is marked by a sharp curvature.

Along-strike variations in the position of the deep deformation front are also characterized by a change in style of the deep thrust imbrication mode. In the purely viscous end-member model, the deep thrusts are globally vertically stacked (Figure 4-3, D), leading to a short distance of the deep deformation front from the backstop (10 cm, Table 4-2). In the central part of the viscous province of the 2P-WV model, the geometry of the deep thrusts is comparable to that in the viscous end-member model (Figure 4-5, G) and the deep deformation front is at 20 cm from the backstop (Table 4-2). Towards the frictional province,

deep thrust sheets are not horizontal and vertically stacked but are dipping toward the hinterland (Figure 4-5, I). This change in geometry along strike is associated with an increase in the distance between the backstop and the deep deformation front. This pattern is also observed in the two-province model with the narrow viscous province (Figure 4-4, G,H and Table 4-2). However, it is not clearly illustrated by the three-province model.

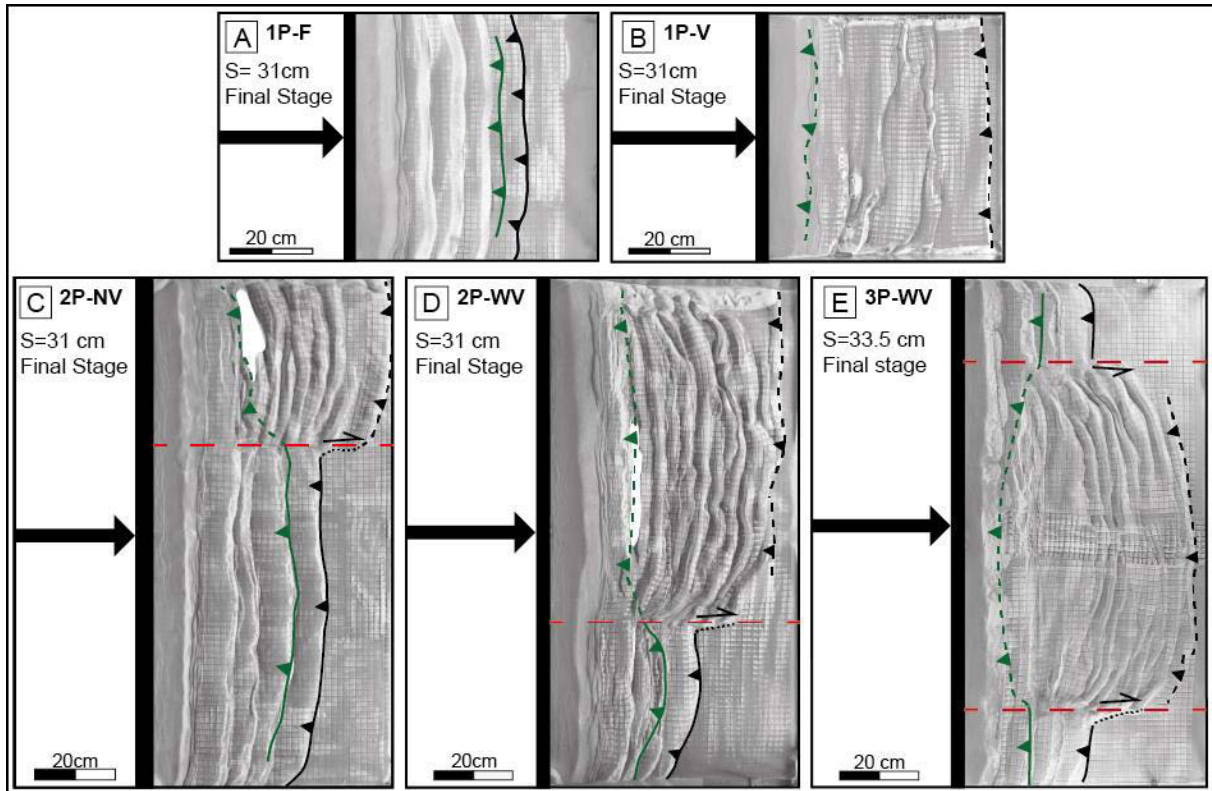


Figure 4-10: Final stage position of the shallow deformation front (in black) and the deep deformation front (in green). Dashed lines indicate the deformation fronts in the viscous provinces, whereas full lines are for the frictional provinces. Province boundaries are shown by red dashed lines. Black dotted lines in the frictional provinces and close to the province boundaries, combined to black arrows indicate transfer fault.

Deep deformation in the viscous province also includes an along-strike change in the hinterland taper value. In the 2P-WV for instance, from the salt-massif to the highly faulted structural style domain, the taper decreases from 16° to 11° . This can be directly linked to the along-strike change in thrust-sheet stacking discussed above. Indeed, the taper is higher where the thrusts are vertically stacked. It is lower where deep thrusts dip toward the hinterland. The taper tends to reach the frictional province taper value, and close to the limit between provinces, the change of slope between hinterland and foreland is less sharply defined. These observations illustrate the impact of the adjacent frictional province on the deep deformation, and show again, the taper theory should take into account 3-D parameters.

4.5.2 Couplings between frictional and viscous province

Comparing the position of the deep deformation front in the viscous and frictional province allows to evidence mutual interactions between the two provinces. Indeed, the position of the deep deformation front in the center part of each province has been measured in all models (Tables 4-1 and 4-2) and reported in Figure 4-11. The values are plotted as a function of the increase in the width ratio between the viscous province and the frictional province. In the frictional provinces of the two- and three-province models (in blue; Figure 4-11), results indicate that the position of the deep deformation front decreases compared with the frictional end-member model. Conversely, in the viscous provinces, the distance between the backstop and the deep deformation front increases (in orange; Figure 4-11), compared with the viscous end-member model. These results suggest a reciprocal impact in the deep kinematics between the frictional and viscous provinces.

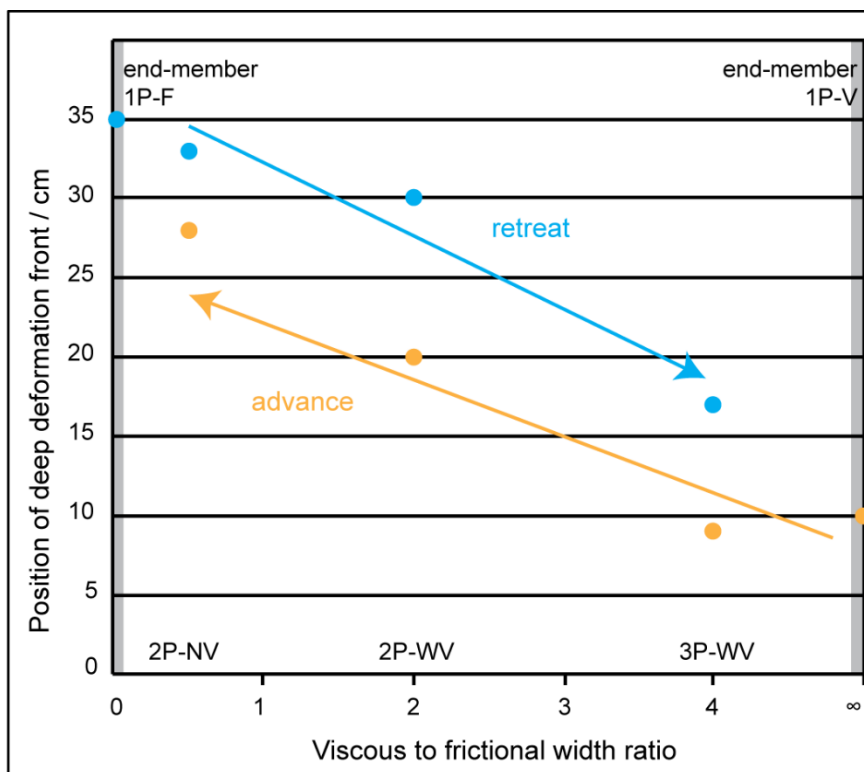


Figure 4-11: Position of the deep deformation front in all models. The horizontal axis corresponds to the ratio in width of the viscous province relative to frictional province. This ratio is 0 for the purely frictional end-member model, 0.5 for the 2P-NV, 2 for the 2P-WV, 4 for the 3P-WV model and infinite for the purely viscous end-member model. In orange, the position of the deep deformation front in the viscous provinces, in blue in the frictional provinces. In the frictional provinces, the position of the deep deformation front retreats when the width of the viscous province increases. Conversely, in the viscous province, the position of the deep deformation front advances when the relative width of frictional province increases.

In the viscous end-member model, the deformation initiates in the frictional hinterland and leads to the formation of deep thrust sheets (Figure 4-3, D). When deformation reaches the hinterland viscous *décollement* pinchout, the deformation front jumps forward above the viscous *décollement*, thus opposing the propagation of the deformation front on the deep basal *décollement* (Tang et al., 2010). Adding an adjacent frictional province against a viscous one changes the deep deformation front by pulling it forward. As deep deformation fronts between adjacent provinces are connected through the continuity of thrust sheets, the frictional province helps the forward propagation of deformation in the basal *décollement* of the viscous province.

In the frictional end-member model, thrusts detached on the frictional *décollement* leading to the formation of thrust sheets (Figure 4-3, B). These thrusts are connected with the deep sheets in the viscous province. Adding an adjacent viscous province besides a frictional province changes the deep deformation front by pulling it backward. As the deep viscous deformation front is rearward compared with the frictional one, it opposes the propagation of the deformation in the adjacent frictional province, leading to a retreat of the deep front.

In summary, there are mutual influences of viscous and frictional provinces in term of propagation of deformation in the basal *décollement*. This impact depends on the width of the viscous province. The narrower the viscous province, the farther the deep deformation front in the viscous province. Similarly, the narrower the frictional province, the closer the deep deformation front.

4.6 Syn-contractual extension

Unexpected shallow normal faulting occurred in the hinterland of every model bearing an upper *décollement*. Normal faults are marked by blue fault traces on overhead photographs (Figure 4-3 C, Figure 4-4 F, Figure 4-5 D-F and Figure 4-6 C-F) and in cross sections (Figure 4-4 G, Figure 4-5 G and Figure 4-6 G). These faults are localized at the transition zone between the hinterland and the foreland, trend parallel to the compressional structures, dip toward the foreland, and root in the viscous upper *décollement*. Extension occurred during the latest stages of the experiments, in the last 10-15 cm of shortening.

Syn-contractual extension is a matter of great interest in mountain building processes and has been investigated several times through experimental modeling (Buck and Sokoutis,

1994; Haq and Davis, 2008). However, this is the first time that syn-contractual extension is documented for a model which comprises an interbedded viscous level. In our models, normal faults appeared once the bulk shortening in the hinterland had created enough uplift at the hinterland silicone pinch-out by underplating (basal accretion) of duplexes and enough forelandward tilting of the upper viscous *décollement*. These two latter mechanisms are direct consequences of the whole wedge dynamics that links the thrust fault dynamics in the upper shallow sequence and the thrust dynamics in the deep level. As this syn-contractual extension was not observed in a preliminary work (Tang et al., 2010), we presume that its occurrence depends on the position of the internal pinch-out of the interbedded viscous *décollement* relative to the position of the backstop, and on the bulk deformation affecting the silicone bearing foreland. The formation of normal faults in such a location in the FTB will need further work. Preliminary investigations has however pointed out that surface processes and notably sedimentation prevent such syn-contractual extension (Borderie et al., 2016). Additionally, this extension occurs only in models involving an interbedded viscous *décollement*, and therefore comprising antiformal stacking in the wedge core. Finally, to our knowledge, it seems that the occurrence of shallow normal faulting in inner fold-and-thrust belt may be a rare process in the field as no documentation of this aspect is found in the literature. It may imply in return that it could potentially be observed in very low or negligible sedimentation rate environments, like submarine wedges. Good field candidates would be in the Mediterranean, for instance the Mediterranean ridge (Reston et al., 2002) or the Calabrian accretionary wedge (Gutscher et al., 2016). More models and exploration of field cases are needed to investigate more thoroughly the dynamics of this phenomenon.

4.7 Natural examples

In nature, many fold-and-thrust belts have arcuate deformation fronts. Salients and recesses illustrate relationships between their geometry and the geological setting in which they formed (Macedo and Marshak, 1999). Typically, the strength of the detachment layer may vary along and across strike due to changes in depositional setting in the foreland (Morley, 1987). This leads to a change in the structural style of the belt when the deformation reaches the lower or higher detachment level. Several fold-and-thrust belts worldwide display

such curvature linked to the position and strength of the detachment level (Salt Ranges, Kuqa Basin, Jura, South Pyrenees, Huallaga Basin ...).

4.7.1 MacKenzie and Franklin Mountains, Western Cordillera (Canada)

The MacKenzie and Franklin fold-and-thrust belts belong to the foreland of the Northwestern Canadian Cordillera (Price, 1986). Its cross-sectional structure is characterized by bedding-parallel detachments and thrust faults that crop out in the Franklin Mountains (Morrell et al., 1995) (Figure 4-12, A). The *décollement* layer is composed of Cambrian evaporites. The deformation style in the Franklin Mountains is linked to the distribution of the evaporites, which form a preferential *décollement*. Indeed, toward the northwest in the adjacent area of the Peel Plateau and the Peel Plain, the structures observed in the Franklin Mountains are absent (Davis and Engelder, 1985), which indicates that the evaporites from the Saline River Formation are absent.

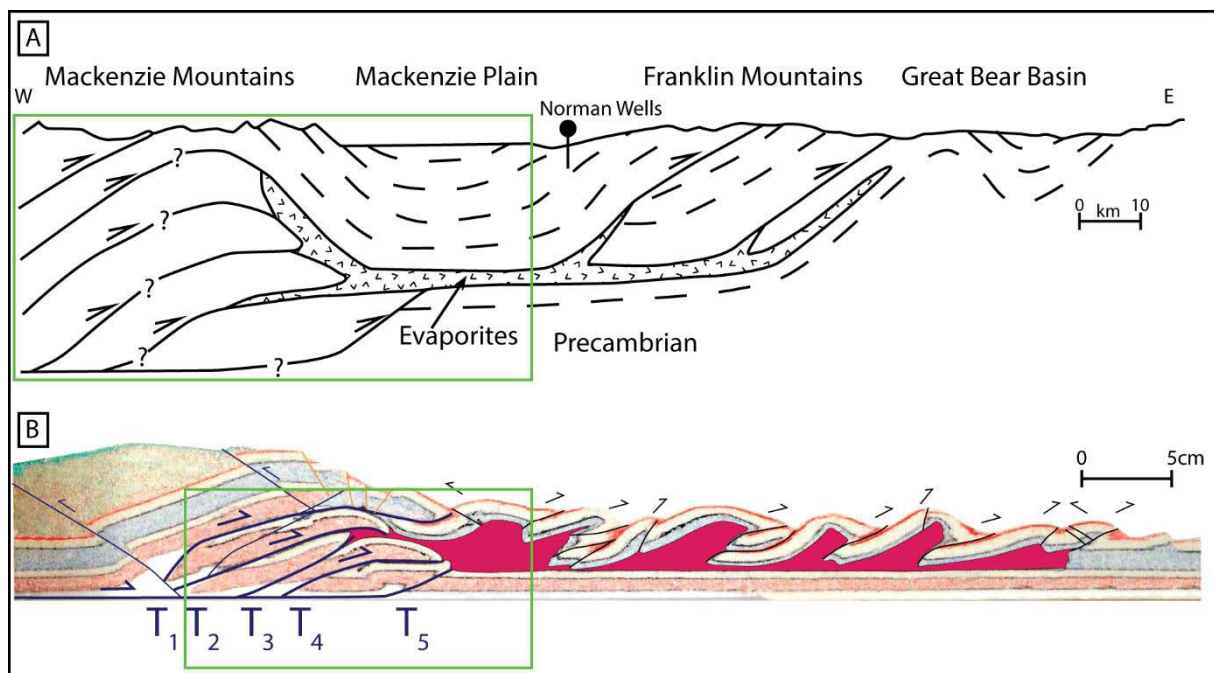


Figure 4-12: Comparison of hinterland-foreland couplings between models and nature. A) Schematic cross-section across the Mackenzie and Franklin Mountains (modified after Morrell et al., 1995) illustrating the structural style from the Mackenzie Mountains (antiformal stacks detaching above a likely deep detachment) to the Franklin Mountains (thrusts detaching into the evaporites of the Saline River Formation). B) Cross-section in the two-province model bearing a wide frictional-viscous province. The hinterland part of the section characterized by antiformal stacks is comparable to those from the Mackenzie Mountains. It suggests similarities in the formation processes.

On the western part of the section shown in Figure 4-12 A, the structural style in the Mackenzie Mountains is interpreted as a potential imbrication of thrust sheets dipping

westward and rooted into a deep detachment (Morrell et al., 1995). Comparison of our model cross sections with the schematic cross-section across the Mackenzie Plain indicates similar geometries (Figure 4-12 B). The antiformal stacks of the Mackenzie Mountains are similar to those observed in our models (Figure 4-12, Model 2P-WV, G). In the models, the propagation of deformation initiated by faulting into the microbead basal *décollement*, generating imbrications of thrust sheets. When the deformation reached the internal pinch-out of the viscous *décollement*, the deformation of the deep structure did not propagate forward and was limited to the hinterland part of the model. Our experimental models can confirm the interpretation made by Morrell et al. (1995) about the structure of the eastern part of the Mackenzie Mountains, and are in agreement with the location of the edge of the evaporites proposed by Davis and Engelder (1985).

4.7.2 Kuqa fold-and-thrust belt, Southern Tian-Shan, China

4.7.2.1 Kuqa Geology and structure

The Tian Shan is an intra-continental mountain range in Central Asia located to the north of the Himalayan and Tibet ranges (Figure 4-13, A). Currently it accommodates about 20 mm/yr of horizontal shortening in its western part and 8 mm/yr in its eastern part (Saint-Carlier et al., 2016; Wang et al., 2001). There are several active fold-and-thrust belts along the southern piedmont: from west to east, these are the Kashi-Aksu (Kepingtage) thrust system, the Kuqa fold-and-thrust belt and the Korla thrust zone (see Fig.2 in Yin et al., 1998). Although these fold and thrust systems have been studied independently (Allen et al., 1999; Turner et al., 2011; Wang et al., 2011), the structural and kinematic couplings along strike are generally poorly investigated.

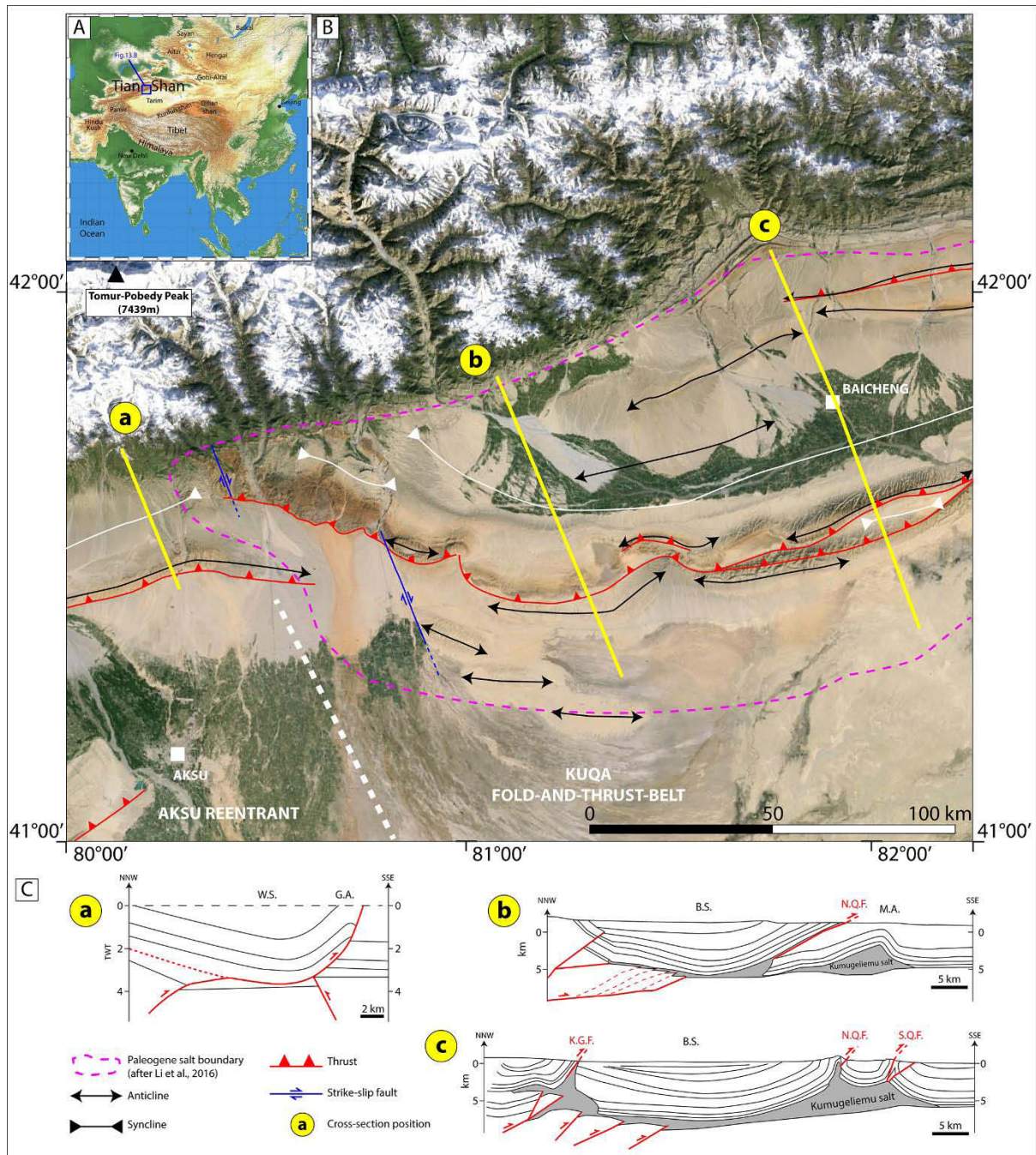


Figure 4-13: Western Kuqa fold-and thrust belt, southern Tian Shan, China. A) General localization in Central Asia. General topographic map is courtesy of S. Dominguez. B) Simplified structural map (modified after Li et al., 2012; Li et al., 2014; Hubert-Ferrari et al., 2005; Wu et al., 2014) and C) Geological cross-sections (adapted after Li et al., 2012, Li et al., 2016 and Zheng et al., 2008).

Deformation of the Kuqa basin is mainly controlled by several *décollements* in the foreland sequence; the two major being the deep Triassic mudstone and the shallow evaporite Paleogene formation (Chen et al., 2004; Li et al., 2012; Li et al., 2015; Wang et al., 2011; Wu et al., 2014). At the Aksu reentrant, Paleogene evaporite and Mesozoic formations are poorly developed; however a local detachment can lie in the shallow Neogene gypsum mudstone (Li

et al., 2016). Between the Kepingtage thrust system to the West and the Kuqa FTB to the East, a drastic change in tectonic style occurs (Figure 4-13, B and C). It is marked by 1) an abrupt change in the number of thrusts and folds (which increases to the east), 2) by gradual change in the position of the deformation front (forelandwards to the east) and also 3) by the occurrence of right-lateral strike-slip faults and oblique structures in the transition zone. The Paleogene evaporite level plays a crucial role because its variable width and thickness may have controlled the difference in deformation style and strike along the basin (Callot et al., 2013). The west end of the salt level (purple dashed line in Figure 13.B) at the transition zone between the Kepingtage and Kuqa FTBs coincides with the structural differences listed above. Seismic records (Callot et al., 2013; Li et al., 2012, 2016) show that that the frontal structures develop at the external pinch-out of the salt level. Below the evaporitic level, deformation is poorly imaged but most interpretations show northward dipping imbricated thrusts near the hinterland, likely detaching on the basal Triassic *décollement* (Figure 4-13, C.b-c).

Deformation in the Aksu reentrant, where Paleogene evaporites does not exist, is markedly different (Li et al., 2016; Zheng et al., 2008). First, the deformation front is much closer to the inner range than in Kuqa basin (Figure 4-13, B). Second, the deep deformation includes back and fore thrusts which control the growth of the frontal structural high (Figure 4-13, C.a). Third, growth strata on the seismics indicate beginning of deformation at 1 Ma, which is remarkably different to Kuqa basin (about 23 Ma). Therefore, earlier deformation at Aksu reentrant may have occurred father backward within the range.

4.7.2.2 Comparing models with Kuqa field case

To complete our investigation of the dynamics of fold-and-thrust belt accretion along the Kuqa and Aksu areas, and to draw comparisons with our modeling results, we analyzed the topography in both salt-free (W) and salt-bearing (E) provinces, and in between (Figure 4-14, A). We measured the average taper at the location of the three cross-sections (Figure 4-13, C) based on 10 km wide and 150 km long topographic swaths. Topography dataset is from ASTER GDEM with 30 m horizontal resolution (ASTER GDEM is a product from NASA and METI). From these profiles, we measured the average taper and investigated its variation along strike. Profile 1 was traced through the Aksu reentrant *and* passed through the highest elevated massif of Tian Shan range (Mount Pobedy – 7439m). Profile 2 was located 80 km eastward between the western evaporite-free foreland domain and the eastern salt-bearing

foreland sequence of Kuqa belt. Finally, profile 3 was drawn in the middle of the Kuqa FTB. On swath profiles (Figure 4-14, B), the average topography is drawn in red, together with the maximum and minimum elevations (in black). Regression lines for the topographic front are plotted in blue to extract an average taper.

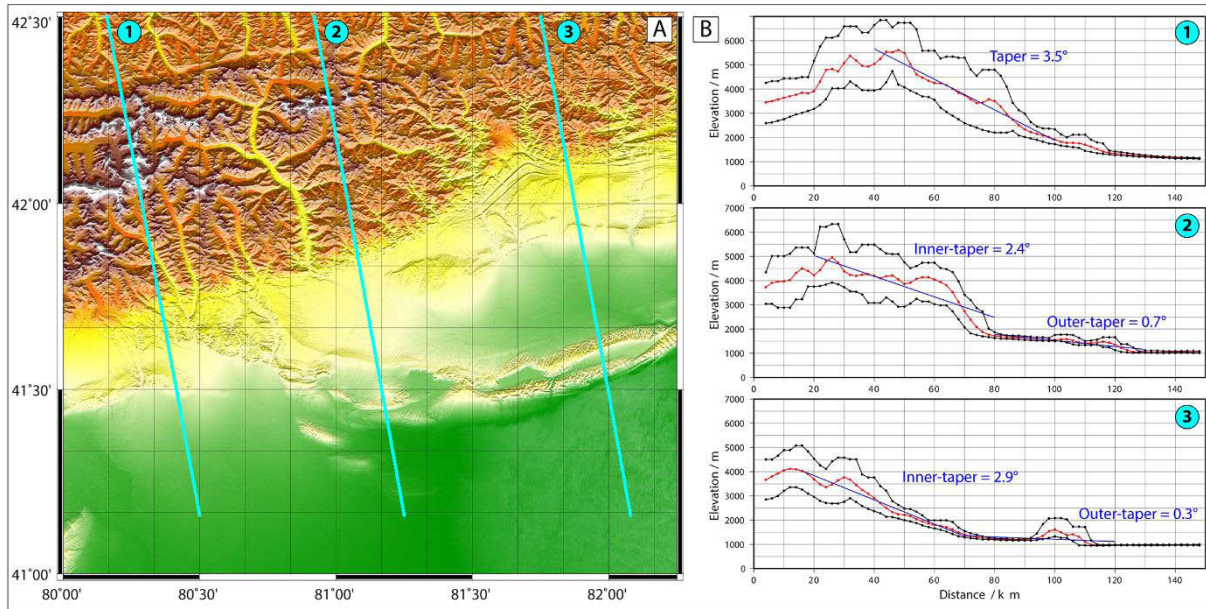


Figure 4-14: A) Topographic map of Western Kuqa fold-and-thrust belt (dataset after ASTER GDEM) and B) topographic swaths (location on A). Swaths are 10 km wide. Blue regression lines give an estimation of the average taper across the hinterland and foreland. Vertical exaggeration is $\times 8$. Note i) the linear and singular taper for swath 1 extracted to the West of salt-bearing Kuqa belt, and ii) the inner and outer tapers proposed for swaths 2 and 3 extracted across the salt-bearing Kuqa belt.

On profile 1, the topographic front is clearly linear with a constant single taper of $\sim 3.5^\circ$. This single and linear pattern is similar to model results in the frictional provinces, although high average values of $\sim 10^\circ$ was measured in the experiments. On profile 2 and 3, the topographic front is divided into two domains: 1) an inner higher taper (slope at 2.4° and 2.9°) and 2) and an outer lower taper (slope at 0.7° and 0.3°). The topography in the viscous provinces of our models is clearly segmented with an inner and an outer domain. In the field, the inner domain involves deformed Paleozoic volcanics and magmatic rocks, which have typically a frictional rheology. It compares well with the frictional hinterland of our experiment that presents a high taper (e.g. Figure 4-5, J). In contrast, the outer domain has a kinematics that is controlled by the Paleogene evaporite formation, which compares well with the viscous foreland of the experiment involving an interbedded silicone *décollement*. Interestingly, the along-strike trend in the hinterland and foreland taper of the models is also observed in the field, although the absolute values of tapers are not comparable for the hinterland domain.

This trend shows that in the models and notably in the Kuqa fold belt, the inner and outer tapers grow in an opposite direction in the viscous provinces. Indeed, the inner taper increases toward the center of the viscous province, whereas the outer taper decreases toward the center of the viscous province.

This along and across strike variations in the topography would be another consequence of the presence of an interbedded *décollement* in the foreland of the Kuqa fold belt. Indeed, results suggest that the presence of salt controls not only the topography of the salt province, but also control the across strike taper of the near hinterland domain, where salt is absent. The along-strike disappearance of salt influences also the topography of the Aksu reentrant.

Although the direct and mutual influence between provinces with different rheologies is difficult to prove on natural examples, we found some similarities between the Kuqa-Aksu structures and our models that may lead to think that the frictional province (Aksu reentrant) would generate a lateral drag on the viscous province. This lateral drag would be responsible for 1) the topography evolution along strike, 2) clockwise bend of structures in the transition zone and 3) strike-slip faulting at the western limit of the salt province. Additionally, topography in the hinterland could be also influenced by this along-strike change in the modality of convergence accommodation in the foreland basin. It results in a lower topography across the piedmont in the first case, and an intense basal underplating (by duplexes), higher uplift rates and a higher topography in the frictional domain (Aksu area). This could contribute to an explanation of the local high elevation of Mount Pobedy and the only recent (1Ma) growth of structures observed in the seismics at Aksu reentrant. Other mechanisms can be also considered, for instance, the along-strike variation in convergence rates or the partitioning of deformation between the foreland and hinterland, between foreland and intra-mountainous basins (Jolivet et al., 2010).

In these considerations, we do not take into account the significant control that surface processes, particularly syntectonic sedimentation, can have on FTB dynamics (Graveleau et al., 2012).

4.7.3 Potwar Plateau and Salt Range, Pakistan

4.7.3.1 Potwar Plateau Geology and Structure

The Potwar Plateau and Salt Range are located in the western foreland of the Himalayan orogen, in north Pakistan. They characterize a southward-verging fold-and-thrust belt linked to the collision of the Indian and the Eurasian plates (Baker et al., 1988). This belt is active and its western part accommodates currently an uplift of 10 mm/yr (Ahmad Abir et al., 2015). The Potwar Plateau – Salt Range is bounded to the east by the sinistral Jhelum fault and to the west by the Kalabagh dextral fault (Ahmad Abir et al., 2015). Deformation of the belt is related with the thick Neoproterozoic Salt Formation that acts as a *décollement* (Yeats et al., 1984). The occurrence of the two strike-slip faults is thought to be due to thinning or absence of the salt *décollement* eastward and westward (Davis and Engelder, 1985).

The structural style in the Salt Range-Potwar Plateau varies along and across strike (Faisal and Dixon, 2015). Indeed, three structural areas of contrasting structural style can be defined across strike (Figure 4-15, B). The Northern Potwar Deformed Zone (NPDZ) is marked by a southward-verging imbricate duplex. Toward the south, the Potwar Plateau is characterized by the large Soan syncline and gentle related folds. The thrust sheet is relatively undeformed, whereas in the eastern part conspicuous blind forethrusts, backthrusts and pop-up structures are present (Figure 4-15, C.b). These structures show an obliquity of $\sim 30^\circ$ with respect to the general ENE-WSW trend of the belt (Faisal and Dixon, 2015; Jaumé and Lillie, 1988). To the south of the Potwar Plateau, the deformation front (i.e. the Salt Range), is characterized by thrusts and pop-ups that root in the Salt Formation *décollement*. Total shortening from the NPDZ to the Salt Range is about 30 km, from which the Salt Range accommodates up to 10 km (Grelaud et al., 2002). The position of the Salt Range frontal thrust is explained by the presence of a northward-dipping normal fault which acted as a ramp, helping the propagation of deformation (Faisal and Dixon, 2015).

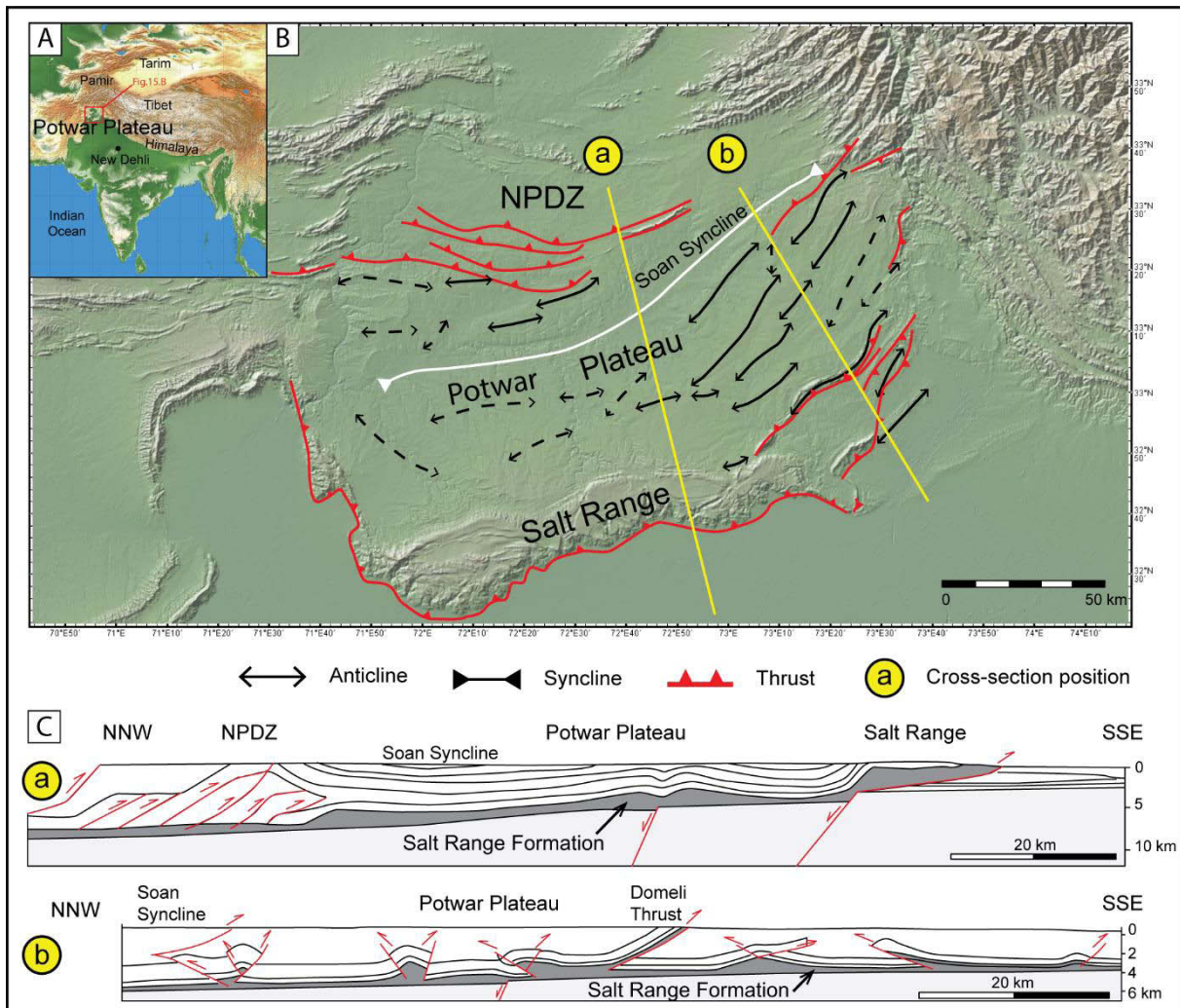


Figure 4-15: Potwar Plateau and Salt Range, Pakistan. NPDZ is for the Northern Potwar Deformed Zone. A) General localization in Central Asia. General topographic map is courtesy of S. Dominguez. B) Simplified structural map (modified from Qayyum et al., 2015; Faisal and Dixon, 2015) and C) Geological cross-sections (modified from Faisal and Dixon, 2015).

In the Potwar Plateau – Salt Range, deformation propagated out-of-sequence. Grelaud et al., (2002) showed that deformation first occurred in the NPDZ, before 10 Ma. Then, deformation jumped to the Salt Range frontal thrust between 10 and 5 Ma, creating the current deformation front. Deformation was then distributed between the NPDZ and the Salt Range between 5 and 1.9 Ma.

4.7.3.2 Comparing models with Potwar Plateau – Salt Ranges field case

We documented in our study that the early obliquity of structures resulted from out-of-sequence deformation. Associated with the out-of-sequence deformation, the fold-and-thrust belt developed a zone of high obliquity of structures, and this early obliquity depends chiefly

on the sequence of deformation. The obliquity is more important where the deformation front formed early, near the foreland salt pinch-out. Subsequently, structures in the transfer zone increased in obliquity.

The deformation kinematics and current geometry of the Potwar Plateau and Salt Range system compares well with the two-province model with the wide viscous province (2P-WV), at 150 mm of shortening (Figure 4-5, C). Indeed, in this model, as for the Potwar Plateau, deformation propagated out of sequence. Deformation reached the external silicone pinchout and the mean obliquity of thrusts is $\sim 30^\circ$. The oblique structures in the eastern part of the Potwar Plateau should have formed with this current obliquity and may rotate through time.

As for our models, along-strike variation in structural style characterizes the Potwar Plateau – Salt Range (Figure 4-15, C). The eastern zone of oblique structures marked the change in the structural style and is characterized by a higher number of structures than in the western part of the belt. Our results suggest the importance of the sequence of deformation in the early obliquity of structures forming transfer zones along FTB showing along-strike rheological variations.

4.8 Conclusion

Our experimental investigation addressed the structural and kinematic mutual influences that two adjacent frictional and viscous provinces in a deforming foreland basin can have during an orogen growth and the forward propagation of deformation. For that, we carried out experimental models where a single viscous level of varying width was interbedded within a frictional cover. Major results can be summarized as follows:

- The presence of a frictional province influences the kinematics of the shallow propagation of deformation in an adjacent viscous province. This behavior depends on the width of the viscous province. Above a threshold distance of about 60 cm in our model, the kinematics in the viscous province is not impacted by lateral friction exerted by the frictional domain. Shallow deformation propagates rapidly to the external pinch-out of the viscous level, as in a viscous end-member model. Reducing the width of the viscous province changes drastically the kinematics of deformation in the viscous province because of the lateral drag against the adjacent frictional

province. Indeed, shallow deformation propagates in sequence in the viscous province and reaches the external pinch-out of the viscous level later.

- The presence of a frictional province influences the shallow structural style in an adjacent viscous province. As for the kinematics, this influence varies depending on the width of the viscous province. Indeed, three structural styles are typically observed in the thin cover of the wide viscous provinces. From the center of the viscous province toward the frictional/viscous limit, we observed a salt massif style, then a regular set of forethrusts, and finally a highly faulted zone with both back- and forethrusts.
- In the above-mentioned regular forethrust zone and highly-faulted zone, the thrusts nucleate with an obliquity that increases during shortening (due to structure rotation around a vertical axis). Obliquity is greater for models with a wide viscous province and depends on how the kinematics of the viscous province is influenced by lateral friction. The model less influenced by lateral friction developed more oblique structures.
- The presence of an interbedded viscous *décollement* in the foreland influences the kinematics of deformation in the deep hinterland. First, a hinterland/foreland (i.e. across-strike) coupling is observed as the upper viscous *décollement* makes the forward propagation of the deep deformation front more difficult. Second, an along-strike coupling also exists between adjacent viscous and frictional provinces: adding a frictional province adjacent to a viscous one leads to a faster advance of the deep deformation front in the viscous province, compared with an end-member viscous model. In return, adding a viscous province against a frictional province generates a retreat of the deep deformation front in the frictional province, compared with an end-member frictional model.
- Along-strike variations in the taper of the foreland and hinterland are visible in models having contrasting adjacent rheologies. In the foreland part of the viscous province, the taper increases from the center toward the limit with the frictional province. In the hinterland, the taper decreases from the center toward the limit of the province associated to variations in the deep imbrications. This indicates that the critical taper theory for brittle-viscous system could be influenced by lateral drag effects, and therefore should not be only considered in 2-D only, but likely in 3-D.

- Associated to these taper evolution influenced by deep accretion mechanisms and rheology of the viscous foreland, syn-contractual extensional faults in the hinterland can form because of a combination of 1) a large uplift in the hinterland caused by stacking of deep thrust sheets and 2) outward tilting of the inner deformed interbedded viscous layer.

We compared our experimental results to natural fold belts. Comparison between the shallow foreland deformation of our models and the Salt Range (Pakistan) indicates that obliquity of structures can be controlled by the kinematics of deformation. In the Franklin Mountains (Canada) and the Kuqa fold-and-thrust belt (China), changes in the across-strike structural styles and in the along-strike deformation kinematics and topography are comparable to those in our experimental approach. The structural dynamics and average taper of these fold-and-thrust belts might be controlled by the lateral influence (drag effect) that the evaporite-free province applies on the adjacent evaporite-bearing province. Coupled to changing mechanisms in accretion mode in the deep hinterland, our results suggest that the critical taper concept generally developed in 2-D could be locally 3-D controlled by lateral drag effects.

4.9 Acknowledgments

The experimental works have been carried out during Sandra Borderie's Ph.D. at Université Lille 1 with funding from the French Ministry of Research. Several figures were drawn using the free software package GMT (Wessel and Smith, 1991). We acknowledge Midland Valley for making available the 3DMove software (ASI - Academic Software Initiative). Undergraduate student M. Boumaza is thanked for his investment in building the 3-D model on 3DMove Software. Drs Frank Chanier and Jacky Ferrière are warmly thanked for their numerous questions and advices on this work.

4.10 References

- Agarwal, K., Agrawal, G., 2002. Analogue sandbox models of thrust wedges with variable basal frictions. *Gondwana Research* 5, 641–647.
- Ahmad, M.I., Dubey, A.K., Toscani, G., Bonini, L., Seno, S., 2014. Kinematic evolution of thrusts wedge and erratic line length balancing: insights from deformed sandbox models.

- Ahmad Abir, I., Khan, S.D., Ghulam, A., Tariq, S., Shah, M.T., 2015. Active tectonics of western Potwar Plateau–Salt Range, northern Pakistan from InSAR observations and seismic imaging. *Remote Sensing of Environment* 168, 265–275. doi:10.1016/j.rse.2015.07.011
- Aitken, J., Pugh, D., 1984. The fort Norman and Leith Ridge structures: major, buried, Precambrian features underlying Franklin Mountains and Great Bear and Mackenzie plains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 32, 139–146.
- Allen, M.B., Vincent, S.J., Wheeler, P.J., 1999. Late Cenozoic tectonics of the Kepingtage thrust zone: interactions of the Tien Shan and Tarim Basin, northwest China. *Tectonics* 18, 639–654.
- Bahroudi, A., Koyi, H., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach. *Journal of the Geological Society* 160, 719–733.
- Baker, D.M., Lillie, R.J., Yeats, R.S., Johnson, G.D., Yousuf, M., Zamin, A.S.H., 1988. Development of the Himalayan frontal thrust zone: Salt Range, Pakistan. *Geology* 16, 3–7.
- Ballard, J.-F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J., Allemand, P., 1987. Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement: Modèles expérimentaux. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 305, 1249–1253.
- Bonini, M., 2007. Deformation patterns and structural vergence in brittle–ductile thrust wedges: An additional analogue modelling perspective. *Journal of Structural Geology* 29, 141–158. doi:10.1016/j.jsg.2006.06.012
- Bonini, M., 2001. Passive roof thrusting and forelandward fold propagation in scaled brittle–ductile physical models of thrust wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 2291–2311.
- Borderie, S., Vendeville, B.C., Graveleau, F., Witt, C., 2016. Late extension in compressional wedges above a weak, viscous décollement: results from analogue modeling. Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 13166.
- Breque, C., Dupre, J.-C., Bremond, F., 2004. Calibration of a system of projection moiré for relief measuring: biomechanical applications. *Optics and Lasers in Engineering* 41, 241–260. doi:10.1016/S0143-8166(02)00198-7
- Buck, W.R., Sokoutis, D., 1994. Analogue model of gravitational collapse and surface extension during continental convergence. *Nature* 369, 737–740. doi:10.1038/369737a0
- Buiter, S.J.H., 2012. A review of brittle compressional wedge models. *Tectonophysics* 530–531, 1–17. doi:10.1016/j.tecto.2011.12.018
- Calassou, S., Larroque, C., Malavieille, J., 1993. Transfer zones of deformation in thrust wedges: an experimental study. *Tectonophysics* 221, 325–344.
- Callot, J.P., Guichong, W., Moretti, I., Yongxing, G., Letouzey, J., Wu, S., 2013. Structural style of a compressive wedge with salt and coal shale décollement levels: Analogue and seismic modelling of the Kuqa Thrust Belt (North Tarim, China). Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 7860.
- Chen, S., Tang, L., Jin, Z., Jia, C., Pi, X., 2004. Thrust and fold tectonics and the role of evaporites in deformation in the Western Kuqa Foreland of Tarim Basin, Northwest China. *Marine and Petroleum Geology* 21, 1027–1042.

- Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J.F., Balé, P., 1991. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology* 19, 1063–1067.
- Contardo, X.J., Kukowski, N., Cembrano, J.M., 2011. Material transfer and its influence on the formation of slope basins along the South Central Chilean convergent margin: Insights from scaled sandbox experiments. *Tectonophysics* 513, 20–36. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.016
- Corrado, S., Di Bucci, D., Naso, G., Faccenna, C., 1998. Influence of palaeogeography on thrust system geometries: an analogue modelling approach for the Abruzzi–Molise (Italy) case history. *Tectonophysics* 296, 437–453.
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2004. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: reply to comments by Hemin Koyi and James Cotton. *Journal of Structural Geology* 26, 2139–2141. doi:10.1016/j.jsg.2004.04.001
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology* 24, 1729–1739.
- Cotton, J.T., Koyi, H.A., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin* 112, 351–363.
- Couzens-Schultz, B.A., Vendeville, B.C., Wiltschko, D.V., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology* 25, 1623–1644. doi:10.1016/S0191-8141(03)00004-X
- Dahlen, F., 1984. Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89, 10125–10133.
- Dahlen, F.A., 1990. Critical Taper Model of Fold-And-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 18, 55–99. doi:10.1146/annurev.ea.18.050190.000415
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88, 1153–1172. doi:10.1029/JB088iB02p01153
- Davis, D.M., Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119, 67–88.
- Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., Soula, J.-C., 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section: exhumation and deformation of north Peru. *Tectonics* 34, 715–730. doi:10.1002/2014TC003641
- Faisal, S., Dixon, J.M., 2015. Physical analog (centrifuge) model investigation of contrasting structural styles in the Salt Range and Potwar Plateau, northern Pakistan. *Journal of Structural Geology* 77, 277–292. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.009
- Ferrer, O., Roca, E., Vendeville, B.C., 2014. The role of salt layers in the hangingwall deformation of kinked-planar extensional faults: Insights from 3D analogue models and comparison with the Parentis Basin. *Tectonophysics* 636, 338–350. doi:10.1016/j.tecto.2014.09.013
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.027

- Grelaud, S., Sassi, W., de Lamotte, D.F., Jaswal, T., Roure, F., 2002. Kinematics of eastern Salt Range and South Potwar Basin (Pakistan): a new scenario. *Marine and Petroleum Geology* 19, 1127–1139. doi:10.1016/S0264-8172(02)00121-6
- Guillier, B., Baby, P., Colletta, B., Mendez, E., Limachi, R., Letouzey, J., Specht, M., 1995. Analyse géométrique et cinématique d'un "duplex" issu d'un modèle analogique visualisé en 3D par tomographie aux rayons X. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences—Series IIA—Earth and Planetary Science, Série 2a: Sciences de la Terre* (321) 901–908.
- Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., Flueh, E., Malavieille, J., 2001. Non-Coulomb wedges, wrong-way thrusting, and natural hazards in Cascadia. *Geology* 29, 379–382.
- Gutscher, M., Dominguez, S., Lepinay, B.M., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., Le Faou, Y., Barreca, G., Micallef, A., 2016. Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). *Tectonics* 35, 39–54.
- Haq, S.S., Davis, D.M., 2008. Extension during active collision in thin-skinned wedges: Insights from laboratory experiments. *Geology* 36, 475–478.
- Hatcher, R.D., Williams, R.T., 1986. Mechanical model for single thrust sheets Part I: Taxonomy of crystalline thrust sheets and their relationships to the mechanical behavior of orogenic belts. *Geological Society of America Bulletin* 97, 975–985.
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolaños, R., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 21–34. doi:10.1016/j.jsames.2004.06.005
- Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 62, 355–372.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 48, 1459–1520.
- Huiqi, L., McClay, K., Powell, D., 1992. Physical models of thrust wedges, in: *Thrust Tectonics*. Springer, pp. 71–81.
- Jaumé, S.C., Lillie, R.J., 1988. Mechanics of the Salt Range-Potwar Plateau, Pakistan: A fold-and-thrust belt underlain by evaporites. *Tectonics* 7, 57–71.
- Jolivet, M., Dominguez, S., Charreau, J., Chen, Y., Li, Y., Wang, Q., 2010. Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the central Chinese Tian Shan: reactivated tectonic structures and active deformation. *Tectonics* 29, TC6019. doi:10.1029/2010TC002712
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75–94.
- Koyi, H.A., Cotton, J., 2004. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic decollement; a discussion. *Journal of Structural Geology* 26, 2139–2141.
- Koyi, H.A., Sans, M., 2006. Deformation transfer in viscous detachments: comparison of sandbox models to the South Pyrenean Triangle Zone. *Geological Society, London, Special Publications* 253, 117–134.
- Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics* 188, 203–207.
- Kukowski, N., Lallemand, S.E., Malavieille, J., Gutscher, M.-A., Reston, T.J., 2002. Mechanical decoupling and basal duplex formation observed in sandbox experiments with

- application to the Western Mediterranean Ridge accretionary complex. *Marine Geology* 186, 29–42.
- Lallemand, S.E., Malavieille, J., Calassou, S., 1992. Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: experimental modeling and marine observations. *Tectonics* 11, 1301–1313.
- Larroque, C., Calassou, S., Malavieille, J., Chanier, F., 1995. Experimental modelling of forearc basin development during accretionary wedge growth. *Basin Research* 7, 255–268.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R., Chermette, J.C., 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings. *AAPG Memoir* 65, 41–60.
- Li, S., Wang, X., Suppe, J., 2012. Compressional salt tectonics and synkinematic strata of the western Kuqa foreland basin, southern Tian Shan, China. *Basin Research* 24, 475–497.
- Li, Y.-J., Wen, L., Zhang, H.-A., Huang, T.-Z., Li, H.-L., Shi, Y.-Y., Meng, Q.-L., Peng, G.-X., Huang, S.-Y., Zhang, Q., 2016. The Kuqa late Cenozoic fold–thrust belt on the southern flank of the Tian Shan Mountains. *International Journal of Earth Sciences* 105, 1417–1430.
- Lohrmann, J., Kukowski, N., Adam, J., Oncken, O., 2003. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology* 25, 1691–1711.
- Luján, M., Storti, F., Balanyá, J.-C., Crespo-Blanc, A., Rossetti, F., 2003. Role of décollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe thrust imbricate (Flysch Trough, Gibraltar Arc): an analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology* 25, 867–882.
- Luján, M., Storti, F., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2006. Extrusion vs. accretion at the frictional-viscous décollement transition in experimental thrust wedges: the role of convergence velocity. *Terra Nova* 18, 241–247. doi:10.1111/j.1365-3121.2006.00685.x
- Macedo, J., Marshak, S., 1999. Controls on the geometry of fold-thrust belt salients. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1808–1822.
- Malavieille, J., 1984. Modelisation experimentale des chevauchements imbriques; application aux chaines de montagnes. *Bulletin de la Société géologique de France* 26, 129–138.
- Marshak, S., 2004. Salients, Recesses, Arcs, Oroclines, and Syntaxes A Review of Ideas Concerning the Formation of Map-view Curves in Fold-thrust Belts. *AAPG Memoir* 82, 131–156.
- Massoli, D., Koyi, H.A., Barchi, M.R., 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology* 28, 185–199. doi:10.1016/j.jsg.2005.11.002
- McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms, in: *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London, pp. 419–433.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., 2004. Analog modeling of doubly vergent thrust wedges. *AAPG Memoir* 82, 184–206.
- Morley, C., 1987. Lateral and vertical changes of deformation style in the Osen-Røa thrust sheet, Oslo Region. *Journal of structural geology* 9, 331–343.
- Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., Backe, G., 2011. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review. *Earth-Science Reviews* 104, 41–91. doi:10.1016/j.earscirev.2010.09.010
- Morrell, G., Fortier, M., Price, P., Polt, R., 1995. Petroleum exploration in northern Canada: A guide to oil and gas exploration and potential: Indian and Northern Affairs Canada. *Indian and Northern Affairs - Canada* 59–65.

- Nieuwland, D.A., Leutscher, J.H., Gast, J., 2000. Wedge equilibrium in fold-and-thrust belts: prediction of out-of-sequence thrusting based on sandbox experiments and natural examples. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw* 79, 81–91.
- Nilforoushan, F., Koyi, H.A., 2007. Displacement fields and finite strains in a sandbox model simulating a fold-thrust-belt. *Geophysical Journal International* 169, 1341–1355. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03341.x
- Nilfouroushan, F., Pysklywec, R., Cruden, A., 2012. Sensitivity analysis of numerical scaled models of fold-and-thrust belts to granular material cohesion variation and comparison with analog experiments. *Tectonophysics* 526–529, 196–206. doi:10.1016/j.tecto.2011.06.022
- Philippe, Y., 1994. Transfer zone in the Southern Jura thrust belt (Eastern France): Geometry, development, and comparison with analogue modeling experiments, in: *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. Springer, pp. 327–346.
- Price, R.A., 1986. The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere. *Journal of Structural Geology* 8, 239–254.
- Ramberg, H., 1981. Gravity, deformation, and the earth's crust: In theory, experiments, and geological application. Academic press, London.
- Reston, T.J., Fruehn, J., von Huene, R., IMERSE Working Group, 2002. The structure and evolution of the western Mediterranean Ridge. *Marine Geology* 186, 83–110.
- Ruh, J.B., Gerya, T., Burg, J.-P., 2014. 3D effects of strain vs. velocity weakening on deformation patterns in accretionary wedges. *Tectonophysics* 615, 122–141.
- Ruh, J.B., Kaus, B.J.P., Burg, J.-P., 2012. Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts: Influence of rheology of single and multiple décollements. *Tectonics* 31, n/a-n/a. doi:10.1029/2011TC003047
- Saint-Carlier, D., Charreau, J., Lavé, J., Blard, P.-H., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Wang, S., ASTER Team, 2016. Major temporal variations in shortening rate absorbed along a large active fold of the southeastern Tianshan piedmont (China). *Earth and Planetary Science Letters* 434, 333–348.
- Santolaria, P., Vendeville, B.C., Graveleau, F., Soto, R., Casas-Sainz, A., 2015. Double evaporitic décollements: Influence of pinch-out overlapping in experimental thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 76, 35–51. doi:10.1016/j.jsg.2015.04.002
- Schellart, W., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics* 324, 1–16.
- Schreurs, G., Haenni, R., Vock, P., 2001. Four-dimensional analysis of analog models; experiments on transfer zones in fold and thrust belts. *Memoir - Geological Society of America* 193, 179–190.
- Schreurs, G., Hänni, R., Panien, M., Vock, P., 2003. Analysis of analogue models by helical X-ray computed tomography. *Geological Society, London, Special Publications* 215, 213–223.
- Schreurs, G., Hanni, R., Vock, P., 2002. Analogue modelling of transfer zones in fold and thrust belts: a 4-D analysis. *Journal of the Virtual Explorer* 7, 43–49.
- Sellier, N.C., Vendeville, B.C., Loncke, L., 2013. Post-Messinian evolution of the Florence Rise area (Western Cyprus Arc) Part II: Experimental modeling. *Tectonophysics* 591, 143–151. doi:10.1016/j.tecto.2011.07.003

- Sherkati, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling: CENTRAL ZAGROS FOLD-THRUST BELT. *Tectonics* 25, TC4007. doi:10.1029/2004TC001766
- Sommaruga, A., 1999. Décollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology* 16, 111–134.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Pueyo, E.L., 2006. Along-strike variation of orogenic wedges associated with vertical axis rotations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111, B10402.
- Souloumiac, P., Maillot, B., Leroy, Y.M., 2012. Bias due to side wall friction in sand box experiments. *Journal of Structural Geology* 35, 90–101. doi:10.1016/j.jsg.2011.11.002
- Tang, P., Vendeville, B.C., Huang, S., Guillot, Y., 2010. Influence of salt-related, thinskin deformation on basement thrust evolution: physical modelling applied to the Kuqa Basin (Southern Tian-Shan), in: *GeoMod 2010*, Lisbon, Portugal.
- Turner, S.A., Liu, J.G., Cosgrove, J.W., 2011. Structural evolution of the Piqiang Fault Zone, NW Tarim Basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 394–402.
- Turrini, C., Ravaglia, A., Perotti, C., 2001. Compressional structures in a multilayered mechanical stratigraphy: Insights from sandbox modeling with three-dimensional variations in basal geometry and friction. *MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA* 193, 153–178.
- Vergés, J., Muñoz, J., Martínez, A., 1992. South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry, *Thrust Tectonics*. Springer.
- Verschuren, M., Nieuwland, D., Gast, J., 1996. Multiple detachment levels in thrust tectonics: sandbox experiments and palinspastic reconstruction. *Geological Society, London, Special Publications* 99, 227–234.
- Vidal-Royo, O., Koyi, H.A., Muñoz, J.A., 2009. Formation of orogen-perpendicular thrusts due to mechanical contrasts in the basal décollement in the Central External Sierras (Southern Pyrenees, Spain). *Journal of Structural Geology* 31, 523–539. doi:10.1016/j.jsg.2009.03.011
- Wang, C., Chen, H., Cheng, X., Li, K., 2013. Evaluating the role of syn-thrusting sedimentation and interaction with frictional detachment in the structural evolution of the SW Tarim basin, NW China: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics* 608, 642–652. doi:10.1016/j.tecto.2013.08.016
- Wang, Q., Zhang, P.-Z., Freymueller, J.T., Bilham, R., Larson, K.M., Lai, X., 'an, You, X., Niu, Z., Wu, J., Li, Y., 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements. *science* 294, 574–577.
- Wang, X., Guan, J.S.S., Hubert-Ferrari, A., Jia, R.G.-M.C., 2011. Cenozoic structure and tectonic evolution of the Kuqa fold belt, southern Tianshan, China. *AAPG Memoir* 94, 215–243.
- Weijermars, R., Jackson, M., Vendeville, B., 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics* 217, 143–174.
- 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. doi:10.1016/0031-9201(86)90021-X
- Wessel, P., Smith, W.H., 1991. Free software helps map and display data. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 72, 441–446.
- Wu, Z., Yin, H., Wang, X., Zhao, B., Jia, D., 2014. Characteristics and deformation mechanism of salt-related structures in the western Kuqa depression, Tarim basin: Insights from

- scaled sandbox modeling. *Tectonophysics* 612–613, 81–96.
doi:10.1016/j.tecto.2013.11.040
- Yeats, R.S., Khan, S.H., Akhtar, M., 1984. Late quaternary deformation of the Salt Range of Pakistan. *Geological Society of America Bulletin* 95, 958–966.
- Zheng, M., PENG, G., LEI, G., GUO, H., HUANG, S., Chao, W., LI, Y., 2008. Structural pattern and its control on hydrocarbon accumulations in Wushi Sag, Kuche Depression, Tarim Basin. *Petroleum Exploration and Development* 35, 444–451.
- Zhou, J., Zhang, B., Xu, Q., 2015. Effects of lateral friction on the structural evolution of fold-and-thrust belts: Insights from sandbox experiments with implications for the origin of landward-vergent thrust wedges in Cascadia. *Geological Society of America Bulletin* 128, B31320.1. doi:10.1130/B31320.1

Chapitre 5

Comment localiser la déformation au front d'une chaîne plissée salifère : cas du chevauchement de Chazuta (bassin de Huallaga, Pérou)

Avant-propos – Impact de la sédimentation sur la déformation d'un bassin d'avant-pays de rhéologies variables latéralement

Les précédents chapitres ont montré les influences que peuvent avoir un niveau de décollement visqueux basal ou interstratifié sur les structures et la cinématique d'une chaîne plissée. Les résultats ont montré notamment que dans les chaînes plissées à deux provinces aux rhéologies latérales différentes, la cinématique de la déformation dans les provinces visqueuses dépend de la largeur de ces provinces. Dans de larges provinces à niveau de décollement visqueux interstratifié, le style structural et la cinématique de la déformation changent latéralement le long de la province, traduisant l'impact des frictions latérales. Les deux séries de modélisation expérimentales précédentes n'ont cependant pas testé l'impact des processus de surface sur ces couplages. Or, les processus de surface sont des paramètres majeurs qui contrôlent la dynamique de la déformation des chaînes plissées (e.g. Malavieille, 2010; Willett, 1999). Leur impact a été étudié en modélisation analogique et numérique aussi bien dans le cas d'un décollement basal unique (Cruz et al., 2010; Graveleau and Dominguez, 2008; Konstantinovskaia and Malavieille, 2005; Mannu et al., 2016; Merle and Abidi, 1995; Sieniawska et al., 2010; Smit et al., 2010; Wu et al., 2010; Wu and McClay, 2011) que dans le cas de deux décollements (Baby et al., 1995; Bonini, 2001; Bonnet et al., 2008, 2007; Fillon et al., 2013; Konstantinovskaya and Malavieille, 2011; Leturmy et al., 2000; Malavieille, 2010; Mugnier et al., 1997; Perrin et al., 2013; Storti and McClay, 1995; Wang et al., 2013; Wu et al., 2014). Dans les deux cas, la nature rhéologique des décollements étudiés pouvaient aussi bien être frictionnelle que visqueuse, selon les études. Les résultats sont nombreux (voir Graveleau et al., (2012) pour une synthèse) et indiquent notamment que la sédimentation syntectonique contrôle la cinématique de la déformation en affectant la distribution des contraintes. L'augmentation de l'épaisseur de sédiments dans l'avant-pays et la diminution de la pente moyenne associée permet la formation de longues nappes chevauchantes. Le nombre de chevauchements décroît quand le taux de sédimentation augmente. La sédimentation syntectonique peut sceller les chevauchements frontaux, réactiver des chevauchements à l'arrière et permet donc de générer des déformations hors-séquence. L'érosion influe aussi sur la dynamique d'une chaîne plissée. Réduisant la pente moyenne d'une chaîne, l'érosion peut limiter la propagation de la déformation vers l'avant-pays et favoriser une déformation hors séquence.

L'impact de la sédimentation syntectonique (sans modélisation de l'érosion) sur les chaînes plissées a été étudié dans trois modèles expérimentaux de la série précédente (chapitre 4). Dans un premier temps, la sédimentation syntectonique a été testée sur un modèle ayant des conditions aux limites de type « end-member » visqueux (1P-V). Il comprenait un niveau de décollement basal frictionnel et visqueux interstratifié sur toute la largeur du modèle. La déformation s'est initiée au niveau du proto-wedge puis s'est très rapidement propagée dans l'avant-pays au-dessus du niveau de décollement visqueux interstratifié. Les épisodes de sédimentation syntectonique ont été modélisés dès que les premières structures sont apparues dans l'avant-pays et jusqu'à la fin de l'expérience. Pour cela, des quantités variables de sable ont été déposées au front de chaque chevauchement actif.

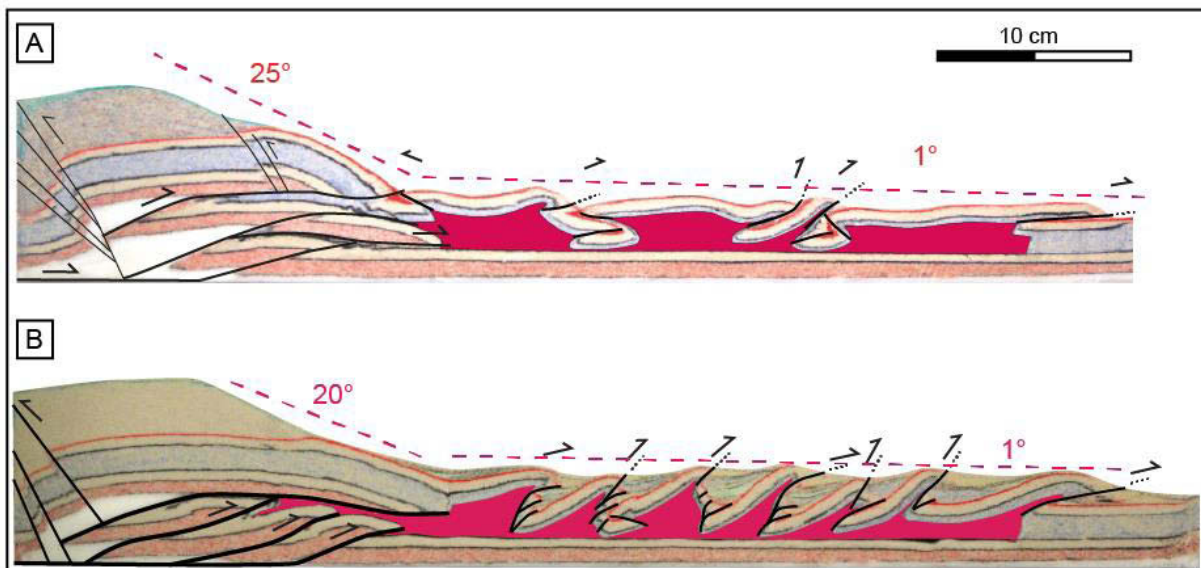


Figure 5-1 : Comparaison de coupes de modèles sans et avec sédimentation syntectonique. A) Coupe dans le modèle « end-member » visqueux (1P-V) du chapitre 4, sans processus de surface. La déformation dans l'arrière-pays est marquée par des imbrications verticales de type duplex qui s'enracinent dans le niveau de décollement basal frictionnel. Dans l'avant-pays, la déformation est caractérisée par des « massifs de sel » limités par des chevauchements et retro-chevauchements. B) Coupe dans un modèle ayant les mêmes conditions initiales que le modèle « end-member » visqueux (1P-V) du chapitre 4, dans lequel la sédimentation syntectonique a été testée. La déformation dans l'arrière-pays est marquée par des imbrications qui s'enracinent sur le niveau de décollement basal. Dans l'avant-pays, la déformation est caractérisée par une majorité de chevauchements à vergence vers l'avant-pays. La sédimentation syntectonique est illustrée par les biseaux au front de chaque structure.

En raison du faible nombre de modèles réalisés, les résultats que nous pouvons dresser ne sont pour le moment que préliminaires. Ils indiquent tout d'abord que la sédimentation syntectonique a un impact majeur sur la géométrie des structures dans l'avant-pays. En effet, dans le modèle « end-member » visqueux (1P-V) du chapitre précédent, la déformation dans l'avant-pays était caractérisée par un style en « massifs de sel » bordés par des

chevauchements et des rétro-chevauchements (Figure 5-1, A). Dans le même modèle auquel est appliquée une sédimentation pendant la compression, la déformation dans l'avant-pays est caractérisée par une majorité de chevauchements à vergence vers l'avant-pays (Figure 5-1, B). Ces chevauchements sont plus pentus que ceux dans le modèle sans sédimentation. Pendant la déformation, la sédimentation n'a pas scellé les structures actives mais les a forcés à s'adapter, notamment en développant une séquence arrière en empilement, un style mis en évidence par Barrier et al., 2002. Cela semble avoir régulé leur activité tout au long de la compression puisque les chevauchements sont actifs tout au long de l'expérience (Figure 5-1, B). Un autre résultat évident est le contrôle exercé par la sédimentation syntectonique sur la vergence des structures. En effet, en sédimentant au front de chaque chevauchement actif, la charge sédimentaire sur le compartiment chevauché le fait subsider de façon asymétrique dans les évaporites. Le toit du chevauchement s'incline alors vers l'arrière-pays, générant des structures sédimentaires en éventail. Cet épaissement rigidifie le toit du chevauchement, favorisant ainsi une activité pérenne sur le chevauchement initial et limitant ainsi la formation de rétro-chevauchements.

La sédimentation syntectonique a également été testée sur un modèle à 2 provinces qui comprenait une province frictionnelle de 20 cm et une province visqueuse de 40 cm. Les dimensions de la province visqueuse de ce modèle sont analogues à celle du modèle à deux provinces avec une étroite province visqueuse (2P-NV, chapitre 4). La province frictionnelle est quant à elle deux fois moins large que dans le modèle 2P-NV du chapitre 4. Deux coupes au stade final illustrent la géométrie du prisme (Figure 5-2). Comme pour le modèle précédent, la sédimentation a été effectuée dès l'apparition des premières structures dans l'avant-pays.

Dans la province frictionnelle, la déformation est caractérisée par deux chevauchements qui se forment en séquence et qui s'enracinent dans le niveau de décollement basal frictionnel (Figure 5-2, A). Ces chevauchements ont eu une activité particulièrement importante puisque leur nombre (deux) est inférieur aux trois structures qui se sont généralement développées dans les modèles analogues sans sédimentation (voir avec Figures 4-3 A-B, 4-4, 4-5 et 4-6 du chapitre 4). Ceci est en accord avec les résultats déjà publiés dans la bibliographie (Bonnet et al., 2008; McClay and Whitehouse, 2004; Storti and McClay, 1995).

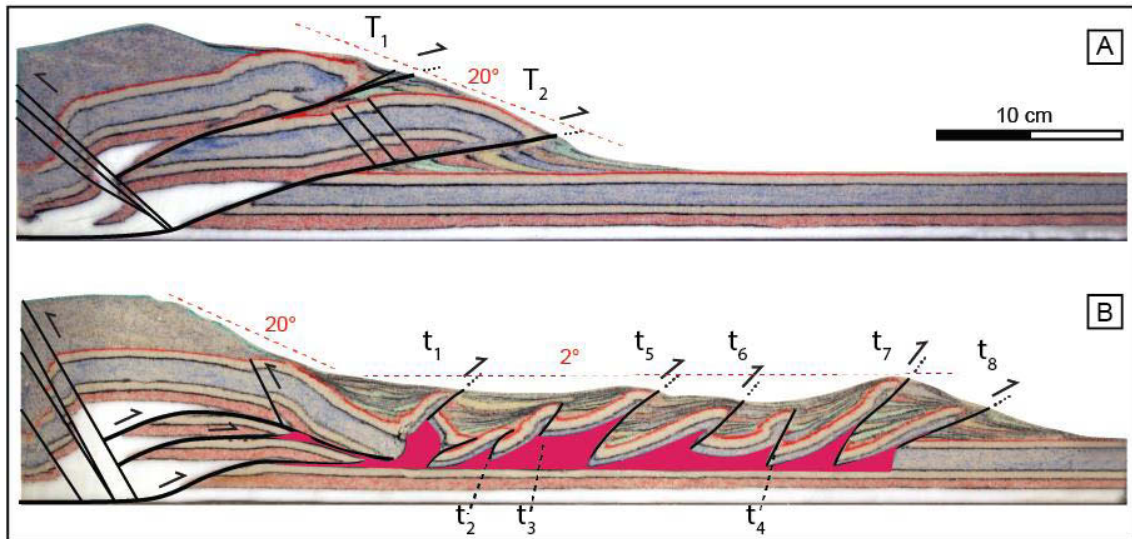


Figure 5-2 : Coupes au stade final d'un modèle à deux provinces où la sédimentation syntectonique est testée. A) Coupe dans la province frictionnelle. La déformation est marquée par deux chevauchements. B) Coupe dans la province visqueuse. Dans l'arrière-pays, la déformation est caractérisée par une imbrication verticale de chevauchements qui s'enracinent dans le niveau de décollement basal frictionnel. La déformation dans l'avant est marquée par des chevauchements à pendage élevé et à vergence vers l'avant-pays.

Dans la province visqueuse, la déformation qui se propage au-dessus du niveau de décollement interstratifié visqueux est marquée par des chevauchements à fort pendage et à vergence unique vers l'avant-pays. La géométrie de la déformation dans l'avant-pays de la province visqueuse de ce modèle est comparable à celle du précédent modèle (Figure 5-1). Dans ces provinces visqueuses, la sédimentation syntectonique n'a pas contribué à propager la déformation loin dans l'avant-pays de la chaîne plissée (e.g. Leturmy et al., 2000) ; sans doute du fait d'un taux de sédimentation trop faible imposé dans notre protocole. Contemporainement à la sédimentation syntectonique, la déformation s'est propagée dans l'avant-pays visqueux en étant accommodée à la fois par d'anciens chevauchements et de nouveaux qui se néo-formaient. Ce mode de déformation est en accord avec le travail de Smit et al. (2010) qui décrivent un comportement similaire pour des taux de sédimentation intermédiaires ou faibles qui n'influent pas sur la propagation de la déformation et un taux fort de sédimentation qui scelle les structures. Les chevauchements très pentus s'expliquent en réponse à la sédimentation déposée au niveau du front de déformation des structures (Storti and McClay, 1995).

Comme discuté dans l'article soumis dans le chapitre précédent, on peut noter l'absence de structure extensives syn-compression à la transition topographique entre l'arrière-pays et l'avant-pays. Il semble donc que la sédimentation syntectonique, en rigidifiant les séries

déformées superficielles et en réduisant la pente topographique régionale, empêche le soulèvement du pinch-out interne de silicone et la déstabilisation gravitaire ultérieure de la série le recouvrant.

Ces deux modèles donnent des résultats préliminaires pour l'étude de l'impact des processus de surface sur l'évolution des chaînes plissées avec plusieurs configurations de niveaux de décollement. Avant de poursuivre cette investigation et de l'appliquer à une zone d'étude donnée, les modèles testant les processus de surface se sont focalisés sur la modélisation d'une structure particulière. Cette structure est le chevauchement de Chazuta (Bassin de Huallaga, Pérou). Il s'agit de comprendre quels sont les paramètres qui permettent à un seul chevauchement d'accommoder un déplacement horizontal considérable (40 à 50 km, Calderon et al, in press), tout en transportant une épaisse quantité de matériel évaporitique à sa base, la plaçant elle-même en position allochthone. Une série de modèles expérimentaux testant cette problématique a été menée et fait l'objet d'un article qui sera soumis à une publication spéciale « zone sub-andine » de l'American Association of Petroleum Geologists (AAPG).

Analogue modeling of large-transport thrust faults in salt-floored basins: the example of the Chazuta thrust (Huallaga Foreland Basin, Peru)

Sandra Borderie ^{a,*}, Bruno C. Vendeville ^a, Fabien Graveleau ^a, César Witt ^a, Pierre Dubois ^a, Patrice Baby ^b and Ysabel Calderon ^c

^a Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 59 000 Lille, France

^b Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université de Toulouse, CNRS UMR 5563 / UR 234 IRD / UPS Toulouse / CNES, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

^c PERUPETRO S.A., Avenida Luis Aldana n°320, San Borja, Lima 41, Peru

* Corresponding author; e-mail: sandra.borderie@gmail.com

In prep, to be submitted to AAPG Memoir "Petroleum Basins and Hydrocarbons Potential of the Andes of Peru and Bolivia"

Résumé

La croissance des chaînes plissées s'effectue généralement par la propagation de la déformation vers l'avant-pays et par l'épaississement de la chaîne. L'accommodation du raccourcissement est localisée et distribuée entre des failles et des plis qui se détachent sur un ou plusieurs niveaux de décollement. La dynamique de la déformation dépend de différents paramètres, notamment de la résistance du niveau de décollement, de la rhéologie de la colonne sédimentaire, et de l'intensité des processus de surface (érosion et sédimentation) (Graveleau et al., 2012). Dans de rares cas, la déformation peut être localisée le long d'une ou de quelques structures. C'est le cas dans le bassin de Huallaga, au Pérou.

Le bassin de Huallaga est un bassin d'avant-pays situé dans la zone sub-andine du nord du Pérou. La déformation de ce bassin s'effectue sur un niveau de décollement salifère. Le style structural du bassin de Huallaga diffère du style des autres bassins d'avant-pays andins. Le bassin comprend plusieurs dépôts-centres syntectoniques. L'un d'entre eux, le synclinal de Biabo est situé à l'arrière du chevauchement de Chazuta, chevauchement qui se détache sur un niveau de décollement évaporitique et qui accommode plus de 40 km de déplacement horizontal. Malgré cet important déplacement, la nappe chevauchante reste remarquablement intacte avec peu voire pas de déformation interne (failles ou plis).

Dans le but de contraindre la formation et l'évolution du chevauchement de Chazuta, une série de modèles analogiques a été conduite. Le protocole expérimental a testé le rôle de divers paramètres présents dans l'exemple naturel, comme la présence d'une couverture sédimentaire tabulaire anté-déformation, la présence d'un synclinal précoce (synclinal de Biabo), une pente basale, des biseaux sédimentaires syntectoniques et l'érosion du front de déformation du chevauchement principal. Le but est de comprendre le fonctionnement d'un système où la majorité de la déformation est accommodée à l'avant du système par une seule structure (le chevauchement de Chazuta), où la déformation dans l'échelle chevauchante reste remarquablement faible.

Les résultats des modèles expérimentaux suggèrent que trois paramètres clés permettent à un tel chevauchement de se former : (1) la sédimentation syntectonique en biseau, (2) la présence du synclinal de Biabo qui agit comme un bulldozer qui pousse le sel vers l'avant, le forçant à s'épaissir et à passer par-dessus la rampe, et (3) l'érosion du front qui permet au chevauchement de se propager vers l'avant-pays.

Mots clefs

Bassin de Huallaga, chevauchement de Chazuta, synclinal Biabo, modélisation analogique, chaîne plissée.

Abstract

During mountain growth, fold-and-thrust belt growth generally occurs through propagation of the deformation toward the foreland basin and by thickening of the wedge. The accommodation of shortening is mainly localized and distributed amongst several faults and folds that detach on one or several *décollements*. The dynamics of deformation depends on various parameters, such as the *décollement's* strength, the bulk rheology of the sedimentary pile, the intensity of surface processes (erosion, sedimentation), among others (Graveleau et al., 2012). In some rare cases, deformation can be much more localized along one or a few structures. This is the case of the Huallaga Basin, Peru.

The Huallaga Basin in the Sub-Andean zone of North Peru is a foreland basin in the Andes, where deformation involves a salt-related detachment. Yet the structural style of the Huallaga basin, differs from that of the other foreland basins in the Andes. The basin comprises several syntectonic depocenters, one of which is the Biabo syncline located at the back of the Chazuta Thrust, a flat-floored thrust detaching on an evaporitic layer and that is long-lived and has accommodated more than 40 km of horizontal displacement. Despite such a large displacement, the allochthonous sheet has remained remarkably intact with little or no internal deformation (faults or folds) and has incorporated a large volume of salt, now in an allochthonous position.

In order to unravel the formation and evolution of the Chazuta Thrust, we conducted a series of analogue, physical experiments that tested the role of various parameters present in the natural example, such as the presence of an initially, tabular, pre-kinematic sedimentary cover, the presence of an early syncline (the Biabo syncline), a basal basement slope, a wedge-shaped syntectonic sedimentation, and a frontal erosion of the scarp of the main thrust. To unravel the complex kinematic of the Chazuta thrust we have undertaken a study that combines classic 2D seismic interpretation with analogue modeling. The main goal is to investigate a system in which most of the deformation is accommodated in the distal part of the chain (Chazuta Thrust), whereas deformation of the thrust sheet itself remains minor.

Results from our experimental investigations suggest that the three key parameters that have allowed for such a long-lived, large-slip frontal thrust to operate are (1) the wedge-shaped syntectonic sedimentation sourced in the hinterland, (2) the presence of the Biabo Syncline that acted as a bulldozer that pushed salt forward, forcing it to inflate distally and thereby locally become higher than the thrust ramp, and (3) the erosion at the front that cleared the path for the frontal thrust to advance farther, tracking passively large volumes of salt with it.

Keywords

Huallaga Basin, Chazuta Thrust, Biabo Syncline, overthrust, analogue modeling, fold-and-thrust belt.

5.1 Introduction

It has long been accepted that the mechanical equilibrium of fold-and-thrust belts (FTBs) is controlled by the interaction between tectonic and surface processes. These surface processes, mainly erosion and sedimentation, affect the way in which fold-and-thrust belts (FTBs) evolve. Thus, climate could be a major factor controlling FTB development, although getting direct field evidence proving this has been challenging (Whipple, 2009). Analogue and numerical modeling show that syntectonic sedimentation exerts a first-order control on the number of thrusts and spacing of thrusts, with deposition of thicker, wedge-shaped syntectonic sediments favoring the formation of longer, somewhat “rigid” thrust sheets (*e.g.* Bonnet et al., 2008; Fillon et al., 2013b; Mugnier et al., 1997; Wu and McClay, 2011). Conversely, by reducing the average slope of the wedge, syntectonic sedimentation may reduce the activity of thrust systems in the outer parts of the belt, reactivating older structures in its hinterland part (Boyer, 1995; Huiqi et al., 1992; Simpson, 2006; Stockmal et al., 2007; Storti and McClay, 1995; Wu and McClay, 2011).

The term overthrust faulting was first used by Hubbert and Rubey (1959) based on a former definition by Billings (1954) to describe flat, spectacular allochthonous geological features along which large masses of rock were displaced along great distances. Large transport thrust faults (*i.e.* displacement greater than 10 km) are relatively rare in the geological record. Furthermore, only few poorly documented examples exist in the literature (Elliott, 1976; reviewed in the displacement-scale relationships by Bergen and Shaw, 2010) and the mechanisms by which long transport thrusts form have not been addressed in the past by neither numerical nor analogue modeling.

The main difficulty in reproducing long-transport thrust by analogue modeling is the great difficulty of accommodating all the shortening along one single structure. In this work we present several analogue models in which several parameters, such as syntectonic sedimentation and basal detachment tilting, among others, have been tested, leading to different evolutionary scenarii. Our analogue modeling protocol is inspired from the current knowledge of the structural and sedimentary architecture of the Huallaga FTB in north Peru. The Huallaga FTB is part of the modern retroforeland basin system in which compressional mechanisms are largely influenced by the presence of salt, where the major Chazuta Thrust accommodates at least 40 km of horizontal transport (*i.e.* 50% of shortening of the FTB,

Calderon et al., in press), with very little strain in the allochthonous thrust sheet and a large volume of salt incorporated in it.

5.2 Geodynamic context and structure of the Huallaga Basin

Hydrocarbon exploration activities in the sub-Andean basins of central and southern South America have significantly improved our understanding of their FTB systems. The sub-Andean FTB extends across more than 5000 km, from Colombia and Venezuela in the north, to Patagonia and Tierra del Fuego in the south. This is one of the most well-developed retro-arc, non-collisional FTB worldwide. Very diverse tectonic settings have occurred from compressional, extensional and strike-slip since the Paleozoic to the Present Day. The Sub-Andean segment of Peru can be divided in three segments having different geological configurations. These include the Huallaga, Ucayali-Camisea and Madre de Dios basins and related fold and thrust belts.

As a result of near-orthogonal subduction, the Central Andes display the best developed sections of the FTB, with the FTB in Peru being one of the most segmented in the Andean section. Indeed, from the Huallaga Basin (Northern Peru) to the Madre de Dios Basin (South-Central Peru) the parameters controlling deformation, the amount of deformation, and the width of the FTB change drastically. Along-strike variations in FTB architecture has been variously ascribed to differences in basement composition, lithosphere rigidity, climate variations, aseismic ridge subduction, distance from the tectonic driving force, varying stress orientations relative to crustal fabrics, plate subduction regime, and differences in pre-deformational sedimentation types, amounts and depositional environments (*e.g.* Espurt et al., 2008; Gil Rodriguez et al., 2001; Kley et al., 1999; Macellari and Hermoza, 2009; McQuarrie et al., 2008; Ramos, 2010; Ramos and Folguera, 2009).

The Huallaga Basin is located in the sub-andean zone of Peru, which is part of the foreland basin system of the Andes. The Huallaga basin is bounded to the West by the Eastern Cordillera and to the East by the Marañón foredeep basin. Its northern and southern limits are the Santiago Basin and the Ucayali Basin (Figure 5-3). The Huallaga Basin is part of the deformed retroforeland basin system of the Andes and corresponds to a wedge-top basin (Hermoza et al., 2005).

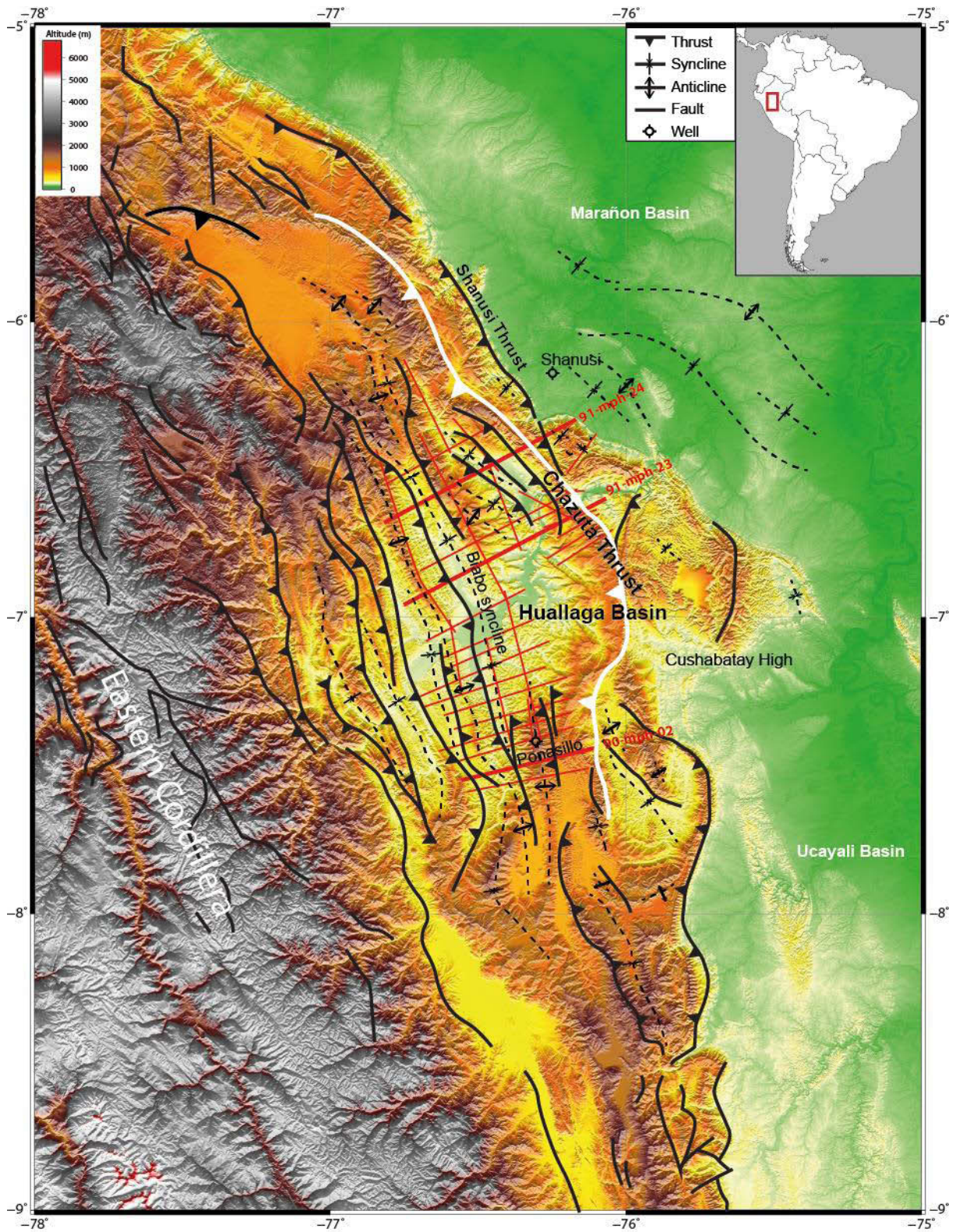


Figure 5-3: Morphostructural map of the Huallaga Basin, from seismic interpretation and modified from Gil Rodriguez, 2001; Hermoza et al., 2005; Parsep Internal Report, 2001). Location of the seismic lines is indicated by the red lines.

Several balanced and restored cross sections in the center part of the basin have been carried out in order to understand the geometry and the timing of deformation (Gil 2001,

Hermoza et al., 2005, Eude et al., 2015, Calderon et al., in press). They show that the deformation in the basin is largely controlled by the presence of thick evaporites series. A recent study reinterpreted the chronostratigraphic chart of the area, dating the evaporites of being late Permian in age and belonging to the Shinai Formation (Calderon et al., in press). Thermochronological data indicate that deformation started to propagate in the Huallaga Basin between 30 and 24 Ma by the reactivation of hinterland-vergent basement faults and the formation of forethrusts which root into the *décollement* (Eude et al., 2015).

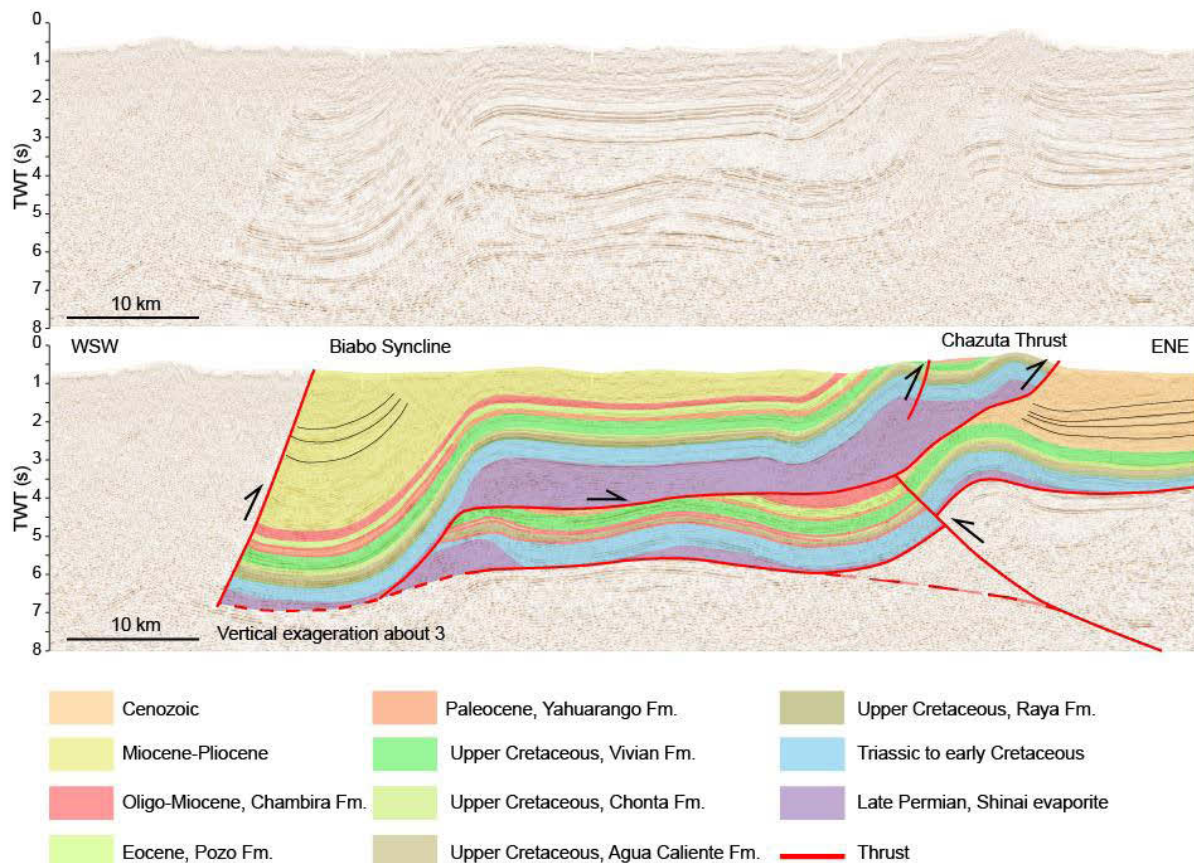


Figure 5-4: Interpretation of line 91-mph-23 showing the structure of the Chazuta thrust hanging wall and footwall in the central part of the basin. The Chazuta Thrust is a fault-bend- fold that accommodates a large horizontal displacement (at least 40 km). The footwall of this thrust is characterized by folded sedimentary cover which seem to branch on a west-verging basement fault under the Chazuta thrust front. Location of the line is indicated in the Figure 5-3.

Three interpreted seismic line are used to illustrate the geometry of the Huallaga Basin. Their location is given on the morphostructural map (Figure 5-3). The basin shows a vertically and horizontally compartmentalized structure. The upper block is related to a thin-skinned major thrust and fold system which roots at depth into the evaporitic *décollement*, showing extremely long horizontal transport (*i.e.* the Chazuta Thrust) (Figure 5-4). In the eastern part of the basin, major thrusts systems (*e.g.* Chazuta and Shanusi Thrusts) characterize the

deformation front, whereas the west of the basin is defined by the Biabo Syncline, presently located on the hanging wall of the major Chazuta Thrust (Figure 5-4, Figure 5-5, Figure 5-6). The Biabo syncline comprises a 6-7 km thick pile of Eocene-Pliocene sediments of syn-tectonic character (Hermoza et al., 2005). To the west, the Biabo anticline is a fault-propagation fold that offsets the Neogene series (Figure 5-6 and Figure 5-7). Apatite fission-track ages along the Chazuta system yielded cooling ages of approximately 16 Ma. This cooling is interpreted as been caused by thrust-related uplift (Eude et al., 2015).

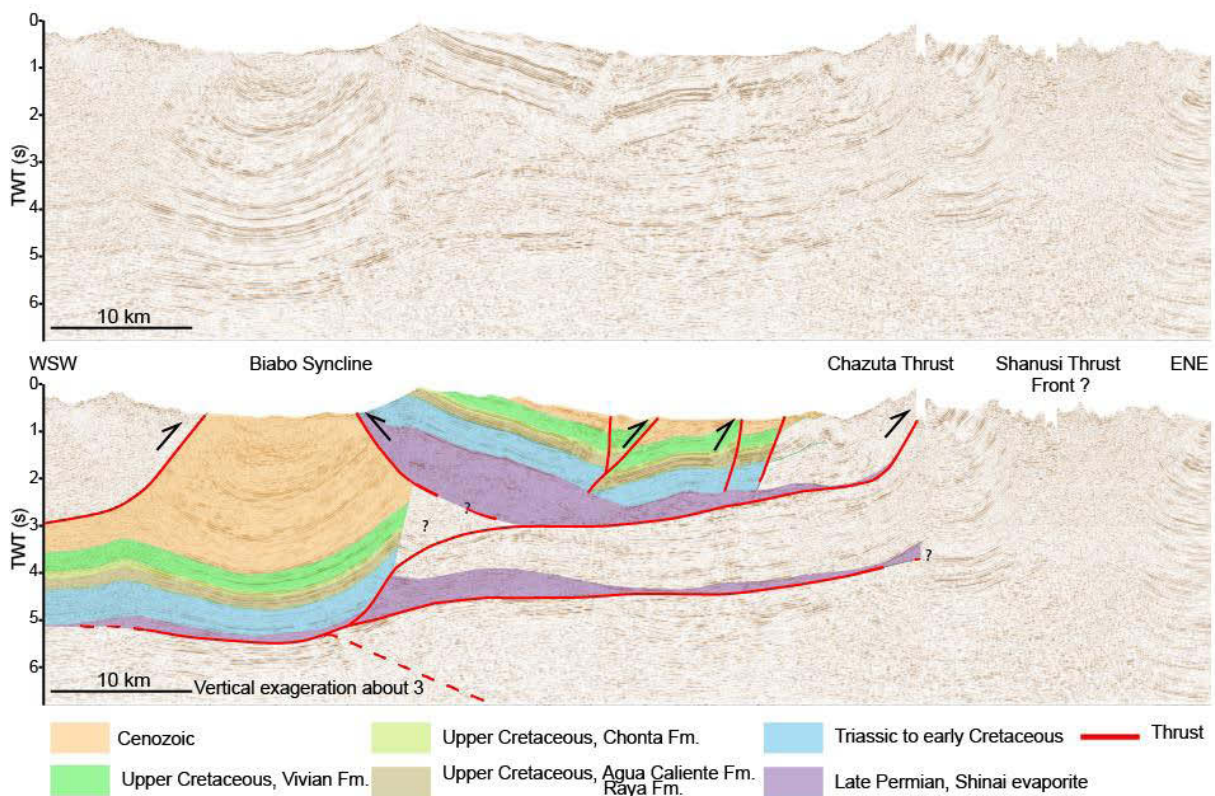


Figure 5-5: Interpretation of line 91-mph-24 (see location on Figure 5-3), illustrating the structure of the Chazuta thrust hanging wall and footwall in the northern part of the basin. The Chazuta Thrust hanging wall is deformed by a backthrusts and several small thrusts. High quantity of *décollement* is incorporated in the hanging wall. The footwall is slightly folded and deformation is poorly imaged.

The Chazuta Thrust sheet is almost undeformed in the center of the basin (Figure 5-4) but it shows foreland and hinterland verging thrusts in its southern and northern parts (Figure 5-3, Figure 5-5 and Figure 5-6). Another peculiar feature well illustrated on the seismic is that a large volume of the evaporitic layer moved along with the thrust sheet and was placed in an allochthonous position (Figure 5-4, Figure 5-5, Figure 5-6), a feature rarely seen in salt tectonics (Costa and Vendeville, 2002), but common in salt tongues in the US Gulf of Mexico.

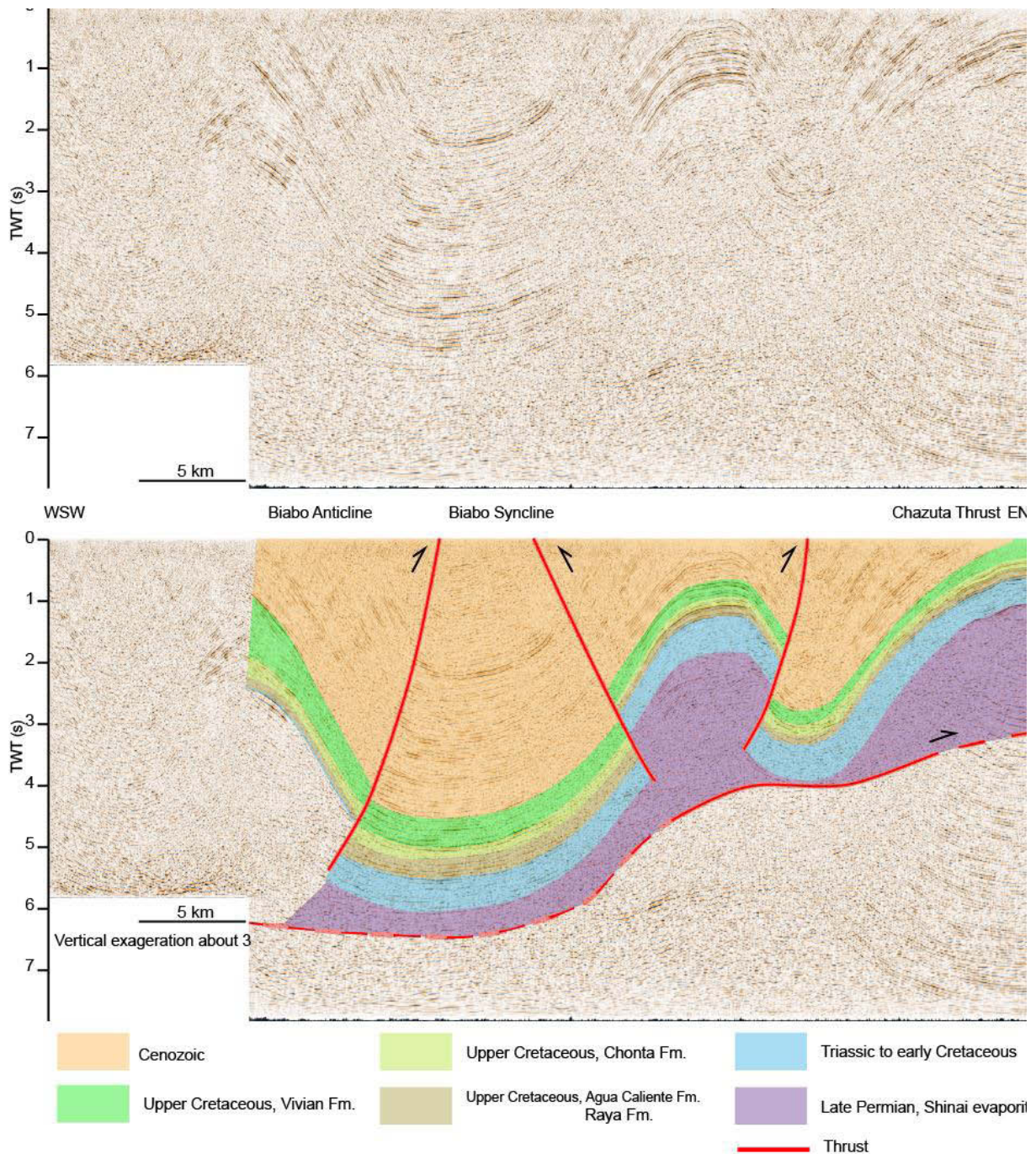


Figure 5-6: Interpretation of line 90-mph-02 (see location on Figure 5-3), illustrating the structure of the Chazuta thrust hanging wall in the southern part of the basin. The Chazuta Thrust hanging wall is deformed by a pop-up structure. Again, thick *décollement* is present in the Chazuta Thrust hanging wall. On the West, the seismic images the eastern part of the fault-propagation fold Biabo Anticline. The structure of the Chazuta Thrust footwall is poorly imaged.

The thin-skinned deformation interferes with deep basement faulting (Figure 5-4Figure 5-7). Under the Chazuta Thrust sheet, lower block is characterized by folded sedimentary series. In this lower block, the *décollement* is present and in an autochthonous position but thinner than in the upper block. The lower block of the Chazuta Thrust is clearly imaged only

on a couple of lines and was not reached by the only well drilled in the area (Posanillo Well, Figure 5-3). Because of the few constraints obtained for the lower block, (i.e., Chazuta Thrust's footwall) different models have been proposed to account for its compressional deformation. They include inversion of Permo-Triassic grabens (e.g. Hermoza et al., 2005) and reactivation of Permian, hinterland verging, basement-related thrusts (Calderon et al., in press; Eude et al., 2015). In their structural interpretation (Figure 5-7), Calderon et al., (in press) indicate west-verging basement thrusts under the Huallaga basin, interpreted as being inherited from a Permian fold-belt. Their sequential restoration shows that the Biabo anticline and the west-verging basement thrusts were weakly developed at the middle Eocene. Deformation in the upper and lower block propagated simultaneously. Late Cretaceous to Miocene growth strata recorded the basement uplift (Calderon et al., in press).

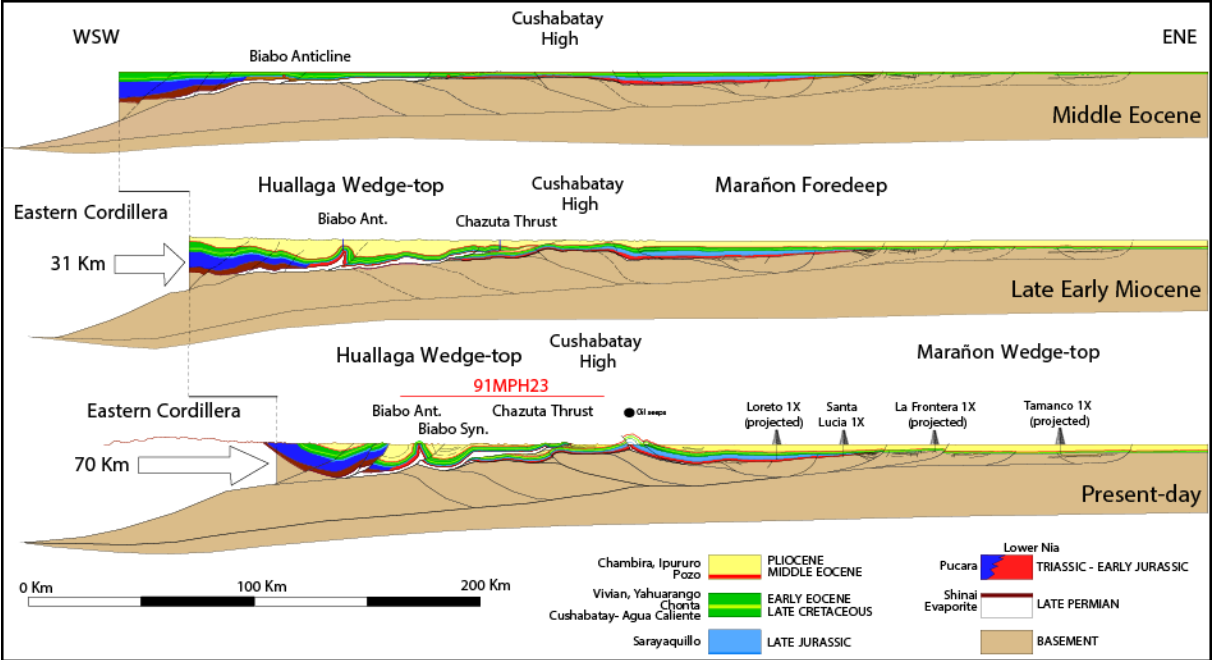


Figure 5-7: Huallaga Marañon balanced cross section and sequential restoration. From Calderon et al., in press.

There are doubts about the processes controlling deformation in the lower block because seismic imaging beneath the Permian salt is poor. This leads to a dubious characterization of the chronology of deformation between the upper and lower blocks. The lack of deformation in the upper block may suggest that the upper block was deformed later than the lower block. If the deformation is contemporaneous in the two blocks as proposed by Eude et al., 2015, the presence of the thick *décollement* in the hanging wall of the Chazuta thrust sheet could have decoupled the deformation between the two blocks. In this last case,

the component of deformation transmitted by the lower block would be absorbed entirely by a viscous layer squeezed between both blocks.

The complexity of the basin geometry and the sparse seismic data make it difficult to understand which mechanism(s) have led to the current geometry and peculiar kinematics of the basin. Interpretation of seismic data alone is not sufficient to explain several aspects of the basin and especially why the transport of the Chazuta thrust is so large, a singularity at the scale of the Andean foreland and worldwide. The main goal is to understand the conditions that have allowed an overthrust to accommodate such a large quantity of horizontal displacement, and how such a large evaporitic volume was carried along with it.

5.3 Analogue modeling methodology

5.3.1 Material and method

Our experimental approach focuses on modeling a wedge where shortening could be accommodated along one major frontal thrust. In our models, the base of the sedimentary sequence is characterized by a viscous *décollement* made of silicone SGM36, manufactured by Dow Corning, UK (Costa and Vendeville, 2004; Ferrer et al., 2014; Sellier et al., 2013; Weijermars and Schmeling, 1986), which is a transparent, high-viscosity polydimethylsiloxane (PDMS) polymer. Within the range of strain rates used in the experiments ($2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), PDMS behaves as a Newtonian fluid having a negligible yield strength (Weijermars and Schmeling, 1986). Under these conditions, it is a good analogue of salt rock. The basal viscous *décollement* was overlain by a brittle sedimentary cover made of dry quartz sand (GA39 and NE34, both manufactured by Sibelco, France). Sand layers were colored to image sedimentary layering but had similar rheological behavior. In addition, each layer interface was highlighted with a thin black marker.

Following the rules of scaling for tectonic experimental models (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981), dry granular materials are good analogues for brittle sedimentary rocks in the upper continental crust because they obey a Mohr-Coulomb criterion of failure (Hubbert, 1951; Krantz, 1991; Lohrmann et al., 2003; Schellart, 2000). Scaling rules imply that the model-to-nature ratio for stress (imposed by the ratio of lithostatic pressure), σ^* , is:

$$\sigma^* = \rho^* \times g^* \times L^*, \quad (\text{Equation 1})$$

where ρ^* is the model-to-nature ratio for volumetric mass, g^* is the ratio for gravity acceleration and L^* is the ratio for length. L^* is set to 0.66×10^{-5} , which means that 1 cm in the model corresponds to 1.5 km in nature. g^* is 1 because the models were deformed under a natural gravity field. The scaling ratio for density, ρ^* is 0.5 because the volumetric mass is 2.6 g/cm^3 for natural sedimentary rocks, 2.2 g/cm^3 for halite, 1.4 g/cm^3 for sand, and 0.965 g/cm^3 for the silicone polymer (Santolaria et al., 2015; Weijermars et al., 1993). Considering these values, computed σ^* is 3.33×10^{-6} . The cohesion in the range of a few tens of Pascal for our granular materials would correspond to a value for natural sedimentary rocks in the range of 10-30 MPa, which in agreement with most classic estimations of natural rock strength (Schellart, 2000) .

As for scaling of viscosity and time, the dynamic viscosity for rocksalt is $5 \times 10^{18} \text{ Pa/s}$ and $1 \times 10^4 \text{ Pa/s}$ for the silicone polymer (Weijermars et al., 1993), yielding a model-to-prototype ratio for viscosity η^* of 2×10^{-15} . The strain rate ratio, ϵ^* , is linearly related to stress and viscosity ratios by the following equation:

$$\sigma^* = \eta^* \times \epsilon^* \quad (\text{Equation 2})$$

Calculation of the strain rate yields to $\epsilon^* = 1.7 \times 10^9$, from which a model-to-nature time ratio can be quantified. As $t^* = 1/\epsilon^* = 6 \times 10^{-10}$, which means that one hour in the experiments is equivalent to about 190 000 years in nature. As our experiments lasted around 65 hours, this represents around 12 My of deformation time in nature. Finally, we applied a convergence velocity of 5 mm/h in our model. This velocity, scaled to nature is:

$$v^* = \epsilon^* \times L^* \quad (\text{Equation 3})$$

which corresponds to a velocity of about 4 mm/y in nature.

5.3.2 Experimental protocol

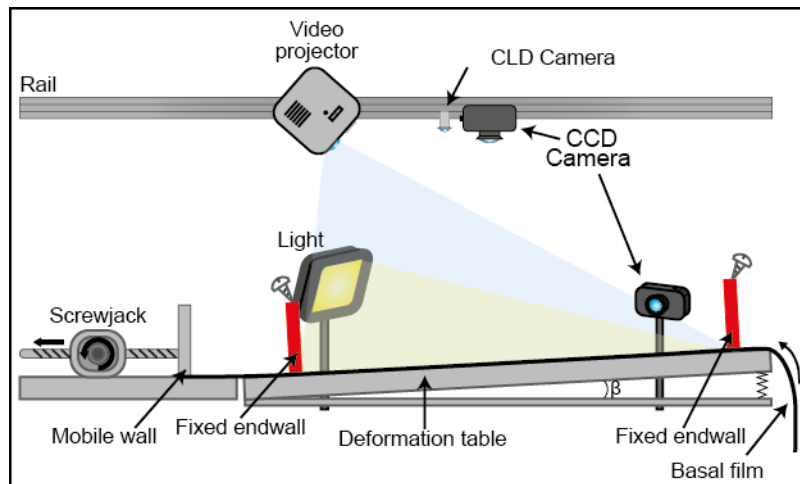


Figure 5-8: Experimental set-up. Deformation of the model is applied by a screw-jack pull the moving wall and the basal film. The morphostructural evolution of the model is monitored by two CCD cameras placed in an oblique and azimuthal position. The topographic evolution is recorded with a coupled CLD camera - video projector device that allows for recording regularly digital elevation models (DEM).

We carried out seven experiments in a deformation device at the Tectonic Modeling Laboratory of Lille University. The box was 85.5 cm long and 60 cm wide (Figure 5-9, A). It was limited by 2 fixed glass sidewalls and by 2 fixed wood end walls. The base of the deformation table was initially flat and covered by a basal linoleum sheet (flexible, but not stretchable) that was attached to a screw jack (Figure 5-8). Deformation was imposed by a stepping motor that pulled the basal film at a constant velocity of 0.5 cm/h. In some models, the lateral friction along the side glass walls was decreased by lubricating them with a film of silicone polymer (as in Costa and Vendeville, 2002; Santolaria et al., 2015).

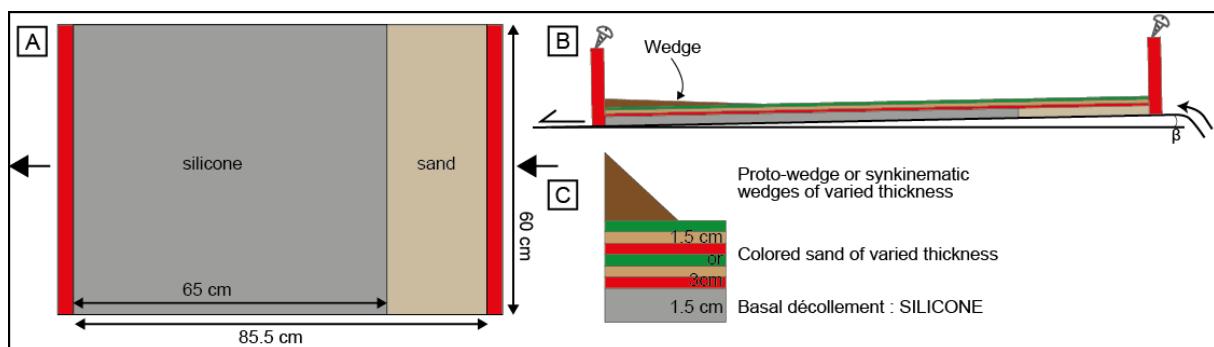


Figure 5-9: Experimental protocol. A) Map-view of the basal boundary conditions of all the models. The basal viscous décollement was characterized by a layer of silicone of 65cm long, 60 wide and 1.5 cm thick. B) and C) boundary conditions of the models. The base of the models is tiltable. The thickness of silicone is constant in all the models but the thickness of the tabular sedimentary cover varied from 1.5 to 3 cm. Surface processes were tested by adding prekinematic or synkinematic wedges, and by eroding the deformation front.

The deformation evolution was recorded by two cameras that shot photographs every 30 minutes and by Digital Elevation Models (DEM) for the topography (Breque et al., 2004; Santolaria et al., 2015).

All models comprised a 60 cm wide, 65 cm long and 1.5 cm thick basal viscous *décollement* made of silicone polymer (Figure 5-9, A). The basal *décollement* was overlain by several tabular layers of colored sand (Figure 5-9, B). In some experiments, the cover was overlain by prekinematic or synkinematic sand wedges. In our protocol, we tested the role of several parameters on the geometry and evolution of deformation (Figure 5-9, C, and Table 5-1). We first tested the impact of the thickness of a tabular, pre-tectonic sedimentary cover and the tilting of the initially flat basement. Surface processes were also assessed by adding variable synkinematic sedimentary wedges having different thicknesses, and by eroding the deformation front. The influence of lubrication of the sidewalls on the deformation was evaluated. Finally, a prekinematic deformation was tested by creating artificially an analogue of the Biabo syncline that formed early, located on the hinterland side of the Chazuta Thrust.

We discuss in this study seven models that illustrate the impact of these parameters (alone or in combination) on the accommodation of the deformation along one major thrust. These mechanisms and parameters are then compared to the Chazuta Thrust of the Huallaga Basin.

Model #	Chaz_1	Chaz_2	Chaz_3	Chaz_4	Chaz_5	Chaz_6	Chaz_7
Sidewalls lubrication	Yes	Yes	None	Yes	None	Yes	Yes
Silicone thickness (cm)	1	1.5	1.3	1.6	1.4	1.7	1.6
Tabular overburden thickness (cm)	1.5	3	0	3	1,5	1,5	1,5
Proto-wedge maximum thickness (cm)	none	none	3,5	2	none	none	none
Synkinematic wedges (number and maximum thickness (cm))	none	none	none	1 - 1,2 2 - 3	1 - 4	1 - 4 2 - 3	1 - 3,3
<i>Décollement</i> dip (β)	0	0	3° prekinematic	0	3° at s=10cm	0	2° at s=7,5cm
Prekinematik deformation : Early Biabo syncline	none	none	none	none	none	at 28 cm from the western backstop	at 18 cm from the western backstop
Frontal erosion	none	none	none	none	none	at s=21cm	during the whole shortening

Table 5-1: Tested parameters. The first models tested the thickness of the flat sedimentary cover. Then the impact of syncontractional sedimentation and the basal slope dipping were investigated. In model 6 and 7, frontal erosion and prekinematic deformation were combined to the previous parameters. S is for shortening.

5.4 Experimental results

Experimental results globally show a cylindrical structural style in map view. Therefore, we describe their results in terms of cross-sectional evolution only. The morphostructural evolutions of the models in map view are available as supplementary material (section 5.7).

5.4.1 Impact of the initial sedimentary cover thickness

The first group of models tested the influence of the initial thickness of a tabular sedimentary cover on the structural style and evolution of the system. The first model, Chaz_01 had a flat, horizontal basement, a 1 cm thick, tabular layer of silicone, and a 1.5 cm thick, tabular sand overburden. The sidewalls were lubricated (Table 5-1). Deformation started at the viscous *décollement* pinch-out, which acted as a velocity discontinuity. Subsequent thrusts nucleated at the rear of the first thrust, leading to “out of sequence” deformation (Figure 5-10, B and Annex 5-1). In this model, the 31 cm of shortening are accommodated by about six structures. The majority of the thrusts are located at the front of the system (four forethrusts in the cross section, Figure 5-10, B), whereas the rear of the wedge is characterized by one backthrust and an associated detachment fold.

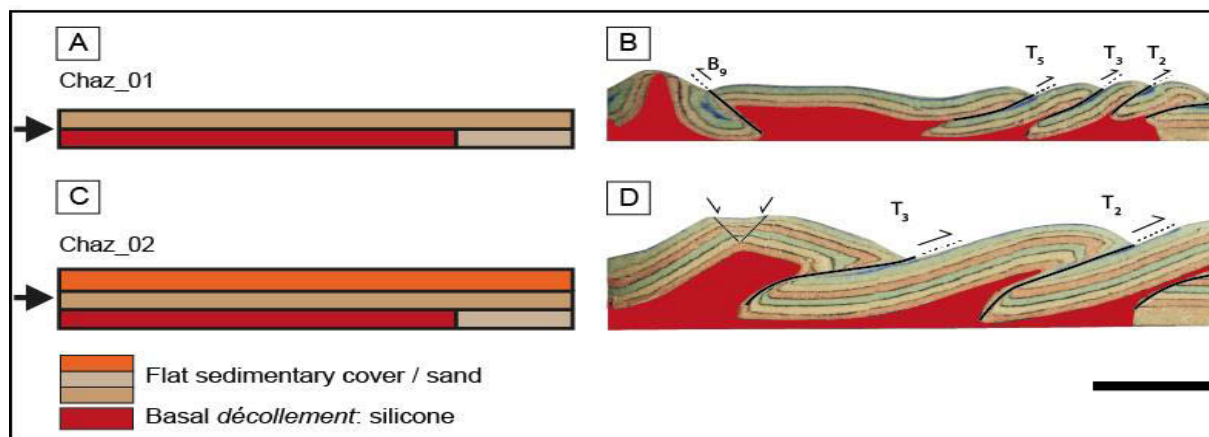


Figure 5-10 : Schematic boundary conditions and final cross sections for the first group of experimental models. A) Chaz_01 model tested the deformation of a 1.5 cm thick sand cover above a viscous *décollement*. B) Final cross section of Chaz_01 indicates that deformation is distributed across the all wedge length and characterized by several forethrusts located at the front and a backthrust located at the rear of the wedge. C) Boundary condition for Chaz_02 where the thickness of the sedimentary cover was twice that in Chaz_01. D) Final cross section of Chaz_02 indicates that deformation occurred across the entire length of the model and is characterized by three forethrusts. In the cross sections, the silicone is in red, T is for forethrust and B for backthrust.

In the second model (Chaz_02), we doubled the thickness of the sand overburden compared with Model Chaz_01, and increased slightly the *décollement* thickness (see Table 5-1). The other boundary conditions were the same. As in Chaz_01, deformation initiated at the distal pinch-out of the *décollement*. Then, two thrusts (T2 and T3) nucleated in an “out of sequence” mode, at the rear of thrust T1 (Figure 5-10, D and Annex 5-2). After compression, the structure of the wedge is characterized by three forethrusts located across the entire length of the wedge. Doubling the thickness of the sedimentary cover had increased its strength, reduced the number of structures and their wavelength. This is in agreement with already published works for frictional and frictional-viscous wedges (Huiqi et al., 1992; Marshak and Wilkerson, 1992; Smit et al., 2003; Storti et al., 2007).

5.4.2 Impact of pre- or syncontractional sedimentation and basal slope

The second group of models, comprised three models (Chaz_03, Chaz_04 and Chaz_05) and tested the impact of a sediment wedge (whether prekinematic for Chaz_03, or synkinematic for Chaz_04 and 05) and of a basal slope dipping towards the hinterland (Figure 5-11, A and E).

The idea for adding an overburden wedge onto the system sprung from the cross-section restoration by Calderon et al. (in press) showing a thick Pliocene wedge at the rear of the Chazuta Thrust (yellow wedge in Figure 5-7). Having one such wedge can alter the mechanical behavior and kinematic evolution of the salt and its overburden in two ways. First, by definition, the thickness of the brittle wedge decreases distally (toward the Chazuta Thrust). As the strength of a brittle layer decreases as its thickness decreases, it is the distal (hence thinnest) segment of the wedge that is most prone to fail first, thereby leaving the proportionally thickest, hence stronger, rest of the wedge undeformed (Smit et al., 2003). Second, deposition of an overburden wedge on top of mobile salt would tend to cause overburden subsidence in the proximal region (Western part), and eastward salt flow leading to salt inflation in the distal part (Wu et al., 2014), an evolution somewhat similar to that of salt-expulsion rollovers described by Ge et al. (1997). This latter process would favor a longer slip along the Chazuta Thrust because, by inflating the distal salt layer, it would lift up the overburden and allow for some salt to be carried passively with the advancing thrust sheet.

This could also explain how such large volume of salt could be found in an allochthonous position with the thrust sheet.

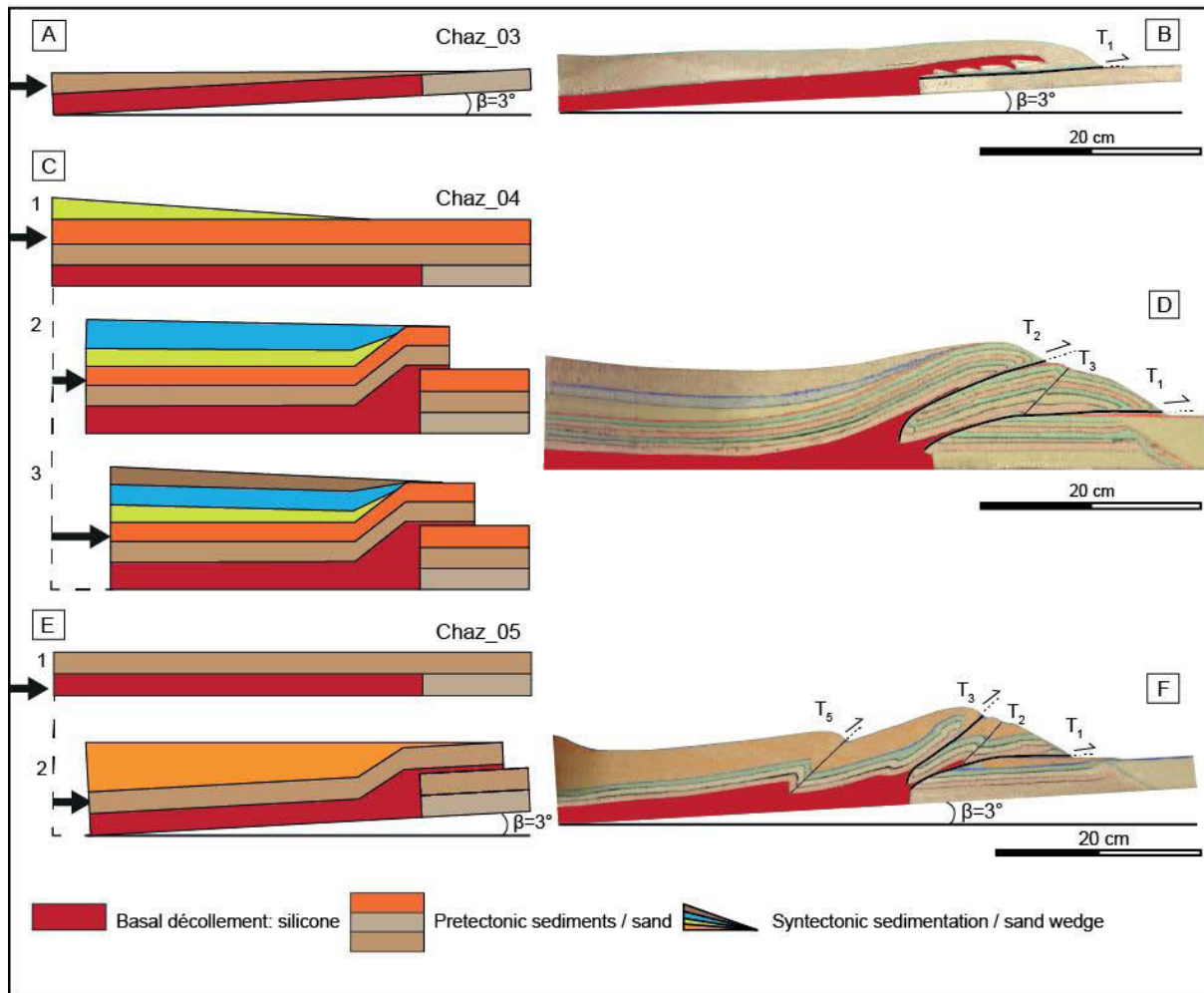


Figure 5-11: Schematic boundary conditions and final cross sections of the second group of experimental models. A) Boundary conditions of Chaz_03 in which a wedge was deposited on a hinterland-dipping décollement. B) Final cross-section of Chaz_03 shows that deformation is accommodated by one major thrust which incorporated debris of the thrust front within the hanging wall. C) Chaz_04 model tested episodic syncontractual sedimentation on deformation accommodation. D) Final cross section of Chaz_04 indicates that deformation is located at the front of the wedge and characterized by 3 forethrusts E) Boundary condition of Chaz_05 which test the effect of a hinterland-dipping basement on the deformation combined to syncontractual sedimentation. F) Final cross section of Chaz_05 indicates deformation is localized on the front of the wedge and is mainly accommodated by two major thrusts. Legend is the same as Figure 5-10.

We tested this concept using a simple (some would say simplistic) model (Chaz_03) in which we simply deposited a sand wedge directly above an initially tabular viscous *décollement* layer immediately before the onset of shortening (Figure 5-11, A). Sidewalls were not lubricated. Results are illustrated by the cross section in Figure 5-11, B. The total amount of shortening was accommodated solely along one single structure that nucleated at the distal pinch out of the *décollement*. Clearly, the top of the *décollement* in the distal area was lifted

up and lay above the thrust ramp, and some of the viscous silicone was dragged passively forward along the thrust sheet. The few small sand blocks that can be found embedded within the allochthonous silicone correspond to overburden debris that formed superficially at the front of the thrust and became progressively overrun by the thrust sheet and its viscous sole. In this experiment, there was no erosion and the segment of the frontal thrust located beyond the allochthonous viscous silicone eventually ground to a halt, creating a new reverse fault and hindering any further advance of the sheet. If the distal front of the thrust sheet had been subjected to erosion, the allochthonous salt would have ended up cropping out, allowing for much more advance of the allochthonous system (Merle and Abidi, 1995). Additionally, having not lubricated the sidewalls also favors this localization of deformation in a single structure.

The other two models from this series (Chaz_04 and 05) tested a similar effect, but with the presence of a preexisting, tabular overburden (Late Jurassic to early Eocene). The boundary conditions for Model Chaz_04 comprised a 3 cm thick overburden. A frictional wedge was deposited at the rear of the wedge before beginning the compression (Table 5-1). Two stages of syncontractional, wedge-shape sediments were added during the model shortening (Figure 5-11, C, D and Annex 5-3). As for the previous models, deformation initiated at the pinch-out of the *décollement* by the formation of T1. After the deposition of the first syncontractional wedge, T2 nucleated close to the pinchout of the wedge, in an “out of sequence” mode, at the rear of T1. At the final stage, this model is characterized by three structures at the front of the wedge: two major thrusts and a minor one. Compared to the Chaz_02 model, deformation in Chaz_04 is characterized by a lower number of structures. By increasing the rear of the wedge and making it mechanically stronger, episodic syncontractional sedimentation contributed to localize all the structures at the front of the wedge, which was thinner and easier to deform.

The last model of this group, Chaz_05, tested both syncontractional sedimentation above a thinner (1.5 cm thick) sedimentary cover, and the tilt of the base of the model (Table 5-1, Figure 5-11, E and F). In this model, the glass sidewalls were not lubricated. The first stages of deformation were the compression of a flat deformation box. Then, the basement was tilted and a syncontractional wedge was added and to form a flat topographic slope (Figure 5-11, E and F). Deformation first occurred at the pinch-out of the *décollement* by the formation of a forethrust T1. Two latter structures formed at the rear of T1. The stage of syncontractional sedimentation sealed the former structures. These structures were then reactivated and

accommodated the rest of the shortening. Two last forethrusts (T4 and T5, Annex 5-4) formed out of sequence in the middle of the wedge during the last stages of compression. At the final stage, the wedge was characterized by two major thrusts that accommodated most of the shortening (T1 and T3, Figure 5-11, F), and by three second-order thrusts. Syncontractional sedimentation helped to localize deformation at the front of the wedge by a few structures.

The insights from this series of experiments are the following. The presence of an overburden wedge does favor a longer activity of the thrusts in the distal area, at or near the *décollement* pinch out. In all three models, the amount of slip along the frontal thrust was much greater than in models having an initially tabular overburden (compare with Models Chaz_01 and 02), where the frontal thrust was short lived.

Within this set of experiments (Chaz_03 to 05), there are subtle differences. In the model that had a prekinematic overburden wedge but no tabular overburden (Chaz_03), the entire deformation was accommodated along one single frontal thrust, and no new thrusts formed. Whereas in models having an initial tabular overburden (Chaz_04 and 05), the frontal thrust, at some point, started to operate, and new thrusts formed behind. Likely, this can have attributed to the fact that a larger thickness of overburden had to be carried forward along the distal front and eventually formed a frontal buttress, forcing new thrust to form in the rear. In addition, only a thin sliver of silicone was transported along with the thrust sheet in an allochthonous position. There, it is not obvious that the top of the silicone layer was raised much above the thrust-ramp level. In conclusion, the presence of an initial, tabular brittle overburden seems to hinder, but not totally block, a large amount of slip along the frontal thrust. In the next section, we illustrate how some early deformation of such an initially tabular overburden may help distal salt inflation and overthrusting.

5.4.3 Influence of early deformation and surface processes

In the above models, the boundary conditions favored the localization of deformation at the front of the wedge, but models having a prekinematic, tabular overburden ceased to deform along one major thrust after a while. With this last set of models, we tested the impact of the presence of the Biabo syncline and how it might have affected salt thickening in the distal area, and consequently, favoring overthrusting.

Our goal was not to model the structural causes for the formation of the Biabo syncline, but to check what impact the presence of such an early syncline might have had on the evolution of the overall system. Typically, during thin-skinned shortening above a salt layer, anticlines rise, but synclines subside deeply within the salt layer, often grounding onto the base salt (e.g. Costa and Vendeville, 2002; Cotton and Koyi, 2000). As ongoing shortening increases, the distal salt “trapped” by the grounded syncline is bulldozed forward by the syncline and forced to thicken distally, up to the point that its top exceeds the height of the frontal thrust ramp, and even spills forward onto the foreland.

We thus designed two models in which we created artificially an overburden synform in the proximal part of the system in order to check what his impact on the system’s evolution would be. Again, our purpose was not the formation of the syncline, but its effect once it was formed.

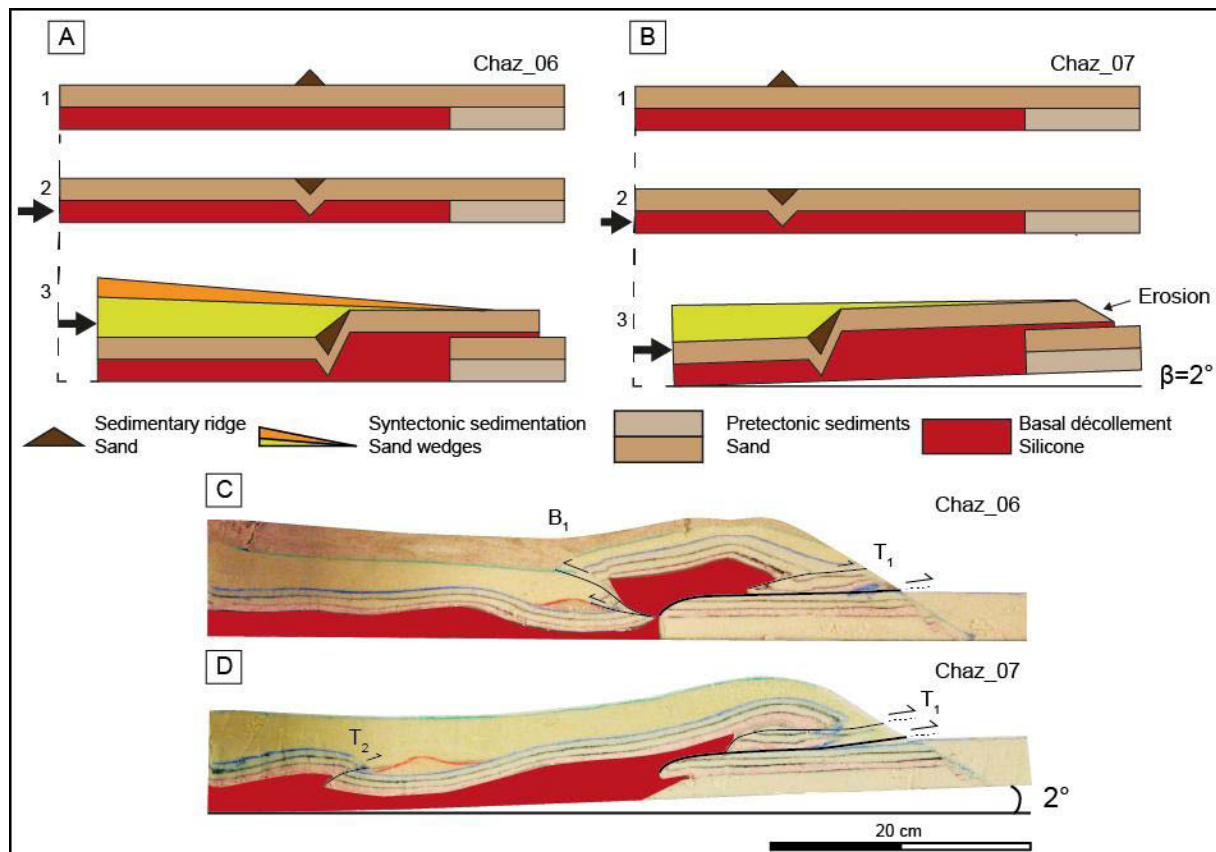


Figure 5-12: Schematic boundary conditions and final cross sections of the third group of experimental models. A) Chaz_06 model tested an early subsidence of a syncline and episodic syncontractional sedimentation and erosion on deformation accommodation. B) Boundary condition of Chaz_07 which tested an early subsidence, syncontractional erosion and sedimentation and basal tilting. C) Final cross section of Chaz_06 indicates that deformation is located at the front of the wedge and characterized by 2 major structures. D) Final cross section of Chaz_07 indicates deformation is localized on the front of the wedge and is accommodated by one single thrust. Legend is the same as Figure 5-10.

In order to artificially generate an initial synform, we used the following technical trick. Once a tabular sand overburden was laid on top of the tabular viscous silicone layer, and before any shortening began, we deposited a small, linear sand ridge (striking parallel to the *décollement* pinch out) onto the overburden. Under the sole effect of gravity, the local excess weight of such a ridge forced this narrow area to subside, thereby forming a synform whose base nearly grounded onto the base salt, mimicking the presence of the Biabo syncline.

The first model of this group comprised a flat and 1.5 cm thick sedimentary cover which overlay a 1.5 cm thick of viscous *décollement*. The sand ridge was deposited at 28 cm from the internal backstop (Figure 5-12, A). Compression started after an early subsidence of the ridge. Deformation initiated at the distal viscous *décollement* pinchout by the formation of a forethrust (T1, Annex 5-5). Then, a minor backthrust formed on the flank of the antiform. A first episode of syncontractional, wedge-shaped sedimentation sealed the backthrust. The two former structures were then reactivated. No new fault appeared. A second episode of syncontractional sedimentation accompanied with erosion of the deformation front stopped slip along the backthrust and lead the forethrust to accommodate all the displacement. During this last stage, the distal silicone thickened, lifting its overburden, and spilled locally allochthonously onto the foreland. However, the initial location of the “Biabo Synform” in this model was very close to that of the *décollement* pinch out. Once the two collided, the system was locked and no more thrust propagation was possible. This left a thick volume of allochthonous salt above or near the thrust ramp (Figure 5-12, C).

In the light of the shortcomings of our last experiment, we tested an identical setting, but with a synform located farther away from the salt pinch-out (at 18 cm from it, hence farther away from the Chazuta Trust and enabling it to “bulldoze” forward more volume of salt, Table 5-1). Deformation started by a forethrust (T1) located at the *décollement* pinch-out and was followed by the formation of a minor thrust located at the rear of the ridge. The basement was tilted and a thick sedimentary wedge was added which sealed the thrust located near the synform (Annex 5-6). T1 was reactivated until on a second, minor forethrust formed. Slip along that thrust was favored by continuous episodes of erosion of the deformation front and the fact that some viscous silicone was dragged along with the thrust sheet. The final cross section of this experimental model shows that T1 was active along two fault planes during the whole compression and accommodated all the shortening (Figure 5-12, D). The combined effect of wedge-shaped sedimentation, and the bulldozing effect by the

Biabo syncline helped the silicone layer to inflate and hence be incorporated into the frontal thrust. Combination of syncontractional erosion, sedimentation and the presence of an early syncline in the back led to the formation of a wedge where only one, long-lived major thrust accommodated all the shortening and incorporated massive amounts of salt with it..

5.5 Discussion and conclusions

The goal of this study was to decipher which parameters could have had a significant influence on favoring the remarkable characteristics of the Chazuta Thrust (Huallaga Basin, Peru), that is (1) a large amount of slip along one single frontal structure, (2) a surprisingly intact allochthonous series showing little or no strain, and (3) the emplacement of a large volume of initially autochthonous salt passively dragged upward in an allochthonous position along with the thrust sheet.

The section restoration by (Calderon et al., in press) showed that the Chazuta area had several distinctive characteristics worth investigating. A series of analogue experiments has been carried out and tested those parameters, such as the presence of an initially tabular overburden laterally continuous, a syncontractional sedimentary wedge whose frontal tip lay near the frontal thrust, the presence of an early Biabio synform, and the erosion at the front of the Chazuta Thrust. The basement slope at the base of the salt layer and an early formed syncline located at the rear of the frontal thrust were also investigated.

After testing these parameters alone or combined, the following conclusions arise. A system comprising tabular salt and a tabular overburden cannot generate a large amount of slip along a frontal thrust because this thrust is quickly deactivated in favor of new thrusts forming at the back of it (*e.g.* Costa and Vendeville, 2002; Smit et al., 2003). Deposition of a wedge of pre- or syn-kinematic above the system helps nucleate thrust faulting at the frontal pinchout of the *décollement* layer. This thrust remains long-lived when there is little or no tabular pre-shortening overburden. A thick pre-shortening overburden appears to partly hinder a long-lived activity along the frontal thrust. The presence of the wedge also triggers a forward internal salt flow that leads to salt thickening (Ge et al., 1997), with the top of the salt reaching an elevation higher than that of the ramp's footwall, thus favoring the incorporation of some volume of salt within the allochthonous system and thereby a longer activity of the frontal structure. The presence or absence of a slope at the base salt does not appear to have

any decisive impact on the structural evolution. The presence of an early syncline whose rests near or on the base salt does enhance distal salt inflation as the syncline “bulldozes” the distal salt during its forward advance. This allows for the emplacement of allochthonous salt either incorporated to the thrust system, or even, locally, extrudes on the surface.

Finally, the role of frontal erosion seems to be another key parameter. Without it, the debris in front of the thrust tend to accumulate and eventually act as a buttress that would block its activity. To some extreme, a vigorous erosion at the front would even allow the salt sole of the thrust system to crop out, making it even more so easy to continue sliding forward along long distances (Merle and Abidi, 1995). In conclusion, and on the basis of our experimental results, we believe that it is the particular combination of all the above parameters that contributed to the exceptional longevity of the Chazuta Thrust and its very large horizontal displacement.

5.6 References

- Baby, P., Colletta, B., Zubieta, D., 1995. Etude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté: exemple du synclinorium de l'Alto Beni (Andes centrales). *Bulletin de la Société Géologique de France* 166, 797–811.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J., Casas, A., Bourquin, S., 2002. Influence of syntectonic sedimentation on thrust geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modelling. *Sedimentary Geology* 146, 91–104.
- Bergen, K.J., Shaw, J.H., 2010. Displacement profiles and displacement-length scaling relationships of thrust faults constrained by seismic-reflection data. *Geological Society of America Bulletin* 122, 1209–1219. doi:10.1130/B26373.1
- Billings, M.P., 1954. *Structural geology*, 2d ed., New York, Prentice-Hall. ed.
- Bonini, M., 2001. Passive roof thrusting and forelandward fold propagation in scaled brittle-ductile physical models of thrust wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 2291–2311.
- Bonnet, C., Malavieille, J., Mosar, J., 2008. Surface processes versus kinematics of thrust belts: impact on rates of erosion, sedimentation, and exhumation—Insights from analogue models. *Bulletin de la Société Géologique de France* 179, 297–314.
- Bonnet, C., Malavieille, J., Mosar, J., 2007. Interactions between tectonics, erosion, and sedimentation during the recent evolution of the Alpine orogen: Analogue modeling insights: TECTONICS AND ANALOGUE MODEL OF THE ALPS. *Tectonics* 26, n/a-n/a. doi:10.1029/2006TC002048
- Boyer, S.E., 1995. Sedimentary basin taper as a factor controlling the geometry and advance of thrust belts. *American Journal of Science* 295, 1220–1254.
- Breque, C., Dupre, J.-C., Bremand, F., 2004. Calibration of a system of projection moiré for relief measuring: biomechanical applications. *Optics and Lasers in Engineering* 41, 241–260. doi:10.1016/S0143-8166(02)00198-7

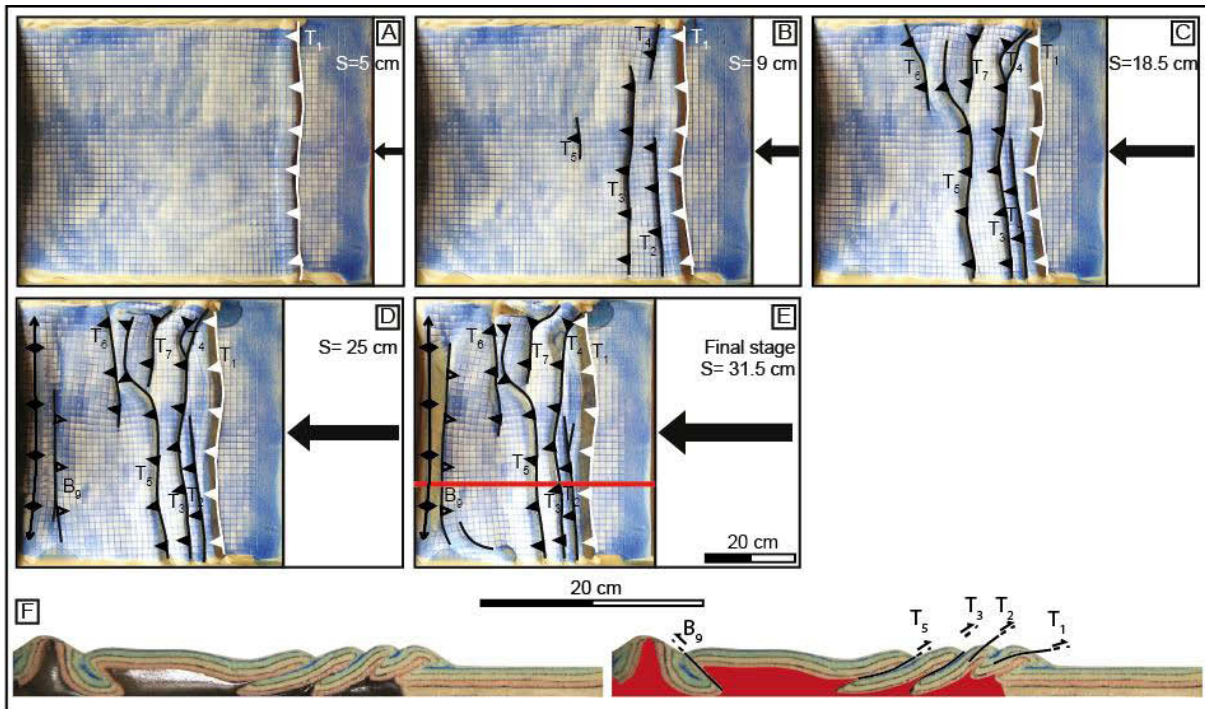
- Calderon, Y., Baby, P., Vela, Y., Hurtado, C., Eude, A., Roddaz, M., Brusset, S., Calvès, G., Bolaños, R., in press. Petroleum systems restoration of the Huallaga-Marañon Andean retroforeland basin, Peru, in: *Petroleum Systems Case Studies*, AAPG Memoir. p. 51.
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2004. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: reply to comments by Hemin Koyi and James Cotton. *Journal of Structural Geology* 26, 2139–2141. doi:10.1016/j.jsg.2004.04.001
- Costa, E., Vendeville, B.C., 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement. *Journal of Structural Geology* 24, 1729–1739.
- Cotton, J.T., Koyi, H.A., 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin* 112, 351–363.
- Cruz, L., Malinski, J., Wilson, A., Take, W.A., Hilley, G., 2010. Erosional control of the kinematics and geometry of fold-and-thrust belts imaged in a physical and numerical sandbox. *Journal of Geophysical Research* 115. doi:10.1029/2010JB007472
- Elliott, D., 1976. The Energy Balance and Deformation Mechanisms of Thrust Sheets. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 283, 289–312. doi:10.1098/rsta.1976.0086
- Espurt, N., Brusset, S., Baby, P., Hermoza, W., Bolaños, R., Uyen, D., Déramond, J., 2008. Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru: SHORTENING TRANSFER IN THE UCAYALI BASIN. *Tectonics* 27, n/a-n/a. doi:10.1029/2007TC002238
- Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., Soula, J.-C., 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section: exhumation and deformation of north Peru. *Tectonics* 34, 715–730. doi:10.1002/2014TC003641
- Ferrer, O., Roca, E., Vendeville, B.C., 2014. The role of salt layers in the hangingwall deformation of kinked-planar extensional faults: Insights from 3D analogue models and comparison with the Parentis Basin. *Tectonophysics* 636, 338–350. doi:10.1016/j.tecto.2014.09.013
- Fillon, C., Huisman, R.S., van der Beek, P., 2013. Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts. *Geology* 41, 83–86.
- Ge, H., Jackson, M.P., Vendeville, B.C., 1997. Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. *AAPG bulletin* 81, 398–423.
- Gil Rodriguez, W., Baby, P., Ballard, J.-F., 2001. Structure et contrôle paléogéographique de la zone subandine péruvienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333, 741–748. doi:10.1016/S1251-8050(01)01693-7
- Gil Rodriguez, W.F.G., 2001. Evolution latérale de la déformation d'un front orogénique: Exemple des bassins subandins entre 0 et 16 S.
- Graveleau, F., Dominguez, S., 2008. Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 324–333. doi:10.1016/j.crte.2008.01.005
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. *Tectonophysics* 538–540, 1–66. doi:10.1016/j.tecto.2012.01.027

- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolaños, R., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *Journal of South American Earth Sciences, Cenozoic Andean Basin Evolution* 19, 21–34. doi:10.1016/j.jsames.2004.06.005
- Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 62, 355–372.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 48, 1459–1520.
- Hubbert, M.K., Rubey, W.W., 1959. Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting I. Mechanics of Fluid-Filled Porous Solids and Its Application to Overthrust Faulting. *Geological Society of America Bulletin* 70, 115–166. doi:10.1130/0016-7606(1959)70[115:ROFPIM]2.0.CO;2
- Huiqi, L., McClay, K., Powell, D., 1992. Physical models of thrust wedges, in: *Thrust Tectonics*. Springer, pp. 71–81.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75–94.
- Konstantinovskaia, E., Malavieille, J., 2005. Erosion and exhumation in accretionary orogens: Experimental and geological approaches: ACCRETIONARY OROGENS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6. doi:10.1029/2004GC000794
- Konstantinovskaya, E., Malavieille, J., 2011. Thrust wedges with décollement levels and syntectonic erosion: A view from analog models. *Tectonophysics* 502, 336–350. doi:10.1016/j.tecto.2011.01.020
- Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics* 188, 203–207.
- Leturmy, P., Mugnier, J.L., Vinour, P., Baby, P., Colletta, B., Chabron, E., 2000. Piggyback basin development above a thin-skinned thrust belt with two detachment levels as a function of interactions between tectonic and superficial mass transfer: the case of the Subandean Zone (Bolivia). *Tectonophysics* 320, 45–67.
- Lohrmann, J., Kukowski, N., Adam, J., Oncken, O., 2003. The impact of analogue material properties on the geometry, kinematics, and dynamics of convergent sand wedges. *Journal of Structural Geology* 25, 1691–1711.
- Macellari, C., Hermoza, W., 2009. Subandean segmentation and its impact on hydrocarbon exploration in the Central/Northern Andes, in: *10th Simposio Bolivariano-Exploracion Petrolera En Las Cuencas Subandinas*.
- Malavieille, J., 2010. Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *GSA Today* 20, 4–10.
- Mannu, U., Ueda, K., Willett, S., Gerya, T., Strasser, M., 2016. Impact of sedimentation on evolution of accretionary wedges: insights from high-resolution thermo-mechanical modeling. *Tectonics*. doi:10.1002/2016TC004239
- Marshak, S., Wilkerson, M.S., 1992. Effect of overburden thickness on thrust belt geometry and development. *Tectonics* 11, 560–566.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., 2004. Analog modeling of doubly vergent thrust wedges. *AAPG Memoir* 82, 184–206.
- McQuarrie, N., Ehlers, T.A., Barnes, J.B., Meade, B., 2008. Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes. *Geology* 36, 999–1002.

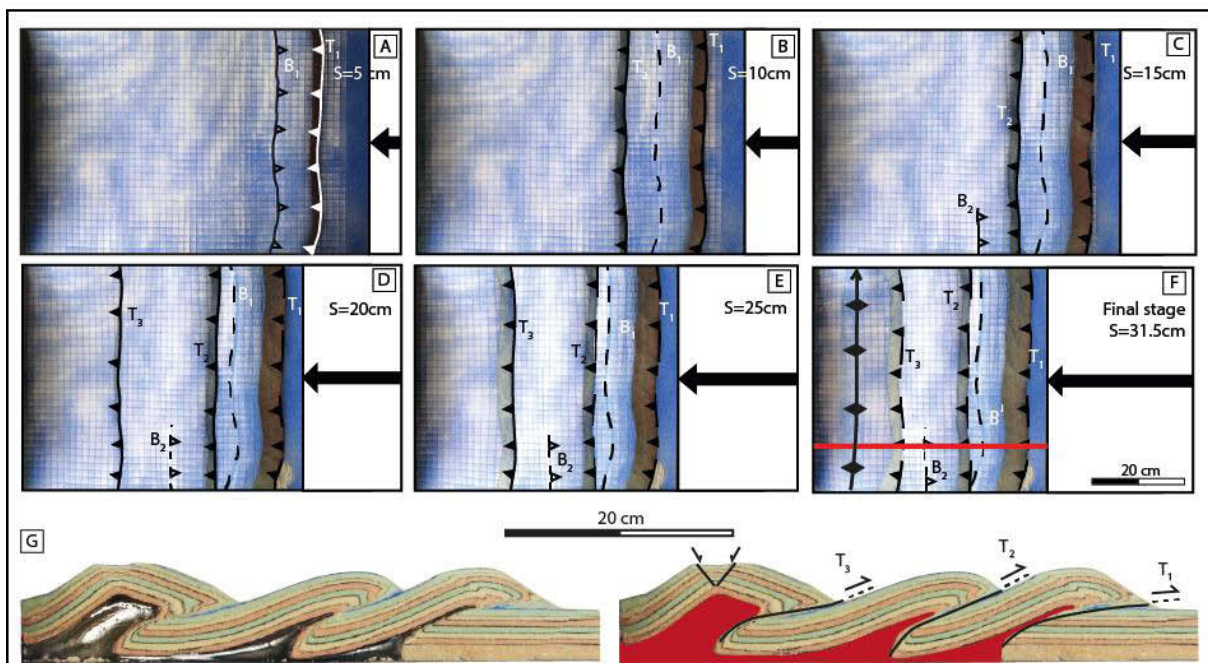
- Merle, O., Abidi, N., 1995. Approche expérimentale du fonctionnement des rampes émergentes. *Bulletin de la Société géologique de France* 166, 439–450.
- Mugnier, J.L., Baby, P., Colletta, B., Vinour, P., Bale, P., Leturmy, P., 1997. Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: A view from analogue models. *Geology* 25, 427–430.
- Parsep Internal Report, 2001. Final report on the Huallaga basin and adjacent area, The hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins Study.
- Perrin, C., Clemenzi, L., Malavieille, J., Molli, G., Taboada, A., Dominguez, S., 2013. Impact of erosion and décollements on large-scale faulting and folding in orogenic wedges: analogue models and case studies. *Journal of the Geological Society* 170, 893–904.
- Ramberg, H., 1981. Gravity, deformation, and the earth's crust: In theory, experiments, and geological application. Academic press, London.
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45, 2–25. doi:10.1002/gj.1193
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications* 327, 31–54. doi:10.1144/SP327.3
- Santolaria, P., Vendeville, B.C., Graveleau, F., Soto, R., Casas-Sainz, A., 2015. Double evaporitic décollements: Influence of pinch-out overlapping in experimental thrust wedges. *Journal of Structural Geology* 76, 35–51. doi:10.1016/j.jsg.2015.04.002
- Schellart, W., 2000. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics* 324, 1–16.
- Sellier, N.C., Vendeville, B.C., Loncke, L., 2013. Post-Messinian evolution of the Florence Rise area (Western Cyprus Arc) Part II: Experimental modeling. *Tectonophysics* 591, 143–151. doi:10.1016/j.tecto.2011.07.003
- Sieniawska, I., Aleksandrowski, P., Rauch, M., Koyi, H., 2010. Control of synorogenic sedimentation on back and out-of-sequence thrusting: Insights from analog modeling of an orogenic front (Outer Carpathians, southern Poland). *Tectonics* 29.
- Simpson, G.D., 2006. Modelling interactions between fold–thrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. *Basin Research* 18, 125–143.
- Smit, J., Burg, J.-P., Dolati, A., Sokoutis, D., 2010. Effects of mass waste events on thrust wedges: Analogue experiments and application to the Makran accretionary wedge: MASS WASTE EVENTS AND THRUST WEDGES. *Tectonics* 29, n/a-n/a. doi:10.1029/2009TC002526
- Smit, J.H.W., Brun, J.-P., Sokoutis, D., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature. *Journal of Geophysical Research* 108. doi:10.1029/2002JB002190
- Stockmal, G.S., Beaumont, C., Nguyen, M., Lee, B., 2007. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts: Insights from numerical models. *Geological Society of America Special Papers* 433, 63–98.
- Storti, F., Marín, R.S., Rossetti, F., Sainz, A.C., 2007. Evolution of experimental thrust wedges accreted from along-strike tapered, silicone-floored multilayers. *Journal of the Geological Society* 164, 73–85.
- Storti, F., McClay, K., 1995. Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. *Geology* 23, 999–1002.
- Wang, C., Chen, H., Cheng, X., Li, K., 2013. Evaluating the role of syn-thrusting sedimentation and interaction with frictional detachment in the structural evolution of the SW Tarim

- basin, NW China: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics* 608, 642–652. doi:10.1016/j.tecto.2013.08.016
- Weijermars, R., Jackson, M., Vendeville, B., 1993. Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics* 217, 143–174.
- 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. doi:10.1016/0031-9201(86)90021-X
- Whipple, K.X., 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geosci* 2, 97–104. doi:10.1038/ngeo413
- Willett, S.D., 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 28957–28981.
- Wu, J.E., McClay, K.R., 2011. Two-dimensional analog modeling of fold and thrust belts: dynamic interactions with syncontractional sedimentation and erosion.
- Wu, J.E., McClay, K.R., 2011. Two-dimensional Analog Modeling of Fold and Thrust Belts: Dynamic Interactions with Syncontractional Sedimentation and Erosion 301–333. doi:10.1306/13251343M9450
- Wu, J.E., McClay, K.R., Despinois, F., Woollard, M., Evans, R., Isa, L., Janai, S., 2010. Analogue modelling of deepwater fold and thrust belts: dynamic interactions with syntectonic sedimentation. *Trabajos de geología* 30.
- Wu, Z., Yin, H., Wang, X., Zhao, B., Jia, D., 2014. Characteristics and deformation mechanism of salt-related structures in the western Kuqa depression, Tarim basin: Insights from scaled sandbox modeling. *Tectonophysics* 612–613, 81–96. doi:10.1016/j.tecto.2013.11.040

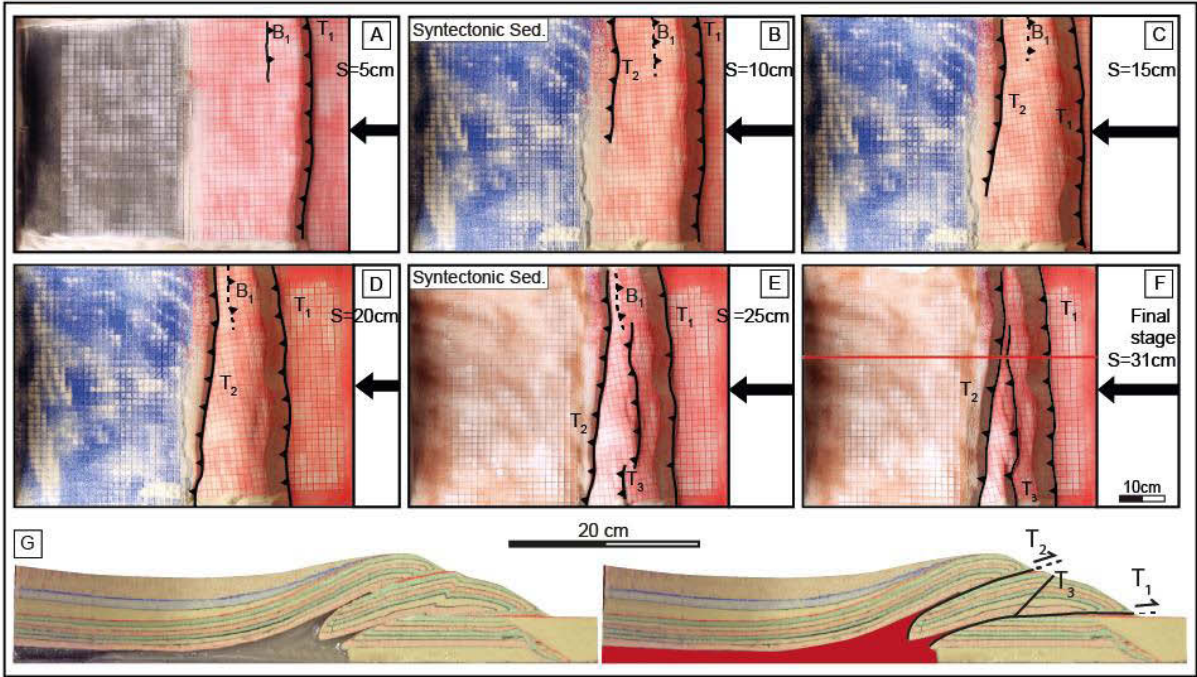
5.7 Supplementary material



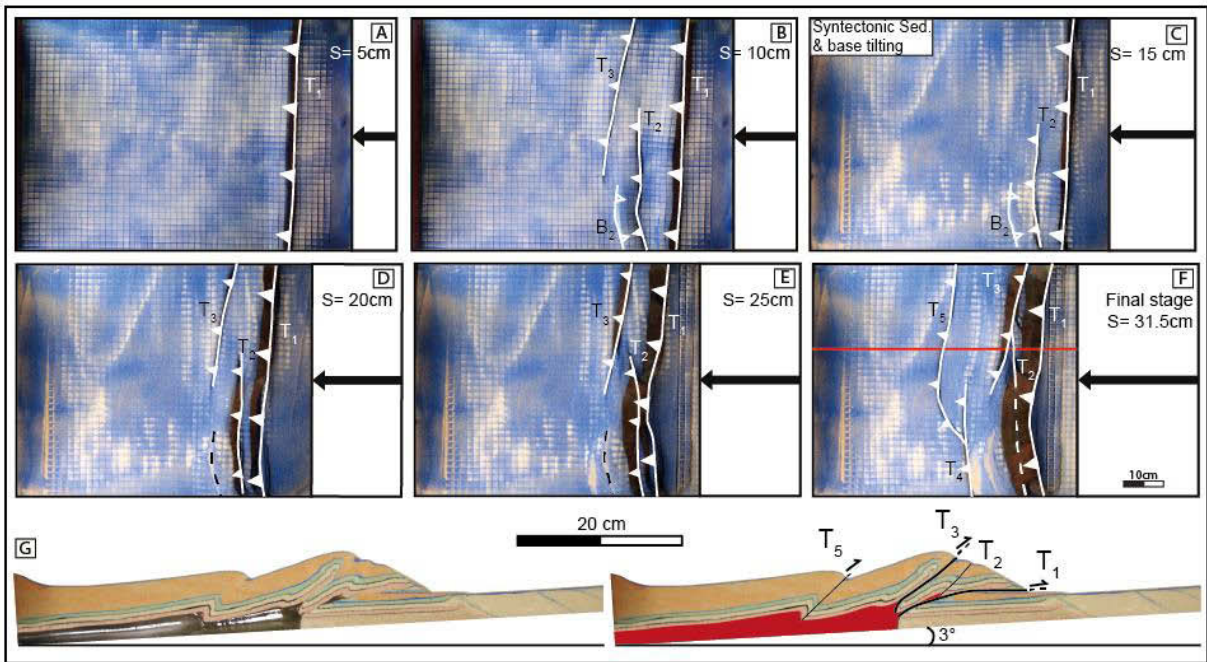
Annex 5-1 : A to E: Morphostructural sequence of the Chaz_01 model. F) Final cross-section (the red line indicates its position on the final top view). The structures are numbered in the chronological order of their formation. *T* stands for the forethrusts and *B* for the backthrusts. In map view, full triangles indicate forethrusts, and empty triangle backthrusts.



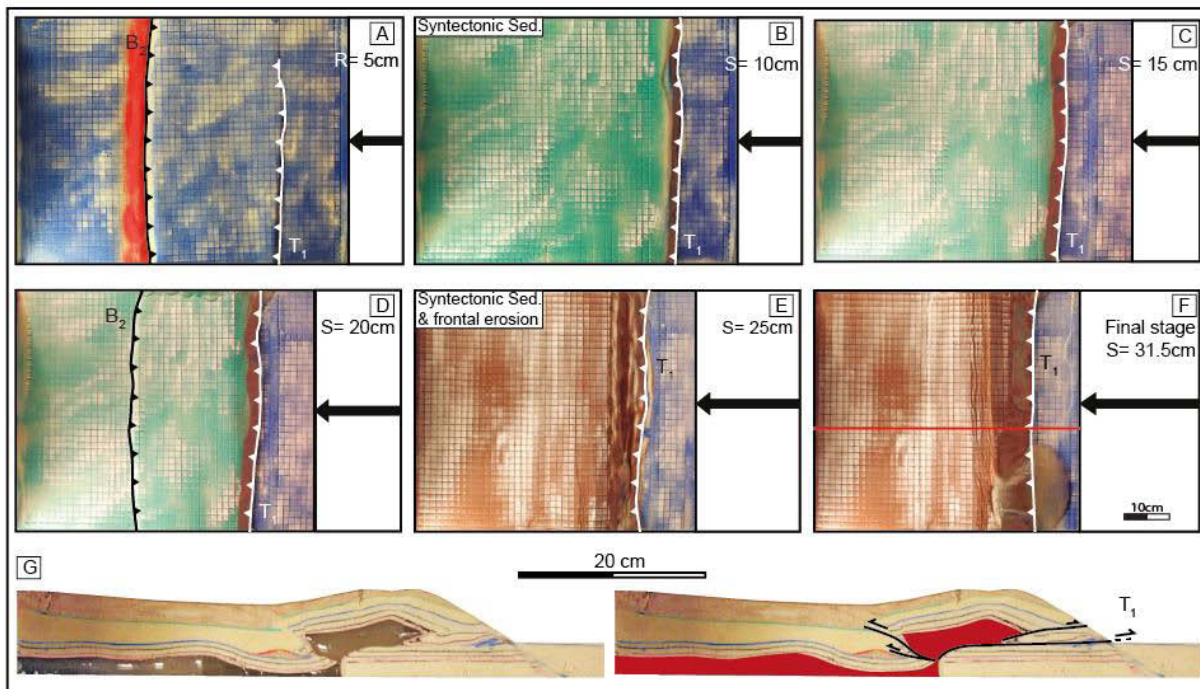
Annex 5-2 : A to F) Morphostructural sequence of the Chaz_02 model. G) Final cross-section (the red line indicates its position on the final top view). On map-views, the full lines indicate active structure whereas dashed line indicate inactive thrusts. The rest of the legend is the same as Annex 5-2.



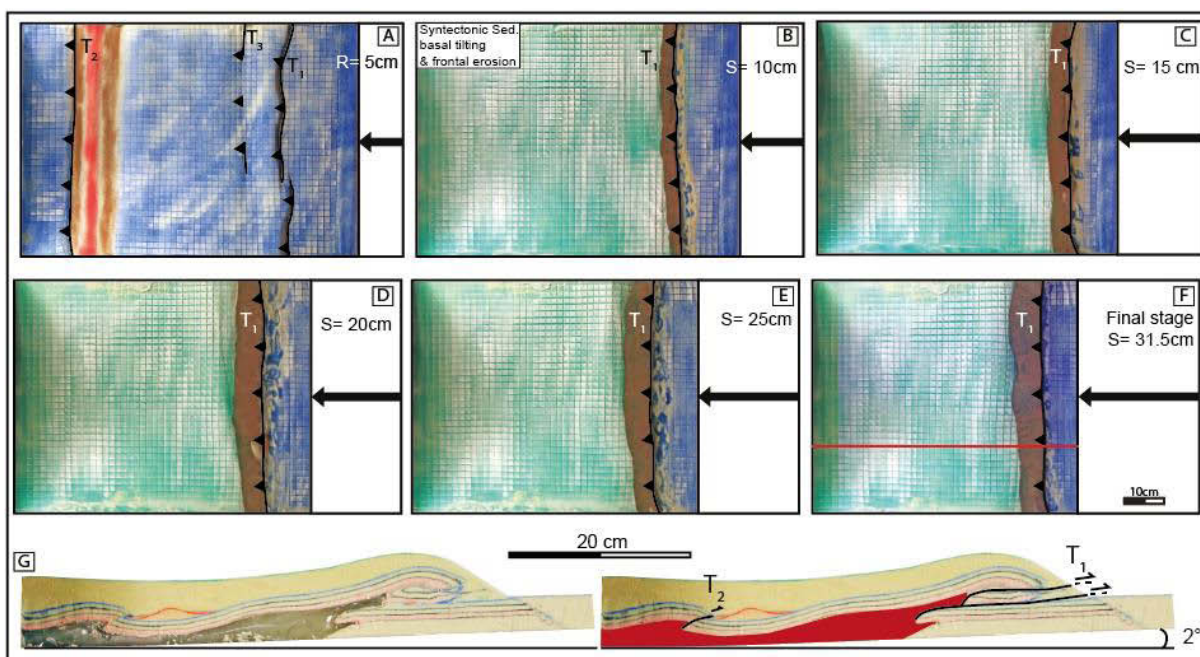
Annex 5-3 : A to F) Morphostructural sequence of the Chaz_04 model. G) Final cross-section (the red line indicates its position on the final top view). The legend is the same as Annex 5-1 and 5-2.



Annex 5-4: A to F) Morphostructural sequence of the Chaz_05 model. G) Final cross-section (the red line indicates its position on the final top view). The legend is the same as Annex 5-1 and 5-2.



Annex 5-5: A to F) Morphostructural sequence of the Chaz_06 model. G) Final cross-section (the red line indicates its position on the final top view). The legend is the same as Annex 5-1 and 5-2.



Annex 5-6: A to F) Morphostructural sequence of the Chaz_07 model. G) Final cross-section (the red line indicates its position on the final top view). The legend is the same as Annex 5-1 and 5-2.

Chapitre 6

Conclusions générales et perspectives

6.1 Synthèse des résultats

Cette thèse a pour objectif principal d'étudier les interactions structurales et cinématiques dans des chaînes plissées se développant au-dessus d'un niveau de décollement qui passe latéralement d'un niveau évaporitique à frictionnel. Cette étude est effectuée dans le cas de variations latérales d'un décollement basal ou interstratifié. L'influence des processus de surfaces sur la dynamique de ces interactions a également été questionnée. Pour répondre à cette problématique, trois séries de modélisations analogiques ont été effectuées au laboratoire de modélisation tectonique du Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences de l'Université de Lille. La première s'est intéressée au cas d'un « niveau de décollement basal », la seconde d'un « niveau de décollement interstratifié » et la troisième a débuté l'investigation de l'influence des « processus de surface » sur la longévité de l'activité d'un grand chevauchement.

6.1.1 Séries d'expérience « niveau de décollement basal »

La première série de modèles expérimentaux a pour but d'étudier les interactions structurales pouvant exister entre des provinces de chaînes plissées dont le niveau de décollement basal passe latéralement d'une rhéologie visqueuse (des évaporites par exemple) à frictionnelle (des argiles, par exemples). Nos résultats indiquent que la présence d'une province frictionnelle (PF) adjacente à une province visqueuse (PV), aussi étroite soit-elle, a un impact sur la séquence de déformation dans la PV. Cette séquence de déformation est typiquement « hors-séquence » dans des PV sans PF adjacente alors qu'elle devient « en-séquence » dès lors qu'une PF la borde. Cette influence de la PF sur la PV dépend de la dimension de la PV. La déformation est « en séquence » pour des PV étroites alors qu'elle est « hors-séquence » pour une PV très large. Dans nos modèles, le seuil de largeur critique de la PV se situe approximativement autour de 60 cm. En dessous de cette largeur, la séquence de déformation dans la PV est « en séquence ». La séquence de déformation devient « hors-séquence » pour une largeur de PV supérieur à 60 cm. Considérant le rapport d'échelle géométrique entre modèle et nature (1 cm = 1 500 m), cela suggère en première approximation une distance seuil dans la nature autour de 90 km. Cette valeur n'est qu'indicative car sa relation avec l'épaisseur de la série fragile reposant sur le décollement visqueux devra être affinée.

Cette variation dans la séquence de déformation des provinces visqueuses traduit l'influence latérale de la PF sur la PV. La présence d'une PF adjacente à une étroite PV a un impact sur la séquence de déformation de la province visqueuse mais ne semble pas changer significativement son style structural, caractérisé par des pop-ups symétriques. Cependant, le style structural change sensiblement dès lors que la taille de la PV dépasse le seuil de largeur défini ci-dessus. Dans une large PV, la vergence des structures devient assez régulière et orientée vers l'avant-pays dans la zone la plus éloignée de la PF. Enfin, la présence d'une PV adjacente à une PF contrôle la position du front de déformation de la province frictionnelle. Ce dernier s'éloigne du cœur de la chaîne au fur et à mesure que la taille relative de la PV augmente, réduisant ainsi la pente topographique (*taper*) de la chaîne.

6.1.2 Séries d'expérience « niveau de décollement interstratifié »

Les interactions cinématiques et structurales révélées dans la série d'expériences à « décollement basal » s'observent aussi dans des chaînes plissées où un niveau de décollement visqueux interstratifié dans la colonne lithologique disparaît latéralement. Les interactions en sont même plus complexes puisque qu'elles conjuguent des interactions « amont-aval » (*across-strike*) entre la déformation superficielle frontale et la déformation profonde au cœur de la chaîne, et des interactions latérales (*along-strike*) entre les provinces avec ou sans niveau visqueux interstratifié.

Nos modèles expérimentaux comportent une ou deux PF adjacentes à une PV. La (les) PF décolle(nt) sur un niveau de décollement basal unique de nature frictionnelle (microbilles de verre) surmonté par une couverture entièrement fragile (sable). Au contraire, les PV disposent d'un décollement basal frictionnel (microbilles de verre) et d'une couverture fragile sableuse dans laquelle un niveau de décollement visqueux (silicone) est interstratifié. De la même manière que dans les modèles à niveau de décollement basal, nos résultats montrent tout d'abord des interactions structurales entre deux provinces frictionnelles et visqueuses adjacentes concernant la séquence de déformation. Une largeur seuil de 60 cm est également mise en évidence dans cette série de modèles expérimentaux. En dessous de ce seuil, la séquence de déformation superficielle dans la PV est « en séquence » et au-delà elle devient « hors séquence ». La PF exerce des contraintes frictionnelles sur la PV qui freinent la propagation de sa déformation. Cet effet de frein s'estompe dès lors que la PV atteint une

largeur suffisante de sorte que le domaine visqueux éloigné de la PF se déforme comme s'il ne ressentait pas les effets en champ lointain de la PF.

Ensuite, nos résultats montrent qu'une PF adjacente à une PV influence le style structural se développant dans la PV. Dans de larges PV, jusqu'à trois styles structuraux sont définis successivement latéralement. Tout d'abord, au centre de la PV, un style structural en « massif de sel » se développe et traduit le mode de déformation en « champ lointain » dans la PV. En se rapprochant de la PF adjacente, les styles structuraux changent et passent successivement d'un style à vergence contrôlée vers l'avant-pays à un style plus chaotique mêlant vergence vers l'avant- et vers l'arrière-pays (*forward and backward vergence*). Ceci traduit une augmentation de l'influence de la friction latérale exercée par la PF sur la PV.

Au niveau de la limite entre les deux types de provinces, des structures obliques (en carte) à la direction de compression s'observent dans la PV. L'obliquité de ces structures augmente avec le raccourcissement et est plus importante dans les larges PV qui sont moins influencées par la friction latérale. En effet, l'obliquité juvénile dans les PV est contrôlée par la séquence de déformation. Ces résultats sont comparables à la configuration actuelle des Salt Range au Pakistan et indiquent potentiellement une décroissance de l'influence de frictions latérales du centre de la chaîne vers ses bordures. Au niveau de la bordure Est, les structures sont obliques par rapport à la direction de compression. L'angle d'obliquité est comparable aux angles observés dans les modèles expérimentaux et confirme les données expérimentales entre la séquence de déformation et l'obliquité des structures. Un exemple analogue est également observé dans la chaîne Est du bassin du Sichuan, en Chine (Wang, com. pers.)

Les modèles à deux provinces avec un niveau de décollement interstratifié visqueux montrent également des interactions structurales au niveau des structures qui s'enracinent dans le niveau de décollement basal frictionnel. La présence d'un niveau de décollement visqueux interstratifié rend plus difficile la propagation du front de déformation profond. La présence d'une PF adjacente à une PV tend à favoriser la propagation de la déformation du front profond dans la PV. Une PV adjacente à une PF implique un recul du front de déformation dans la PF, en comparaison au modèle « end-member » frictionnel.

Enfin, ces couplages cinématiques et structuraux entre l'arrière et l'avant-pays des modèles et latéralement se traduisent par des variations latérales de la pente moyenne du biseau topographique (*taper*). Dans l'arrière-pays, la pente moyenne décroît du centre de la

PV vers la PF. C'est l'inverse dans l'avant-pays où la pente moyenne augmente du centre de la PV vers la PF. Ces variations de pente moyenne sont comparables à celles observées dans la chaîne plissée de Kuqa, chaîne du Tian Shan, en Chine. En effet, même si cette chaîne est soumise à des processus de surface intenses, les tendances de la variation latérale de la valeur des pentes topographiques dans l'avant-pays et dans l'arrière-pays sont comparables. Cette étude indique donc que la théorie du prisme critique souvent uniquement considérée en 2-D, doit être envisagée également en 3-D, dans certains cas ; notamment lorsque des provinces rhéologiques de nature différentes interagissent structurellement à cause d'effets de friction latérales.

6.1.3 Séries d'expérience « processus de surface »

Les effets des processus de surface ont été testés sur l'accommodation d'une quantité de déplacement horizontal exceptionnelle effectuée par le chevauchement de Chazuta qui se situe dans le bassin de Huallaga, au Pérou. En plus d'accommoder une quantité de raccourcissement exceptionnelle (au moins 40 km ; soit environ 50% du raccourcissement sur le bassin), le toit de ce chevauchement n'est quasiment pas déformé et la nappe transporte à sa base une grande épaisseur de matériau évaporitique en position allochtone.

Les résultats de nos modèles expérimentaux indiquent que la durée de vie d'un chevauchement frontal est d'autant plus longue si la couverture tabulaire anté-déformation est fine. La présence d'une épaisse couverture anté-compression réduit l'activité le long des chevauchements. En revanche, le dépôt d'un biseau sédimentaire anté- ou syn-tectonique favorise la formation des structures à l'avant du biseau et contribue au fluage du niveau de décollement visqueux vers l'avant du système. Le niveau de décollement peut alors s'épaissir et passer en position allochtone au-dessus de la rampe.

La présence d'un synclinal précoce permet d'augmenter l'épaississement du niveau de décollement visqueux et agit comme un bulldozer. Ceci permet au niveau de décollement visqueux de passer en position allochtone au-dessus de la rampe. Enfin, en enlevant le matériel formé par des éboulements de l'escarpement du chevauchement frontal, qui se comporte comme un butoir, l'érosion augmente la durée de vie du chevauchement. L'évolution et la géométrie du chevauchement de Chazuta semblent donc être contrôlées par la combinaison de différents paramètres tels que la présence d'un synclinal précoce, une

sédimentation syntectonique en biseau importante et l'érosion frontale du système. Cette dernière série de modèles expérimentaux complète les travaux portant sur l'impact de processus de surface à l'échelle d'un système chevauchant et contribuent à une meilleure compréhension du système de chevauchements dans la partie centrale du bassin de Huallaga.

Les travaux de modélisation analogique menés pendant cette thèse s'inscrivent dans l'étude des chaînes plissées à niveau de décollement évaporitique et permettent de compléter les travaux concernant les chaînes plissées avec un ou deux niveaux de décollement, les chaînes plissées incurvées ou encore les zones de transfert. Ces travaux ont ouvert de nouvelles perspectives concernant ces différents domaines d'étude.

6.2 Perspectives

6.2.1 Etude des « Zones de transfert »

Pour compléter l'étude des couplages latéraux dans les chaînes plissées à différentes provinces rhéologiques latérales, il serait intéressant de pouvoir mieux contraindre les zones de transfert entre les deux types de provinces. Cette étude permettrait de caractériser la connexion et la terminaison des failles (ainsi que leur évolution au cours de l'augmentation du raccourcissement régional appliqué) entre des provinces visqueuses et des provinces frictionnelles, dans les chaînes d'avant-pays. De même, dans les modèles avec un niveau de décollement visqueux secondaire interstratifié, l'étude précise de la zone de transfert apporterait des données supplémentaires sur les notions de couplages structuraux dans ce type de chaîne. Cette étude permettrait également de mieux comprendre comment les structures situées au-dessus du niveau de décollement secondaire visqueux, se terminent vers la province frictionnelle. Pour cela, les modèles déjà effectués dans les deux séries devraient être répétés. Ceci permettrait aussi de tester la reproductibilité des résultats. Le plus intéressant serait de répéter les deux modèles à large province des deux séries et d'effectuer des coupes sériées à très haute fréquence parallèlement au mur mobile. Ce travail complémentaire pourrait être comparé avec les travaux antérieurs de Schreurs et al. (2001, 2003) ou encore Calassou et al. (1993) qui ont effectué des coupes parallèles au mur mobile dans des modèles à deux provinces au moyen de scanners médicaux.

6.2.2 Etude de l'« Obliquité des structures »

Une autre perspective à ce travail concerne l'obliquité des structures observées dans les larges provinces visqueuses. Si les données de modélisation expérimentale permettent de suivre l'obliquité des structures au cours du temps, les données actuelles des Salt Range (analogue utilisé pour la comparaison de l'obliquité observée dans les modèles) ne nous informent pas sur l'évolution de l'obliquité des structures dans ce terrain au cours du temps. Une étude approfondie de la zone sur le terrain permettrait de contraindre l'évolution de l'obliquité des structures au cours du temps et de confronter à nouveau les résultats expérimentaux au terrain.

6.2.3 Etude de l'« Extension syn-compression»

De l'extension pendant la compression s'est produite tardivement à la limite entre les zones d'arrière-pays et d'avant-pays des modèles avec un niveau de décollement visqueux interstratifié. Si le mécanisme de ce phénomène est assez bien compris, il serait utile d'effectuer quelques modèles expérimentaux supplémentaires pour déterminer la quantité de soulèvement de l'arrière-pays, et donc de sous-placage nécessaire pour créer ces failles normales. Ceci permettrait de comprendre les conditions exactes, ainsi que la valeur de la pente critique à partir de laquelle la couverture située au-dessus du niveau de décollement supérieur glisse et produit des failles normales à vergence vers l'avant-pays. Les processus de surface inhibant la formation de telles structures, un potentiel analogue naturel en mer reste à investiguer.

6.2.4 Etude des « Processus des surface »

L'influence des processus de surfaces sur les couplages structuraux et cinématiques dans des chaînes plissées à différentes provinces rhéologiques latérales n'a été que peu investiguée pendant ce travail. En effet, seulement trois modèles ont été effectués et ont permis d'avoir quelques résultats préliminaires. Différents taux de sédimentation syntectonique dans un premier temps et d'érosion dans un second temps devraient être testés sur les deux premiers protocoles expérimentaux de cette thèse afin de déterminer précisément dans quelle mesure les couplages structuraux et cinématiques sans processus

de surface subsistent. Ces résultats pourraient alors être confrontés à de très nombreux exemples de bassins d'avant-pays salifères dans le monde (Pyrénées, Kuqa, Sichuan, Salt Range, etc). Dans le cas du bassin de Huallaga au Pérou, la confrontation de ces résultats aux lignes sismiques interprétées devraient permettre de mieux caractériser l'importance des processus de surface. Notamment, nous avons exposé que, dans ce bassin, le style structural varie du Nord au Sud et que la déformation est contrôlée par la présence d'un niveau de décollement salifère. Il serait intéressant de tester l'impact des processus de surface sur la variation du style latéral le long de cette zone.

Enfin, concernant le bassin de Huallaga, les modèles expérimentaux conduits pendant cette thèse ont permis d'apporter de nouveaux éléments de compréhension concernant le fonctionnement exceptionnel du chevauchement de Chazuta. De nombreuses problématiques relatives à ce bassin, notamment concernant la géométrie des failles de socle et la chronologie de la déformation entre la déformation de couverture et la déformation du socle restent à investiguer. Le problème du couplage entre ces deux types de déformation fait l'objet de nombreuses études actuelles, notamment dans le Zagros. La construction d'une nouvelle série de modèles expérimentaux combinant des mouvements de socle et de couverture pourrait être envisagée pour tester les différentes hypothèses concernant la chronologie de la déformation dans ce bassin. Ces modèles expérimentaux à l'échelle du bassin de Huallaga permettraient d'investiguer le contrôle du socle sur la déformation du bassin.

Table des figures et des tableaux

Table des figures

Figure 1-1 : Modèle conceptuel d'un prisme orogénique à double vergence dans une zone de collision. Des chaînes plissées d'avant-pays se développent de part et d'autre du prisme (cadres rouges, pro-wedge à gauche et retro-wedge à droite). D'après McClay and Whitehouse, (2004).	21
Figure 1-2: Analogie simple illustrant la croissance d'un prisme d'accrétion (d'après Graveleau et al., 2012, modifié d'après Dahlen, 1990). Le bulldozer pousse un tas de sable au-dessus d'un décollement basal.....	22
Figure 1-3 : Coupes dans deux modèles expérimentaux où une couverture fragile se déforme sur un niveau de décollement visqueux. La séquence de déformation est donnée par les numéros au-dessus des structures (d'après Costa et Vendeville, 2002). A) Dans le cas où le niveau de décollement basal n'a pas de terminaison brutale dans l'avant-pays, la déformation s'initie à l'arrière puis se propage très tôt, dès la deuxième structure, à l'avant du biseau. B) Dans le cas où le niveau de décollement se termine brutalement dans l'avant du biseau, la déformation s'initie à l'arrière puis se propage dès la troisième structure au niveau de cette limite rhéologique. Dans les deux coupes, une fois que la déformation a atteint l'avant du biseau, elle se propage ensuite en alternant entre l'arrière et l'avant du modèle, entre les premières structures.	25
Figure 1-4 : Bloc 3D schématique illustrant la déformation dans une chaîne plissée avec deux niveaux de décollement (Wu, communication personnelle). Dans l'arrière-pays, la déformation est caractérisée par une imbrication de type duplex qui s'enracine dans un niveau de décollement basal. La déformation se transmet dans l'avant-pays via un niveau de décollement secondaire, et est marquée par des chevauchements et rétro-chevauchements.	26
Figure 1-5: Résultat d'un modèle dont la nature du niveau de décollement varie latéralement. Au centre du modèle, le niveau de décollement basal est visqueux et sur les bordures du modèle il est frictionnel (modifié d'après Luján et al. (2003). A) et B) Vue de dessus et en coupe de la géométrie du biseau après 47% de raccourcissement. La chronologie de la déformation est donnée par les numéros. La déformation se propage en séquence dans les deux types de provinces et atteint la terminaison du niveau visqueux tardivement. 28	28

Figure 1-6 : Schéma conceptuel des interactions entre érosion et sédimentation syn-tectonique dans une chaîne plissée d'avant pays. D'après (Wu and McClay, 2011).	29
Figure 1-7 : Carte morpho-structurale simplifiée du Plateau du Potwar et des Salt Range (modifiée d'après Faisal and Dixon (2015) et Qayyum et al. (2015)).	31
Figure 1-8 : Carte structurale de la partie Ouest de la chaîne plissée de Kuqa, d'après Wu et al., 2014. Le front de déformation est incurvé et la limite ouest de la chaîne est marquée par une faille décrochante. Les auteurs corrèlent la géométrie du front de déformation avec la limite de la zone salifère (en pointillés bleus).	32
Figure 1-9 : Carte géologique du bassin de Huallaga (d'après Calderon et al., in press).....	34
Figure 1-10 : Charte chronostratigraphique de la zone sub-andine péruvienne (d'après Calderon et al., in press).	35
Figure 1-11 : Interprétation de la ligne 91-mph-23 par Calderon et al. (in press).....	36
Figure 2-1: Équipements du laboratoire de modélisation tectonique du Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) de l'Université de Lille – Sciences et Technologies.	51
Figure 2-2: Schéma des deux types de dispositifs expérimentaux utilisés lors de cette thèse. A) Boite de déformation de type « indentation ». B) Boite de déformation de type « subduction ».....	52
Figure 2-3 : Conditions aux limites des dispositifs de déformation en « indentation » et en « subduction ». A) et B) Champs de vitesse en coupe et en vue de dessus pour les modèles déformés par « subduction ».C) et D) Champs de vitesse en coupe et en vue de dessus pour les modèles déformés par « indentation ». La différence majeure entre ces deux modes de déformation correspond au sens des forces de friction exercées par les murs latéraux. Le sens de la courbure du front de déformation est opposé entre les deux modes de déformation. (Graveleau et al., 2012, modifié d'après Schreurs et al., 2006).	53
Figure 2-4: Conditions aux limites de la première série de modèles expérimentaux. A) Vue de dessus schématique des niveaux de décollement dans les modèles à deux provinces. B) et C) Remplissage des deux types de province.....	55
Figure 2-5 : Conditions aux limites de la série « niveau de décollement interstratifié ». A) Schéma d'un exemple en vue de dessus de la position du niveau de décollement interstratifié visqueux par rapport au niveau de décollement basal frictionnel, dans un modèle à deux provinces. B) et C) Remplissage des deux types de province.	56

Figure 2-6 : Conditions aux limites de la série de modèles « Processus de surface ». A) Vue de dessus des conditions initiales. Tous les modèles comprennent un niveau de décollement basal de silicone de 65 sur 60 cm. B et C) Le remplissage des modèles varie selon les paramètres testés comme l'épaisseur de la couverture tabulaire ou l'épaisseur de biseaux syntectoniques.....	57
Figure 3-1 : Schéma d'une vue de dessus d'un modèle expérimental dont le niveau de décollement change latéralement (modifié d'après Cotton et Koyi, 2000). La déformation se propage plus dans l'avant-pays de la partie frictionno-visqueuse que dans la partie complètement frictionnelle du modèle. Le front de déformation est donc courbe et son maximum de courbure se situe à la limite entre les deux domaines, qui correspond à une zone de transfert caractérisée par des failles transpressives.....	68
Figure 3-2 : Dispositif expérimental. A) Vue en coupe des provinces frictionnelle et visqueuse. B) Remplissage détaillé de chaque province.	71
Figure 3-3 : Vues de dessus des conditions initiales des modèles expérimentaux. A et B) Modèles à une province (« end-members »). C, D et E) Modèles à deux provinces.	72
Figure 3-4 : États finaux des modèles à une province. A) Vue de dessus et B) coupe du modèle à une province frictionnelle. C) Vue de dessus et D) coupe du modèle à une province visqueuse. Les coupes sont localisées par les lignes en pointillés blancs. Sur les vues de dessus, les triangles pleins et vides caractérisent les chevauchements et rétro-chevauchements, respectivement. Les structures sont numérotées par ordre d'apparition. T (Thrust) sont pour les chevauchements qui s'enracinent sur le niveau de microbilles de verre, dans le modèle frictionnel. Les chevauchements et rétro-chevauchements qui se détachent au-dessus du décollement visqueux sont nommés t et b (thrust et backthrust).....	74
Figure 3-5 : A à F : Séquence morpho-structurale en vue oblique du modèle à deux provinces avec une province visqueuse étroite (M04). La position de la province visqueuse est marquée par les pointillés blancs. G et H : Coupes à l'état final au centre de chaque province. La position des coupes est indiquée en jaune sur la vignette F. La légende est la même que pour la Figure 3-4.....	76
Figure 3-6 : A à F : Séquence morpho-structurale en vue de dessus du modèle à deux provinces avec une large province visqueuse (40 cm, M04, Figure 3-3, D). G et H : Coupe au centre	

de chaque province à l'état final. Elles sont localisées en pointillés jaunes sur la vignette F. La légende est la même que pour les Figure 3-4 et Figure 3-5.....	77
Figure 3-7 : A à F : Séquence morpho-structurale en vue de dessus du modèle à deux provinces avec une très large province visqueuse (80 cm, M05, Figure 3-3, E). G : Coupe à l'état final au centre de la province frictionnelle. H-J : Coupes à l'état final au sein de province visqueuse. Les coupes sont localisées en pointillés jaunes sur la vignette F. La légende est la même que pour les Figure 3-4 et Figure 3-5.....	79
Figure 3-8 : Séquence de déformation dans les provinces visqueuses du modèle A) « end-member » (100% visqueux – M02), B) à 66% (M04) et C) à 33% visqueux (M03). Dans les 3 modèles, la déformation s'initie à l'aplomb du proto-wedge (t1 et b2 ou b1 et t2). La localisation des structures suivantes varie selon la largeur de la province visqueuse. A) Dans le modèle M02, « end-member » 100 % visqueux, la déformation est « hors séquence ». La déformation atteint rapidement le pinch-out externe du niveau de décollement et alterne ensuite entre l'arrière et l'avant du modèle. B) et C) La séquence de déformation se fait « en séquence » dans les provinces visqueuses des modèles M04 et M03, respectivement à 66% et 33% de largeur de décollement visqueux. La déformation atteint le pinch-out externe du niveau de décollement visqueux à t7/b9 pour M04 (B) et à b10/t11 pour M03 (C).	82
Figure 3-9 : Comparaison du taper et de la position du front de déformation dans les provinces frictionnelles (point vert). A) Modèle « end-member » frictionnel. Le taper moyen est d'environ 17° et le front de déformation se situe à 36 cm du mur mobile. B) Dans le modèle M03 à 33% de décollement visqueux, le taper moyen de la province frictionnelle est d'environ 15°. C) Dans le modèle M04 à 66% de décollement basal visqueux, le taper est d'environ 12° dans la province frictionnelle.	84
Figure 3-10 : Déplacement accommodé (en cm) par le chevauchement T1 pour chaque modèle. Les mesures ont été faites sur les coupes du stade final. L'axe des ordonnées représente la position de la coupe mesurée sur le modèle par rapport à un mur mobile à gauche. Les pointillés bleus et verts représentent la limite entre la province visqueuse (PV) et frictionnelle (PF) pour les modèles à deux provinces (M03 et M04).....	86

Figure 4-1: Experimental set-up. A) Deformation of the model is applied by a screw-jack pushing the moving backstop. The morphostructural evolution of the model is monitored by two CCD cameras placed in an oblique and azimuthal position. The topographic evolution is recorded with a coupled CLD camera - video projector device that allows for recording regularly digital elevation models (DEM). The kinematics of the structures can be quantified by PIV techniques using overhead photographs. B and C) “Viscous province” (VP) refers to a foreland domain where a silicone layer is interbedded in the sedimentary sequence, and “frictional province” (FP) when no silicone layer is interbedded. 103

Figure 4-2: Top-view boundary conditions of experimental models. A and B) one-province models (end-members); C and D) two-province models; and E) three-province model. Model sets 2P-NW and 2P-WV can be viewed as a continuum between end-members models 1P-F and 1P-V. They test the increase in the width of the silicone province from one end-member toward the other. Note that viscous silicone layer (in grey) is interbedded within sand, when present (see Figure 4-1, C). 104

Figure 4-3: Final stages of the end-member models. A) Top view and B) final cross-section of the purely frictional model. C) Top view and D) final cross-section of the model that contained an interbedded viscous décollement. The structures are numbered in the chronological order of their formation. White dashed lines indicate position of cross sections. SM stands for Salt Massif; T for the forethrusts detaching on the frictional basal décollement, t and b for forethrusts and backthrusts, respectively, detaching on the viscous upper décollement. In map view, full triangles indicate forethrusts, and empty triangle backthrusts. A few normal faults (in blue on map view) were observed in model 1P-V. 106

Figure 4-4: A to F: Morphostructural sequence of 2P-NV model. The position of the viscous province is outlined by white dashed lines. G to J: Serial cross-sections of the final stage (see location on final stage top view). Legend is same as in Figure 4-3. The green dots in G-J mark the position of the front of the deep thrust belt. The different zones of structural styles are illustrated to the right of the final top-view by colored bars. Red is for salt-massif structural style and green is for the highly faulted style. 108

Figure 4-5: A to F: Morphostructural sequence of 2P-WV. The position of the viscous province is outlined by white dashed lines. G to J: Serial cross-sections of the final stage (see

location on final stage top view). Legend is same as in Figure 4-3. Color bar meaning is same as in Figure 4-4. Yellow bar is for the forward vergence structural style. 110

Figure 4-6: A to F: Morphostructural sequence of 3P-WV. The position of the viscous province is outlined by white dashed lines. G to J: Serial cross-sections of the final stage (see location on final stage top view). Legend is same as in Figure 4-3, Figure 4-4 and Figure 4-5. 112

Figure 4-7: Evolution of the position of the surface deformation front (relative to the initial position of the mobile backstop) in the viscous provinces for each model. Results indicate two groups of models, 1P-V and 2P-WV on the one hand, and 2P-NV and 3P-WV on the other hand. The first group reaches rapidly the silicone external pinch-out (around 7.5 cm of shortening) whereas the second reaches the external pinch-out more lately (around 25 cm of shortening). This pattern is explained by the frictional resistance to propagation of deformation exerted by the purely adjacent frictional provinces on the viscous province. When the viscous domain is sufficiently large, it does not feel the lateral drag of the adjacent frictional province. Conversely, when the viscous domain is narrow, it feels the lateral drag and therefore resistance to deformation propagation exerted by the frictional provinces. 115

Figure 4-8: 3-D analysis of 2P-WV at the last stage of the experiment (built from Move™ software by Midland Valley). A) 3-D top-view. The limit between the frictional and viscous province is illustrated by white dashed lines. B) 3-D geometry of thrust faults. C) Top-view of Figure 4-8, B. The limit between the viscous and frictional provinces is marked by thick black dashed lines. In the foreland part of the viscous domain, three structural styles are observed and their limits are marked by thin black dashed lines. Dark and light green surfaces represent forethrusts and yellow surfaces illustrate backthrusts, both detaching in the viscous upper detachment. The salt-massifs domain is characterized by a low number of thrusts, mainly forethrusts. The zone of forward regular vergence is marked by a large number of forethrusts. Finally the highly faulted zone shows oblique fore- and backthrusts. Red, blue and green large surfaces (mainly in the frictional domain) are thrusts detaching in the frictional basal décollement. 118

Figure 4-9: Evolution of mean thrust obliquity as a function of time (shortening), measured in the viscous province, close to the limit between the viscous and the frictional provinces. The moment where deformation reached the external viscous pinchout is indicated on

the horizontal axis for each model. Two groups are observed. On one hand, in the two-province with the narrow viscous province (2P-NW) and in the three-province model (3P-WV), the mean obliquity rotated from 0° to ~30° and ~40° during the shortening. On the other hand, in the two-province model with the wide viscous province (2P-WV), obliquity increases from 0° to ~50°..... 120

Figure 4-10: Final stage position of the shallow deformation front (in black) and the deep deformation front (in green). Dashed lines indicate the deformation fronts in the viscous provinces, whereas full lines are for the frictional provinces. Province boundaries are shown by red dashed lines. Black dotted lines in the frictional provinces and close to the province boundaries, combined to black arrows indicate transfer fault. 122

Figure 4-11: Position of the deep deformation front in all models. The horizontal axis corresponds to the ratio in width of the viscous province relative to frictional province. This ratio is 0 for the purely frictional end-member model, 0.5 for the 2P-NV, 2 for the 2P-WV, 4 for the 3P-WV model and infinite for the purely viscous end-member model. In orange, the position of the deep deformation front in the viscous provinces, in blue in the frictional provinces. In the frictional provinces, the position of the deep deformation front retreats when the width of the viscous province increases. Conversely, in the viscous province, the position of the deep deformation front advances when the relative width of frictional province increases..... 123

Figure 4-12: Comparison of hinterland-foreland couplings between models and nature. A) Schematic cross-section across the Mackenzie and Franklin Mountains (modified after Morrell et al., 1995) illustrating the structural style from the Mackenzie Mountains (antiformal stacks detaching above a likely deep detachment) to the Franklin Mountains (thrusts detaching into the evaporites of the Saline River Formation). B) Cross-section in the two-province model bearing a wide frictional-viscous province. The hinterland part of the section characterized by antiformal stacks is comparable to those from the Mackenzie Mountains. It suggests similarities in the formation processes. 126

Figure 4-13: Western Kuqa fold-and thrust belt, southern Tian Shan, China. A) General localization in Central Asia. General topographic map is courtesy of S. Dominguez. B) Simplified structural map (modified after Li et al., 2012; Li et al., 2014; Hubert-Ferrari et al., 2005; Wu et al., 2014) and C) Geological cross-sections (adapted after Li et al., 2012, Li et al., 2016 and Zheng et al., 2008)..... 128

Figure 4-14: A) Topographic map of Western Kuqa fold-and-thrust belt (dataset after ASTER GDEM) and B) topographic swaths (location on A). Swaths are 10 km wide. Blue regression lines give an estimation of the average taper across the hinterland and foreland. Vertical exaggeration is x 8. Note i) the linear and singular taper for swath 1 extracted to the West of salt-bearing Kuqa belt, and ii) the inner and outer tapers proposed for swaths 2 and 3 extracted across the salt-bearing Kuqa belt. 130

Figure 4-15: Potwar Plateau and Salt Range, Pakistan. NPDZ is for the Northern Potwar Deformed Zone. A) General localization in Central Asia. General topographic map is courtesy of S. Dominguez. B) Simplified structural map (modified from Qayyum et al., 2015; Faisal and Dixon, 2015) and C) Geological cross-sections (modified from Faisal and Dixon, 2015). 133

Figure 5-1 : Comparaison de coupes de modèles sans et avec sédimentation syntectonique. A) Coupe dans le modèle « end-member » visqueux (1P-V) du chapitre 4, sans processus de surface. La déformation dans l'arrière-pays est marquée par des imbrications verticales de type duplex qui s'enracinent dans le niveau de décollement basal frictionnel. Dans l'avant-pays, la déformation est caractérisée par des « massifs de sel » limités par des chevauchements et retro-chevauchements. B) Coupe dans un modèle ayant les mêmes conditions initiales que le modèle « end-member » visqueux (1P-V) du chapitre 4, dans lequel la sédimentation syntectonique a été testée. La déformation dans l'arrière-pays est marquée par des imbrications qui s'enracinent sur le niveau de décollement basal. Dans l'avant-pays, la déformation est caractérisée par une majorité de chevauchements à vergence vers l'avant-pays. La sédimentation syntectonique est illustrée par les biseaux au front de chaque structure. 148

Figure 5-2 : Coupes au stade final d'un modèle à deux provinces où la sédimentation syntectonique est testée. A) Coupe dans la province frictionnelle. La déformation est marquée par deux chevauchements. B) Coupe dans la province visqueuse. Dans l'arrière-pays, la déformation est caractérisée par une imbrication verticale de chevauchements qui s'enracinent dans le niveau de décollement basal frictionnel. La déformation dans l'avant est marquée par des chevauchements à pendage élevé et à vergence vers l'avant-pays. 150

Figure 5-3: Morphostructural map of the Huallaga Basin, from seismic interpretation and modified from Gil Rodriguez, 2001; Hermoza et al., 2005; Parsep Internal Report, 2001). Location of the seismic lines is indicated by the red lines..... 158

Figure 5-4: Interpretation of line 91-mph-23 showing the structure of the Chazuta thrust hanging wall and footwall in the central part of the basin. The Chazuta Thrust is a fault-bend- fold that accommodates a large horizontal displacement (at least 40 km). The footwall of this thrust is characterized by folded sedimentary cover which seem to branch on a west-verging basement fault under the Chazuta thrust front. Location of the line is indicated in the Figure 5-3. 159

Figure 5-5: Interpretation of line 91-mph-24 (see location on Figure 5-3), illustrating the structure of the Chazuta thrust hanging wall and footwall in the northern part of the basin. The Chazuta Thrust hanging wall is deformed by a backthrusts and several small thrusts. High quantity of décollement is incorporated in the hanging wall. The footwall is slightly folded and deformation is poorly imaged..... 160

Figure 5-6: Interpretation of line 90-mph-02 (see location on Figure 5-3), illustrating the structure of the Chazuta thrust hanging wall in the southern part of the basin. The Chazuta Thrust hanging wall is deformed by a pop-up structure. Again, thick décollement is present in the Chazuta Thrust hanging wall. On the West, the seismic images the eastern part of the fault-propagation fold Biabo Anticline. The structure of the Chazuta Thrust footwall is poorly imaged..... 161

Figure 5-7: Huallaga Maranon balanced cross section and sequential restoration. From Calderon et al., in press. 162

Figure 5-8: Experimental set-up. Deformation of the model is applied by a screw-jack pull the moving wall and the basal film. The morphostructural evolution of the model is monitored by two CCD cameras placed in an oblique and azimuthal position. The topographic evolution is recorded with a coupled CLD camera - video projector device that allows for recording regularly digital elevation models (DEM). 165

Figure 5-9: Experimental protocol. A) Map-view of the basal boundary conditions of all the models. The basal viscous décollement was characterized by a layer of silicone of 65cm long, 60 wide and 1.5 cm thick. B) and C) boundary conditions of the models. The base of the models is tiltable. The thickness of silicone is constant in all the models but the thickness of the tabular sedimentary cover varied from 1.5 to 3 cm. Surface processes

were tested by adding prekinematic or synkinematic wedges, and by eroding the deformation front. 165

Figure 5-10 : Schematic boundary conditions and final cross sections for the first group of experimental models. A) Chaz_01 model tested the deformation of a 1.5 cm thick sand cover above a viscous décollement. B) Final cross section of Chaz_01 indicates that deformation is distributed across the all wedge length and characterized by several forethrusts located at the front and a backthrust located at the rear of the wedge. C) Boundary condition for Chaz_02 where the thickness of the sedimentary cover was twice that in Chaz_01. D) Final cross section of Chaz_02 indicates that deformation occurred across the entire length of the model and is characterized by three forethrusts. In the cross sections, the silicone is in red, T is for forethrust and B for backthrust..... 168

Figure 5-11: Schematic boundary conditions and final cross sections of the second group of experimental models. A) Boundary conditions of Chaz_03 in which a wedge was deposited on a hinterland-dipping décollement. B) Final cross-section of Chaz_03 shows that deformation is accommodated by one major thrust which incorporated debris of the thrust front within the hanging wall. C) Chaz_04 model tested episodic syncontractional sedimentation on deformation accommodation. D) Final cross section of Chaz_04 indicates that deformation is located at the front of the wedge and characterized by 3 forethrusts E) Boundary condition of Chaz_05 which test the effect of a hinterland-dipping basement on the deformation combined to syncontractional sedimentation. F) Final cross section of Chaz_05 indicates deformation is localized on the front of the wedge and is mainly accommodated by two major thrusts. Legend is the same as Figure 5-10. 170

Figure 5-12: Schematic boundary conditions and final cross sections of the third group of experimental models. A) Chaz_06 model tested an early subsidence of a syncline and episodic syncontractional sedimentation and erosion on deformation accommodation. B) Boundary condition of Chaz_07 which tested an early subsidence, syncontractional erosion and sedimentation and basal tilting. C) Final cross section of Chaz_06 indicates that deformation is located at the front of the wedge and characterized by 2 major structures. D) Final cross section of Chaz_07 indicates deformation is localized on the front of the wedge and is accommodated by one single thrust. Legend is the same as Figure 5-10. 173

Liste des tableaux

Tableau 2-1 : Protocole expérimental de la première série de modèles. M01 et M02 correspondent aux modèles « end-members » frictionnel et visqueux à un seul niveau de décollement dans la largeur du modèle. M03, M04 et M05 sont les modèles à deux provinces dont la largeur relative des provinces varie.....	55
Tableau 3-1: Protocole expérimental détaillant les largeurs des provinces visqueuse et frictionnelle dans chaque modèle expérimental.....	73
Table 0-1: Major results observed in the frictional provinces of all the models. The deformation occurred in sequence and the final structural style is cylindrical in map-view in all the models	113
Table 0-2: Summary of results in the viscous provinces of all the models.....	114
Table 0-3: Tested parameters. The first models tested the thickness of the flat sedimentary cover. Then the impact of syncontractional sedimentation and the basal slope dipping were investigated. In model 6 and 7, frontal erosion and prekinematic deformation were combined to the previous parameters. S is for shortening.....	167