



HAL
open science

Analogue modelling of deformation in compressive and subduction zones

Lena Driehaus

► **To cite this version:**

Lena Driehaus. Analogue modelling of deformation in compressive and subduction zones. Earth Sciences. Université de Rennes; Universitat de Barcelona, 2013. English. NNT : 2013REN1S162 . tel-00995398

HAL Id: tel-00995398

<https://theses.hal.science/tel-00995398>

Submitted on 23 May 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

En Cotutelle Internationale avec
Universitat de Barcelona

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale SDLM

présentée par

DRIEHAUS Lena

Préparée à l'unité de recherche (UNR 6118 CNRS + geosciences
rennes)

Géosciences Rennes (UMR 6118)
Campus de Beaulieu
35042 Rennes Cedex
France

(OSUR)

Intitulé de la thèse :
**Modélisation
analogique de la
déformation des zones
en compression et
subduction**

**Thèse soutenue à Barcelona
le 25/11/2013**

devant le jury composé de :

MUÑOZ Josep Anton

Dr. Professeur + Universitat de Barcelona

MALAVIEILLE Jaques

Dr. Directeur de Recherche + Université Montpellier

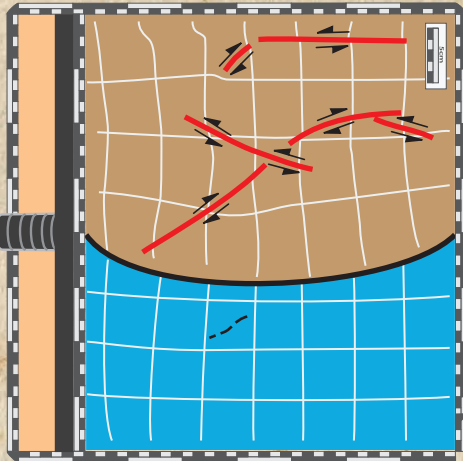
GUILLAUME Benjamin

Dr. Maître de Conférences + Université de Rennes 1

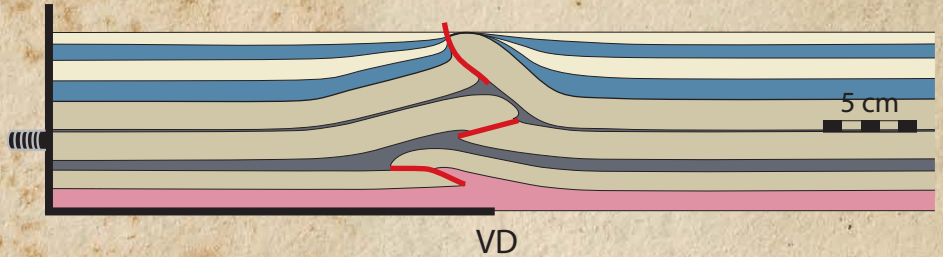
MODELIZACIÓN ANALÓGICA DE LA DEFORMACIÓN EN LAS ZONAS DE COMPRESIÓN Y SUBDUCCIÓN

Lena Driehaus

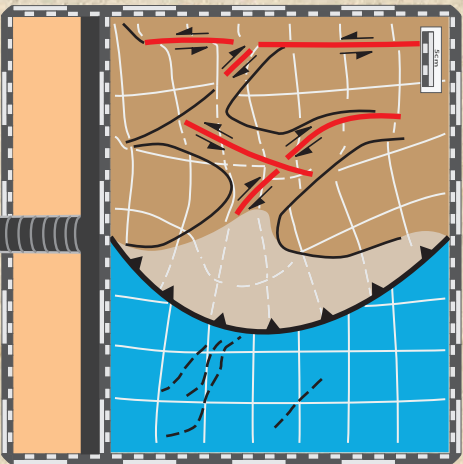
strike-slip



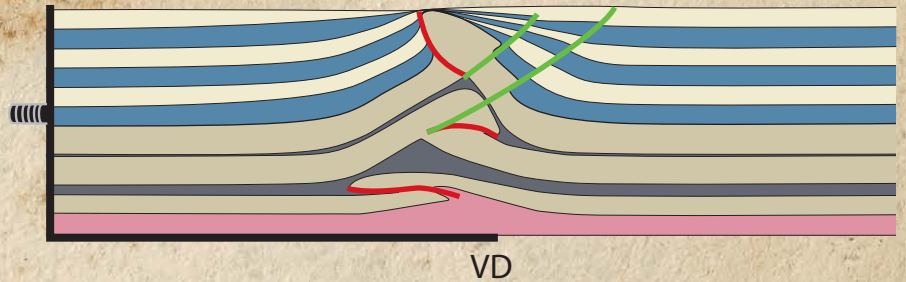
fish-tail



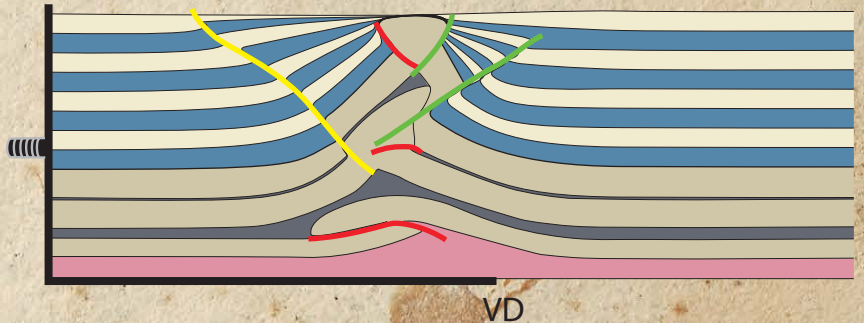
strike-slip
subduction-extension



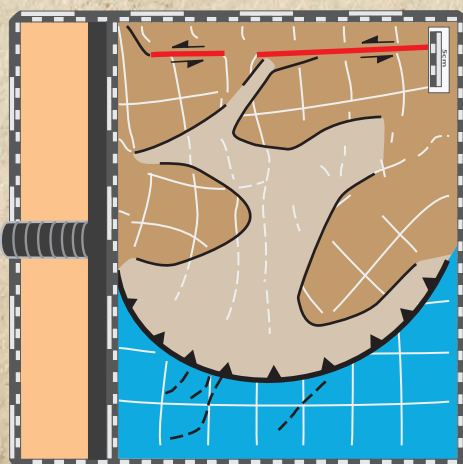
inversion of vergence



symmetric structure



subduction extension



*Tesis Doctoral
2010-2013*

*Universitat de Barcelona
Université de Rennes 1*

*Directores:
Francesc SÀBAT
Thierry NALPAS
Bernadi GELABERT*

MODELIZACIÓN ANALÓGICA DE LA DEFORMACIÓN EN LAS ZONAS DE COMPRESIÓN Y SUBDUCCIÓN

*Tesis Doctoral cotutelada por la Universitat de Barcelona y la Université de Rennes 1.
Tesis realizada para optar al título de Doctora en Ciencias de la Tierra por la
Universitat de Barcelona y al título de Docteur de l'Université de Rennes 1, mention
Sciences de la Terre, École Doctorale Sciences de la Matière.*

27 de septiembre 2013

Lena Driehaus

Directores:

Dr. Francesc SÀBAT

Dr Thierry NALPAS

Dr Bernadi GELABERT

A mi madre

AGRADECIMIENTOS

Llegados a este punto toca agradecer a todas las personas que me han ayudado durante la tesis. Inicialmente esta sección parecía fácil pero ahora que estoy en ello...

Un gran gracias a mis tutores (Thierry, Francesc y Bernadi). No sé cómo agradecerles su constante ayuda, apoyo, confianza, comprensión y cariño en los momentos buenos y malos. Gracias por haber creído en mí cuando yo ya había perdido toda esperanza de acabar la tesis. Gracias por tantas cosas y tantos momentos estupendos.

Gracias a mi madre (Marga Driehaus), por su fuerza y por haberme enseñado a ser como soy. Y a mi marido (Raül Perulero), por ayudarme, escucharme y comprenderme durante el largo camino de la tesis.

Y también agradecer a los coautores de los artículos por sus sabios consejos, por no solo haberme enseñado ciencia (geología), si no también consejos para escribir un artículo, consejos con respecto a la presentación y darme pequeños tips que ahorran mucho tiempo. Peter Cobbold y Jean-François Ballard.

Llegados a este punto agradecer también a todos los proyectos que han aportado financiación a esta tesis. Principalmente a "Interactions Déformation - Sédimentation application au système Compressif Bolivien Modélisation Analogique" proyecto de la Université de Rennes 1 y TOTAL, y a "El significado del Promontorio Balear" (proyecto CGL2008-05724BTE "POMOBAL"), por pagar los experimentos y mi sueldo durante su realización. A Consolider-Ingenio 2006 (proyecto CSD2006-0041 "Topo-Iberia") por contratarme e introducirme en el mundo de los isótopos cosmogénicos. Y finalmente al proyecto "Aplicaciones de la modelización de cuerpos y estructuras geológicas (proyecto CGL2010-15294 "MODELGEO") por pagar otros gastos relacionados con la tesis.

Y como no, gracias a la "Université de Rennes 1" y a todos los integrantes de "Géosciences Rennes", por haberme hecho sentir como en casa, por haberme enseñado a valorar los quesos, los vinos y las "crêpes". Por las barbacoas y las cenas en la facultad. Entre ellos, destacar a Jean Jacques Kermarrec, por su inestimable ayuda en el laboratorio; a los Drs. Pierre Gautier y Romain Bousquet por contribuir activamente en la mejora del tercer capítulo; a Guillaume Baby y a Sylvia Duprat, por corregirme el francés, y a mis compañeros de despacho, Justine Briaïs, Roman Chelalou y Marie Olivier. No me olvido de la sección hispano parlante, Joaquín Jiménez y Fernando Poblete.

Et Merci à l'Université de Rennes 1 et à tous les membres de Géosciences Rennes, qui m'ont fait me sentir comme chez moi et qui m'ont enseignés la valeur des crêpes, des vins et des fromages, des barbecues et des dîners sympas à la faculté. Parmi eux, je remercie particulièrement Jean-Jacques Kermarrec pour son aide précieuse dans le laboratoire, Drs. Pierre Gautier et Romain Bousquet pour leur contribution active à l'amélioration du chapitre trois, Guillaume Baby et Sylvia Duprat-Oualid pour avoir corrigé le français dans ma thèse, ainsi que Justine Briaïs, Roman Chelalou et Marie Olivier, mes coéquipiers de bureau.

Agradecer también con todo el cariño del mundo a la comunidad china de Rennes, en especial a mi compañera de piso, por haberme permitido ser uno más de ellos sin importar las barreras culturales. Por haberme mostrado su arte culinario y por haberme ayudado a ser más comprensiva. Bai Xiao, Liu Ming, Wang Yu, Jan Recho, Wentao Huang, Linning Peng, Yingying Jia, Luo Yun, Sun Fan, Zhao Yu, Zhang Shunying, Ji Hui, Fang Fang, Gloria Heidelbronn y Roderic Bosboom.

同时，我想感激在雷恩的中国朋友们和我的室友，白晶、刘铭、王宇、Jan Recho、黄文涛、彭林宁、贾营营、罗韵、孙凡、赵宇、张舜颖、季辉、方方、Gloria Heidelbronn 和 Roderic Bosboom。感谢你们超越了文化的差异接纳我成为了你们的一员。感谢你们向我展示了美妙的中华美食。感谢你们帮我增进了相互的理解。

Y por último y no menos importante agradecer a mis compañeros de la Universitat de Barcelona, el día a día, especialmente Sheila Villalba por ayudarme de descifrar los documentos institucionales y a Eva Asensio, Anna Echeverria, Ángel Rodés, Manu Royán, Cristina Pérez mis compañeros de despacho y a todos los que me acompañan durante las pausas y las comidas.

ÍNDICE

<i>RÉSUMÉ</i>	<i>i</i>
<i>RESUMEN</i>	<i>i</i>
<i>1.- INTRODUCCIÓN</i>	<i>1</i>
<i>2.- INTERACTION BETWEEN DEFORMATION AND SEDIMENTATION IN A MULTIDÉCOLLEMENT THRUST ZONE: ANALOGUE MODELLING AND APPLICATION TO THE SUB-ANDEAN THRUST BELT OF BOLIVIA</i>	<i>13</i>
<i>3.- EFFECTS OF MARGIN-PARALLEL SHORTENING AND DENSITY CONTRASTS ON BACK-ARC EXTENSION DURING SUBDUCTION: EXPERIMENTAL INSIGHTS AND POSSIBLE APPLICATION TO ANATOLIA.</i>	<i>41</i>
<i>4.- ANALOGUE MODELLING OF COMPRESSIVE SYSTEMS: REPRODUCIBILITY AND LIMITATIONS</i>	<i>79</i>
<i>5.- DISCUSIÓN</i>	<i>101</i>
<i>6.- CONCLUSIÓN</i>	<i>111</i>

Résumé

CONTENU

1.- OBJECTIFS ET ORGANISATION	v
1.1.-OBJECTIFS	V
1.2.-ORGANISATION	V
2.- INTRODUCTION.....	vii
3. MODELISATIONS ANALOGIQUES DES INTERACTIONS DEFORMATION-SEDIMENTATION DANS UN SYSTEME DE PLIS ET CHEVAUchemENTS AVEC PLUSIEURS NIVEAUX DE DECOLLEMENT	viii
RESUMÉ	VIII
3.1.- INTRODUCTION	VIII
3.2.- PROCÉDURE EXPÉRIMENTALE.....	IX
3.3.- RÉSULTATS	XI
3.3.1.- Compression et sédimentation $r = 0$ (fig. 2a, bode 19).....	xii
3.3.2.- Compression avec sédimentation syncinématique et érosion $r = 1/2$, $e = 1/4$ (fig. 2b, bode 10)	xii
3.3.3.- Compression avec sédimentation syncinématique $r = 1$ (fig. 2c, repa 9).....	xii
3.3.4.- Compression avec sédimentation syncinématique $r = 2$ (fig. 2d, bode 11).....	xii
3.3.5.- Evolution du soulèvement de la structure (fig. 3)	xii
3.4.- DISCUSSION.....	XIII
3.4.1.- Influence de la stratigraphie mécanique initiale	xiii
3.4.2.- Influence de la quantité de raccourcissement	xiii
3.4.3.- Influence de la sédimentation syncinématique	xiv
3.5.- COMPARAISON AVEC L'EXEMPLE NATUREL	XIV
3.6.- CONCLUSIONS	XVI
4.- EFFETS D'UNE COMPRESSION PARALLELE A UNE MARGE CONTINENTALE ET DU CONTRASTE DE DENSITE SUR L'EXTENSION ARRIERE-ARC DURANT LA SUBDUCTION : APPROCHE EXPERIMENTALE ET APPLICATION A L'ANATOLIE	xvii
RESUMÉ	XVII
4.1.-INTRODUCTION.....	XVII
4.2.- PROCÉDURE EXPÉRIMENTALE.....	XVIII
4.3.- RÉSULTATS	XIX
4.3.1.- Série A.....	xix
4.3.2.- Séries B et C.....	xx
4.4.- DISCUSSION.....	XXIII
4.5.- COMPARAISON AVEC UN EXEMPLE NATUREL	XXIV
4.6.- CONCLUSIONS	XXV
5.- MODELISATION ANALOGUE DES SYSTEMES DE COMPRESSION : REPRODUCTIBILITE ET LIMITES	xxv
RESUMÉ	XXV
5.1.- INTRODUCTION	XXVI
5.2.- PROCÉDURE EXPÉRIMENTALE.....	XXVI
5.3.- RÉSULTATS	XXVII

5.3.1.- À échelle crustale	xxvii
5.3.2.- À échelle lithosphérique.....	xxvii
5.4.- DANS QUELLE MESURE LES MODÈLES SONT-ILS REPRODUCTIBLES ?	XXIX
5.4.1.- Hétérogénéité des matériaux.....	xxix
5.4.2.- Technique de construction des modèles.....	xxx
5.4.3.- Hétérogénéité naturelle (intrinsèque) de la déformation	xxxi
5.4.4.- Hétérogénéité naturelle (intrinsèque) de la déformation	xxxi
5.4.5.- Analyse des résultats.....	xxxi
5.5.- RÔLE DE LA PROCÉDURE EXPÉRIMENTALE.....	XXXII
5.6.- CONCLUSIONS	XXXII
6 DISCUSSION.....	xxxiii
6.1.- RÉFLEXIONS GÉNÉRALES.....	XXXIII
6.2.- RÉFLEXIONS SPÉCIFIQUES POUR CHAQUE TYPE DE MODÈLE.....	XXXIII
6.3.- PERSPECTIVES FUTURES	XXXIV
7 CONCLUSIONS.....	xxxiv
7.1.- GÉNÉRALES.....	XXXIV
7.2.- EXPÉRIENCES À L'ÉCHELLE CRÛSTALE	XXXV
7.3.- EXPÉRIENCES À ÉCHELLE LITHOSPHERIQUE.....	XXXV

RÉSUMÉ

Cette section présente le résumé général de la thèse. Il est composé des objectifs qui ont conduit à la réalisation de cette thèse, de l'organisation du manuscrit, d'un résumé de chacun des articles et enfin d'une liste de remarques relatives à l'utilisation de la modélisation analogiques.

1.- OBJECTIFS ET ORGANISATION

1.1.-OBJECTIFS

Cette thèse a pour objectif d'analyser différents processus géologiques dans les systèmes compressifs, à différentes échelles, avec la modélisation analogique comme outil.

Nous avons modélisé les systèmes de compression à l'échelle lithosphérique et crustale, et nous avons étudié la reproductibilité de ces modèles.

Échelle crustale :

- Déterminer l'importance de la compression et de la sédimentation, durant la formation de structures sur différents niveaux de décollement.
- Prédire des structures pour les zones où la qualité de la sismique est mauvaise.
- Comparer les résultats obtenus avec un exemple naturel.

Échelle lithosphérique :

- Déterminer quels sont les paramètres qui influencent la subduction et l'extension arrière-arc associée, dans un système subissant une compression parallèle à la marge continent-océan (COB).
- Comparer les résultats obtenus avec un exemple naturel.

Au niveau méthodologique:

- Exposer les problèmes liés à cette technique, ce qui inclut l'analyse de la reproductibilité des expériences.
- Identifier les différents facteurs qui influencent la reproductibilité des expériences.

1.2.-ORGANISATION

Cette thèse est présentée comme une compilation de trois publications scientifiques et a été structurée en six chapitres organisés de la façon suivante.

Le **Chapitre 1** présente une introduction générale.

La modélisation numérique et analogique est utilisée pour étudier le fonctionnement des processus et l'évolution des structures dans l'espace et dans le temps. La modélisation analogique est basée sur la reproduction simplifiée des processus géologiques à l'aide de matériaux analogues aux matériaux naturels.

Le **Chapitre 2** présente la publication scientifique “Interaction between deformation and sedimentation in a multidécollement thrust zone: analogue modelling and application to the Sub-Andean thrust belt of Bolivia”

Liste des auteurs: L. Driehaus, T. Nalpas, J.-F. Ballard. Soumis au Journal of Structural Geology en juin 2013 et en cours de révision

Cet article présente une série de modèles analogiques réalisés pour analyser l'évolution d'une seule structure appartenant à un système de plis et chevauchements. Cette structure présente deux niveaux de décollement précinématiques principaux, les expériences ont été réalisées avec différents taux de sédimentation synchronématiques durant la compression. La structure résultante est asymétrique dans le cas d'un faible taux de sédimentation et de raccourcissement ; la symétrie augmente avec un taux de sédimentation synchronématique et de raccourcissement plus important. Les résultats ont été appliqués au Subandin Bolivien.

Le **Chapitre 3** présente la publication scientifique “Effects of margin-parallel shortening and density contrasts on back-arc extension during subduction: experimental insights and possible application to Anatolia”.

Liste des auteurs: L. Driehaus, T. Nalpas, P.R. Cobbold, B. Gelabert, F. Sàbat. Soumis à Tectonophysics en décembre 2012 et en cours de révision.

Cet article présente une série de modèles analogiques réalisés pour analyser les paramètres qui influencent la subduction et l'extension arrière-arc dans un système subissant une compression parallèle à la marge continent-océan (COB). Chaque modèle se compose de deux plaques adjacentes, composées de sable et de silicone, qui simulent une plaque continentale et une plaque océanique. Ces plaques flottent sur le miel qui simule l'asthénosphère. Les paramètres étudiés sont : la vitesse de raccourcissement, la taille du piston et la différence de la densité entre les plaques continentales et océaniques. La différence de densité est le paramètre clé pour expliquer l'extension arrière-arc : plus faible est la différence de densité, plus faible est l'extension produite. Les résultats de ces modèles ont été appliqués à l'Anatolie.

Le **Chapitre 4** présente la publication scientifique “Analogue modelling of compressive systems: reproductibility and limitations”

Liste des auteurs: L. Driehaus, T. Nalpas, J.-F. Ballard, F. Sàbat, B. Gelabert, J.-J. Kermarrec. Soumis à Tectonophysics en septembre 2013 (Sera soumis à Tectonophysics en octobre 2013).

Cet article présente une série de modèles analogiques à différentes échelles. Ces modèles ont été réalisés pour étudier la reproductibilité et les limites de la modélisation analogique. Les paramètres étudiés sont l'hétérogénéité des matériaux, la technique de construction du modèle, les possibles problèmes au cours de l'expérience et l'hétérogénéité naturelle de déformation. Enfin, en se basant sur la reproductibilité, nous faisons un examen critique de la façon d'analyser les résultats en discutant quelles structures peuvent être considérées comme majeures et celles qui ne le sont pas.

Le **chapitre 5** présente une discussion générale. Il est divisé en réflexions générales et spécifiques à chaque type de modèle et propose des perspectives.

La technique de modélisation analogique a beaucoup à apporter à la géologie et est un outil complémentaire des autres méthodes d'étude. Une question importante est la reproductibilité des modèles. Tous les types de modèles analogiques ne présentent pas la même reproductibilité. Une des faiblesses de l'approche est l'absence de protocole expérimental clairement défini pour chaque type d'expérience.

Avec l'émergence de modèles numériques, il semblait que les modèles analogiques allaient disparaître. Mais il n'en est rien grâce à plusieurs points forts : le caractère didactique des expériences, l'utilisation de matériaux analogues et la prise en compte des hétérogénéités mécaniques des matériaux à travers un modèle physique. En réalité, ces dernières années, tant le milieu universitaire qu'industriel ont continué à utiliser la modélisation analogique, et ouvrent de nouveaux laboratoires dans le monde entier. L'avenir de la modélisation analogique est orienté vers les nouveaux matériaux et les nouvelles technologies.

Les conclusions sont présentées au **chapitre 6**.

2.- INTRODUCTION

La principale motivation de cette thèse a été, en utilisant la modélisation analogique, d'analyser différents processus géologiques dans les systèmes compressifs à différentes échelles.

La modélisation numérique et analogique est utilisée pour étudier le fonctionnement des processus géologiques et l'évolution des structures dans l'espace et dans le temps. La modélisation analogique repose sur la reproduction de processus géologiques simples à l'aide de matériaux analogues. Dans cette thèse, les modèles ont été conçus à partir d'un exemple concret, sans chercher à le reproduire, afin de tester et comprendre les paramètres influençant ce cas précis, pour en déduire des caractéristiques et processus généraux. L'un des points forts de la modélisation est la possibilité de répéter la même

expérience plusieurs fois en changeant un seul paramètre à la fois, afin de vérifier son influence sur le résultat final.

Certaines limitations de la modélisation analogique sont : a) l'absence de matériaux analogue pour représenter tous les matériaux existant dans la nature ; b) les modèles analogiques sont statiques et, une fois construits, il n'est pas possible de faire varier la densité ou la viscosité des matériaux (pour les expériences du type miel/silicone/sable) et nous ne pouvons pas simuler les réactions chimiques qui se produisent dans la nature c) les gradients géothermiques ne sont pas facilement représentables et d) la reproductibilité des expériences n'est pas bien définie.

Le modélisateur essaie généralement de reproduire certaines structures géologiques naturelles sans réellement se poser la question de la reproductibilité de ses modèles analogiques. Cette thèse vise à réfléchir aussi sur ce point de la reproductibilité des expériences.

3. MODELISATIONS ANALOGIQUES DES INTERACTIONS DEFORMATION-SEDIMENTATION DANS UN SYSTEME DE PLIS ET CHEVAUCHEMENTS AVEC PLUSIEURS NIVEAUX DE DECOLLEMENT

RESUMÉ

Les niveaux de décollement, le raccourcissement et la sédimentation syncinématique sont certains des paramètres qui conditionnent la formation et l'évolution des prismes orogéniques et, également, des structures isolées. L'effet de la sédimentation syncinématique sur une seule structure qui implique un niveau de décollement a été largement étudié. En revanche, seul un article a traité de l'effet de plusieurs niveaux de décollement. Nous avons modélisé une structure de compression avec trois niveaux de décollement et nous avons étudié les effets de la sédimentation syncinématique sur son évolution. Ces expériences montrent que la structure est très dépendante du taux de sédimentation. La déformation se propage vers l'avant et la structure résultante est asymétrique si le taux de sédimentation est inférieur au taux de soulèvement. Si le taux de sédimentation est similaire au taux de soulèvement il y a un changement de la vergence et une verticalisation de la structure. La structure présente une symétrie générale si le taux de sédimentation est supérieur au taux de soulèvement. Les résultats des expériences sont appliqués au prisme orogénique du Subandin Bolivien.

3.1.- INTRODUCTION

La structure des systèmes compressifs, comme les ceintures de plis et de chevauchements, est influencée par les niveaux de décollement (e. g. Dunn et al., 1995; Labaume & Moretti, 2001; Sepehr et al., 2006; Verges et al., 2011).

Le frottement à la base de ces niveaux est faible, du fait de leur lithologie (marnes, schistes, charbon et évaporites) et/ou de la surpression (e. g. Cobbold et al., 2009).

Les systèmes compressifs ont été étudiés par modélisation analogique montrant ainsi l'importance de l'angle du prisme et de la quantité et la vitesse de raccourcissement (e. g. Smit et al., 2003). Le nombre de niveaux de décollement (e. g. Couzens-Schulz et al., 2003 ; Massoli et al., 2006) et la quantité de sédimentation syncinématique (Leturmy et coll., 2000) jouent également un rôle important. Plusieurs auteurs ont étudié la relation entre déformation et sédimentation à l'échelle de plusieurs structures, pour un seul niveau de décollement (Nalpas et al., 1999; Casas et al., 2001; Barrier et al., 2002; Nalpas et al.; 2003; Gestain et al., 2004). Une seule étude a été réalisée sur une structure à deux niveaux de décollement (Pichot & Nalpas, 2009). C'est pour cela que la vergence des chevauchements, la localisation de la déformation, la relation entre les structures superficielles et profondes et l'effet du transfert de masse sont encore des sujets qui prêtent à discussion.

L'objectif du chapitre est d'utiliser la modélisation analogique pour observer les relations entre la quantité de raccourcissement et la quantité de sédimentation syncinématique à l'échelle d'une structure compressive qui possède deux niveaux majeurs et un niveau mineur de décollement. Les résultats des expériences sont comparés aux structures du Subandin Bolivien.

3.2.- PROCÉDURE EXPÉRIMENTALE

Les techniques de modélisation utilisées sont celles classiquement employées au Laboratoire de Tectonique Expérimentale de Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, France (e. g. Faugère & Brun, 1984, utilisation du sable et silicone ; Balé, 1986, utilisation de la discontinuité de la vitesse (VD) ; Davy & Cobbold, 1991 pour le dimensionnement) dans des expériences sur matériaux à comportement fragile-ductile. Pour les couches fragiles, du sable avec un angle de frottement interne de 30° à 35° (Krantz, 1991) et une densité de 1 500 kg/m³ a été utilisé. Pour les couches ductiles telles que les évaporites, les argiles, le charbon ou les marnes, de la silicone a été utilisée : silicone rose 70 009 (Rhône Poulenc, France) avec une viscosité (μ) de 104 Pa.s à 20°C et une densité (ρ) de 1 400 kg/m³ et silicone transparente SGM 36 (Dow Corning, USA) avec une viscosité de 104 Pa.s à 20°C et une densité de 1 000 kg/m³.

Le dispositif expérimental est composé d'un mur vertical fixé à un piston et vissé à sa base à une plaque mince mobile. Au cours de l'expérience, le mur mobile et la plaque basale se déplacent vers un mur fixe opposé (Fig. 1 a). La limite de la plaque mobile provoque une discontinuité de vitesse (DV) à la base du modèle, où vient se localiser la déformation. (cf. Malavielle, 1984 ; Balé, 1986 ; Allemand et coll., 1989 ; Ballard, 1989). Les modèles analogiques ont été réalisés dans une boîte mesurant 100 × 60 cm, suffisamment grande pour limiter l'emprise des effets de bord. Des coupes ont été réalisées à trois étapes différentes au cours de l'expérience.

Pour permettre des comparaisons avec des analogues naturels (Subandin Bolivien), le modèle comporte plusieurs niveaux de décollement. Un système multicouches ductiles/fragiles a été construit avec des épaisseurs de couches variables de la base au toit du modèle. Les couches précinématiques (déposées avant la déformation) sont constituées de la base au toit par, 1 cm de silicone violette ; 1,2 cm de sable noir et blanc ; 0,8 cm de silicone transparente ; et 3 cm de sable blanc et noir, composé de deux couches de 1,5 cm séparées par un fin niveau de silicone transparente de 0,3 cm (permettant ainsi le glissement d'une couche sur l'autre) (Fig. 1 a). Les couches syncinématiques sont faites de sable blanc et bleu d'épaisseurs différentes. Pour modéliser le transfert de masse syncinématique, la sédimentation et l'érosion ont été simulées. Des taux de sédimentation différents (Fig. 1a) ont été utilisés au cours des différentes expériences. Pour modéliser la sédimentation syncinématique (déposées lors de la déformation), du sable a été constamment déposé sur le modèle à l'aide d'un tamis (Barrier et al., 2002). L'érosion a été modélisée à l'aide d'un aspirateur. La limite entre la zone en érosion et la zone en sédimentation correspond au niveau de base au sens stratigraphique du terme (Posamentier et al., 1988). Le système est donc en sédimentation sous le niveau de base et en érosion au dessus du niveau de base.

La vitesse de déplacement du piston, du mur vertical et de la plaque mobile associés était de 1 cm/h. Des photographies de la surface du modèle ont été prises à intervalles réguliers pour observer le développement des structures. Une fois la déformation du modèle achevée, une série de coupes parallèles à la direction de compression (perpendiculaire à DV) a été réalisée pour observer les structures internes. Les expériences ont été réalisées en trois phases entre lesquelles plusieurs coupes ont été faites. Lors de la première phase, un raccourcissement de 5 cm a été appliqué au modèle. Puis un nouveau raccourcissement de 2,5 cm a été appliqué jusqu'à un raccourcissement total de 7,5 cm. Finalement, 2,5 cm de raccourcissement en plus ont été appliqués au modèle pour aboutir à un raccourcissement total de 10 cm. L'évolution des modèles n'est pas affectée par l'arrêt ou le redémarrage du piston entre les différentes étapes. Au total, 20 expériences ont été effectuées dont 4 vont être présentées par la suite.

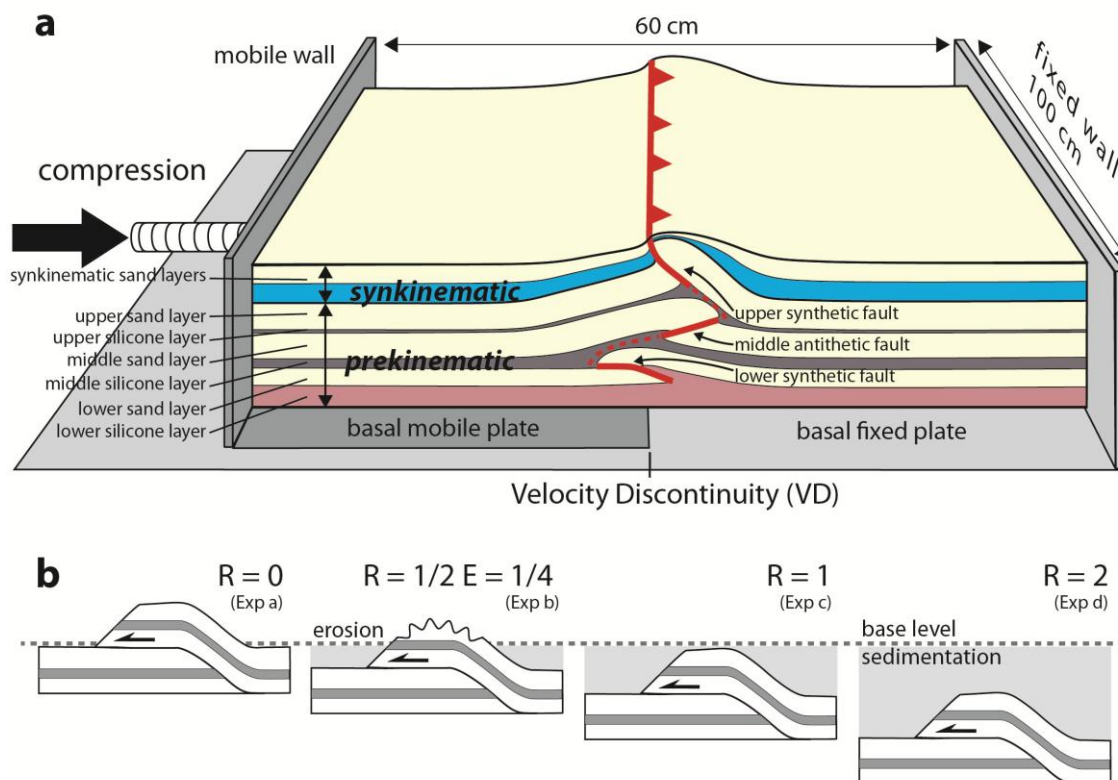


Fig. 1: (a) Experimental apparatus showing the terminology used in the description of the experiments (b) sketch of the homogeneous and local synkinematic sedimentation depositions. R is the ratio between the velocity of the sedimentation: V_s , and the velocity of the structure uplift: V_u ($R = V_s/V_u$, see Barrier et al., 2002). E is the ratio between the velocity of erosion: V_e , and the velocity of the structure uplift: V_u ($E = V_e/V_u$).

3.3.- RÉSULTATS

Pour simplifier les descriptions, la terminologie suivante a été utilisée, de la base au toit. Les couches déposées avant la déformation sont dites précinématiques et celles déposées lors de la déformation sont dites syncinématiques (Fig. 1a).

Les couches sont appelées de la base au toit : couche inférieure de silicone, couche inférieure de sable, couche intermédiaire de silicone, couche intermédiaire de sable, couche supérieure du silicone, couche supérieure de sable. Les couches syncinématiques sont appelées des couches de sable syncinématiques (Fig. 1a).

Les failles sont nommées selon le nom de la couche de sable qu'elles affectent et selon la géométrie associée à la VD (Ballard, 1989). Par exemple, on parle de faille inverse synthétique lorsque le bloc supérieur se déplace dans la direction opposée de la plaque mobile. On parle de faille inverse antithétique lorsque le bloc supérieur de la faille se déplace dans la même direction que la plaque mobile et le piston (Fig. 1a). Le code couleur utilisé fait référence au mouvement de la faille : le vert est utilisé pour les failles qui sont actives en début d'expérience ; le rouge est utilisé pour les failles qui sont

actives pendant toute la durée de l'expérience et le jaune est utilisé pour les failles actives en fin d'expérience (Fig. 2).

3.3.1.- COMPRESSION ET SÉDIMENTATION $R = 0$ (FIG. 2A, BODE 19)

Les résultats les plus marquants de cette expérience montrent que la vergence de toutes les failles inverses est synthétique et que la déformation se propage dans la même direction que le piston. La structure présente une géométrie asymétrique.

3.3.2.- COMPRESSION AVEC SÉDIMENTATION SYNCINÉMATIQUE ET ÉROSION $R = 1/2$, $E = 1/4$ (FIG. 2B, BODE 10)

Les résultats les plus marquants de cette expérience montrent que le changement de vergence de la couche intermédiaire et des structures supérieures, après 7,5 cm de raccourcissement est due à la formation de nouvelles failles inverses synthétiques qui recoupent les failles antithétiques précédentes. La vergence de la faille inverse inférieure reste constante.

3.3.3.- COMPRESSION AVEC SÉDIMENTATION SYNCINÉMATIQUE $R = 1$ (FIG. 2C, REPA 9)

Les résultats les plus marquants de cette expérience montrent qu'au départ, la vergence de la faille qui affecte la couche intermédiaire est opposée à celle de la couche inférieure et supérieure formant ainsi une structure de type "fishtail". Quand le raccourcissement est maximal, la structure acquiert une certaine symétrie.

3.3.4.- COMPRESSION AVEC SÉDIMENTATION SYNCINÉMATIQUE $R = 2$ (FIG. 2D, BODE 11)

La caractéristique la plus remarquable de cette expérience est la formation initiale d'une structure de type "fishtail". Lorsque le raccourcissement est maximal la structure devient complètement symétrique.

Au début de l'expérience des failles inverses se sont formées près du piston à cause des effets de bord.

3.3.5.- EVOLUTION DU SOULÈVEMENT DE LA STRUCTURE (FIG. 3)

L'évolution du soulèvement des anticlinaux est complètement différente en fonction du rapport R .

Le soulèvement maximal de l'anticlinal de la couche supérieure de sable se produit lorsque la vitesse de sédimentation est égale à la vitesse de soulèvement ($R = 1$). Et le soulèvement minimal se produit lorsque $R = 0$, c'est-à-dire, s'il n'y a aucune sédimentation (Nalpas et al., 1999 ; Barrier et al., 2002). Au contraire, le soulèvement maximal de l'anticlinal de la couche inférieure de sable se produit lorsqu'il n'y a aucune

sédimentation ($R = 0$), et le soulèvement est minimal lorsque la vitesse de sédimentation est deux fois plus grande ou égale au soulèvement ($R = 2$ ou 1).

L'évolution du soulèvement est inversée entre les anticlinaux de la couche supérieure et de la couche inférieure de sable (Fig. 3).

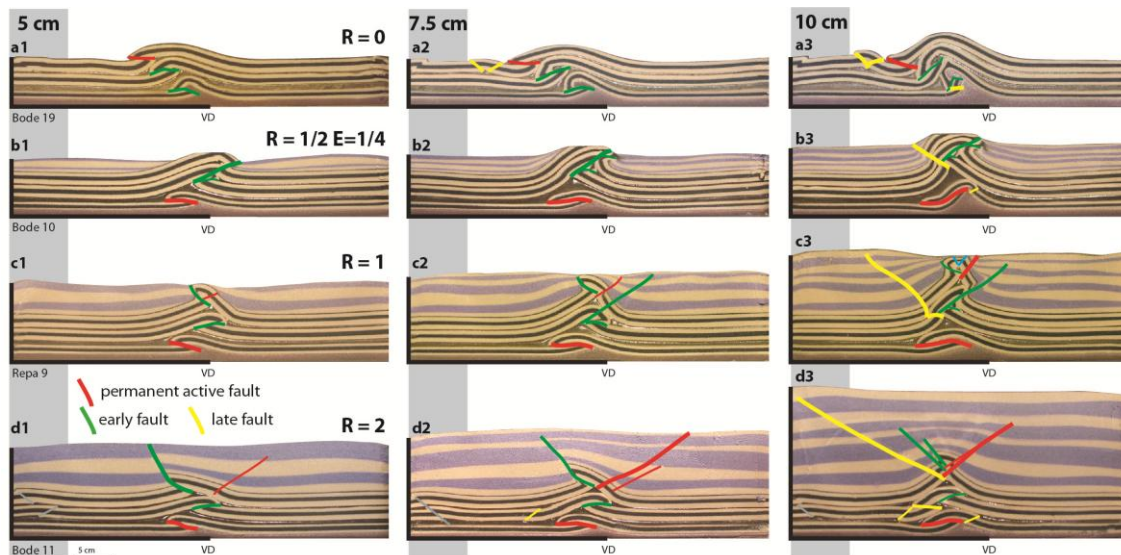


Fig. 2: Cross-sections of experiments for 5, 7.5, 10 cm of shortening, (a1 to a3) for $R = 0$, (b1 to b3) for $R = 1/2$ and $E = 1/4$, (c1 to c3) for $R = 1$ and finally (d1 to d3) for $R = 2$.

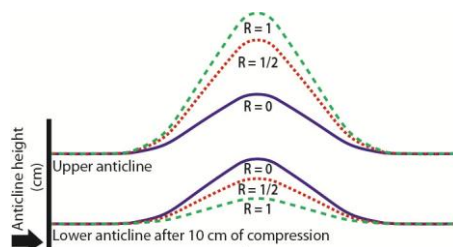


Fig. 3: Diagram showing the evolution of structure uplift during compression

3.4.- DISCUSSION

3.4.1.- INFLUENCE DE LA STRATIGRAPHIE MÉCANIQUE INITIALE

Pour développer des structures de type “fishtail” il est nécessaire que la stratigraphie initiale comprenne plusieurs niveaux de décollement. Cette stratigraphie n'est pas un facteur suffisant pour expliquer l'évolution et la variabilité de la structure.

3.4.2.- INFLUENCE DE LA QUANTITÉ DE RACCOURCISSEMENT

L'augmentation du raccourcissement entraîne plus de déformation et augmente le soulèvement des structures supérieures, le rejet des failles et la création de nouvelles

structures. Cela nous permet de voir l'évolution de la structure, par exemple : la transformation d'une géométrie asymétrique en une géométrie symétrique ; la pénétration des couches de sable dans les couches de silicone et la propagation de la déformation. L'augmentation du raccourcissement n'est pas un facteur déterminant pour expliquer les raisons de cette évolution.

3.4.3.- INFLUENCE DE LA SÉDIMENTATION SYNCINÉMATIQUE

La géométrie de la structure finale semble très dépendante de la quantité de sédimentation.

Pour $R = 0$ le système présente une asymétrie générale, toutes les structures ont la même vergence. Pour $R = 1/2$ à 1, il y a un changement radical, l'augmentation du raccourcissement entraîne la formation de nouvelles failles à vergence opposée par rapport à celles initialement formées. Pour $R = 1$ à 2, la structure est et reste symétrique depuis le début de la compression (Fig. 4).

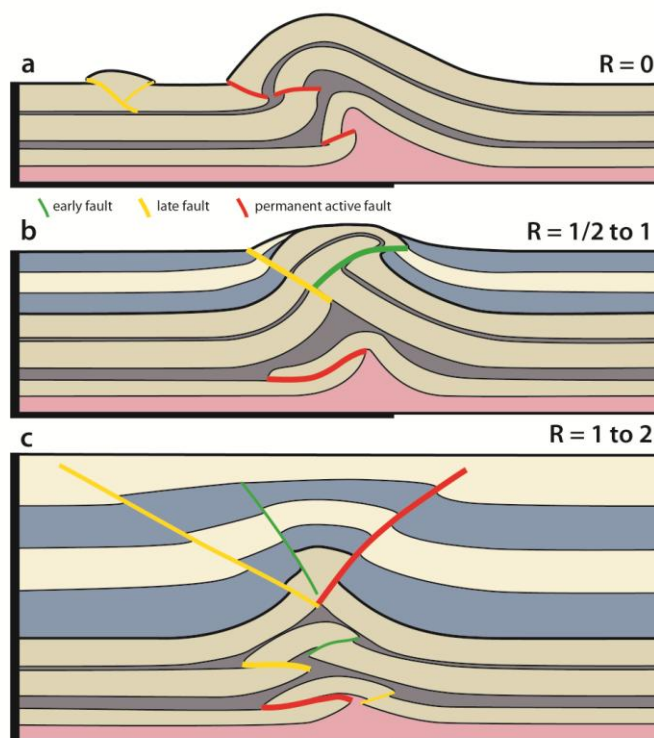


Fig. 4: Simple cross-sections showing the main characteristics of the experiments.

3.5.- COMPARAISON AVEC L'EXEMPLE NATUREL

Les structures frontales du Subandin Bolivien sont caractérisées par des plis serrés d'orientation N-S. La géométrie des plis et leur vergence sont contrôlés par la présence de trois grands niveaux de décollement (Giraud & Limachi, 2001; Moretti et al., 2002). Le niveau de décollement inférieur est situé sur les ardoises de la Fm. Kirusillas (Silurien supérieur). Le niveau de décollement intermédiaire se compose de la Fm. Icla

(Dévonien inférieur) et la Fm. Los Monos (Dévonien supérieur) qui est dominée par les argiles. Ces deux niveaux de décollement déconnectent partiellement les structures observées en surface (série du Carbonifère au Cénozoïque) de celles présentes en profondeur (grès Fm Dévonienne Huamampampa). Le niveau de décollement supérieur (Fm. Ipaguazu, Trias) est le plus fin et est composé de gypse et d'argiles.

Les séries syncinématiques ont une épaisseur comprise entre 1000 et 3500 m, influençant ainsi l'évolution de l'anticlinal d'Incahuasi. Cette étude vise à comprendre ces différences de structuration induites.

La Bolivie présente des pièges profonds qui se trouvent au-dessous du niveau de décollement intermédiaire. Bon nombre des plis N-S Boliviens a été foré. À cette profondeur les images sismiques ont une résolution faible en raison de la complexité de la structure sus-jacente. Dans ce cas, la modélisation analogique complète les résultats obtenus à partir de la surface, des puits et des données sismiques. La modélisation permet de proposer une interprétation de la structure de Incahuasi et son évolution spatiale et temporelle (Fig. 5).

La comparaison entre les modèles analogiques et les résultats obtenus par d'autres méthodes nous permettent de faire une interprétation de l'ensemble du système du Subandin Bolivien. Dans la partie Est du système, la structure de Camiri se caractérise par une géométrie asymétrique et la déformation se propage vers l'avant-pays, ce qui est comparable aux expériences avec peu de sédimentation et de raccourcissement (Figs. 2a1, a2, a3, b1, b2, 4a). La zone centrale de Incahuasi est caractérisée par une inversion de la vergence des structures, ce qui est comparable aux expériences avec une sédimentation et un raccourcissement modéré (Figs. 2b3, c2, 4b). Et enfin, dans la partie Ouest du système, la structure de l'Inau est caractérisée par sa symétrie et la propagation verticale de la déformation, ce qui est comparable aux expériences avec un fort taux de raccourcissement et de sédimentation (Figs. 2c3, d3, 4c). Cette évolution des structures est cohérente avec l'augmentation du raccourcissement vers l'Ouest et la diminution de la sédimentation vers l'avant-pays (Fig. 5).

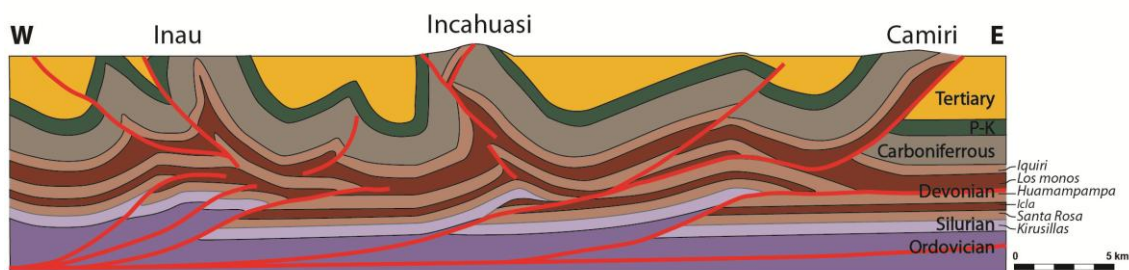


Fig. 5: Cross-section of the Subandean fold and thrust belts across the Incahuasi structure.

3.6.- CONCLUSIONS

Les modèles analogiques présentés ici suggèrent que :

- Pour former des structures de type “fishtail” la présence de différents niveaux de décollement dans la série stratigraphique est nécessaire. La stratigraphie n'est pas un facteur suffisant pour expliquer la variabilité de l'évolution des structures et leur géométrie différentes.

- La géométrie finale de la structure est liée à la quantité de sédimentation.

Lorsque $R = 0$, la déformation se propage en direction au piston et la structure est asymétrique.

Lorsque $R = 1/2$ ou 1 , les failles acquièrent un pendage plus important, le soulèvement de l'anticlinal augmente et la vergence des structures changent en raison du développement de nouvelles failles à vergence opposée.

Lorsque $R = 2$, la structure est très symétrique, tant en surface qu'en profondeur.

- La déformation de la couche inférieure fragile est différente de la déformation des couches fragiles intermédiaire et supérieure en fonction du transfert de masse et de la quantité de découplage. Avec un transfert de masse faible les couches fragiles supérieures et inférieures ont un comportement similaire, présentant la même quantité de soulèvement. Dans le cas d'un transfert de masse important la couche fragile inférieure présente un soulèvement plus petit que la couche fragile supérieure.

- L'application des résultats de la modélisation analogique au Subandin Bolivien donne à penser que les structures de l'ouest doivent être beaucoup plus symétriques que celles de l'est, puisque à l'ouest, la déformation et la sédimentation ont été plus importantes.

- Dans un système compressif dans lequel la déformation est importante et les couches présentent un fort pendage, les lignes sismiques seront de basse résolution, et la modélisation analogique sera un bon outil pour suggérer de possibles géométries.

4.- EFFETS D'UNE COMPRESSION PARALLELE A UNE MARGE CONTINENTALE ET DU CONTRASTE DE DENSITE SUR L'EXTENSION ARRIERE-ARC DURANT LA SUBDUCTION : APPROCHE EXPERIMENTALE ET APPLICATION A L'ANATOLIE

RÉSUMÉ

Afin d'étudier les paramètres qui influencent l'extension crustale et la subduction, nous avons réalisé trois séries d'expériences analogiques. Chaque modèle se compose de deux plaques adjacentes, une continentale et l'autre océanique, flottant au-dessus de l'asthénosphère. Dans la série d'expériences A, un large piston (40 cm) comprime perpendiculairement à la limite continent-océan le modèle du côté de la plaque océanique. Dans les séries B et C cette compression est parallèle à cette limite continent-océan. Dans la série B le piston est large (40 cm) et dans la série C le piston est étroit (20 cm).

Les paramètres étudiés sont : la vitesse de déplacement du piston durant la compression (série A), la largeur du piston (série B et C) et la relation entre la densité des plaques continentales et océaniques. Le rapport de la densité de la plaque océanique sur la densité de la plaque continentale est le paramètre clé pour expliquer l'extension crustale arrière-arc. Pour une relation de densité de 1,1 entre les plaques, la plaque continentale ne varie pas de surface. Pour un rapport de 1,3, la plaque continentale montre une légère augmentation de surface tandis que le piston se déplace, et quand il est stopé l'augmentation de la surface est plus importante. Pour une relation de densité de 1,4, la plaque continentale est considérablement étirée et sa surface augmentée. La largeur du piston a eu une influence moindre, pour un piston plus étroit (20 cm) il y a plus d'espace libre pour l'extension de la plaque continentale.

Les modèles peuvent s'appliquer à l'Anatolie. Malgré des conditions géologiques similaires, les zones au nord des zones de subduction Hellénique et de Chypre diffèrent en fonction de la quantité d'extension arrière-arc ; dans la zone Hellénique il y a eu une grande quantité d'extension alors que dans la zone de Chypre il n'y a pas eu d'extension. Nous suggérons que cette différence est due à une différence dans le rapport de densité entre les plaques continentales et océaniques entre ces deux domaines.

4.1.-INTRODUCTION

Il est fréquent que les marges continentales proches d'une zone de subduction présentent une extension horizontale perpendiculaire à la marge. Selon Mantovani et al., (2001) et Heuret & Lallemand (2005) il y a trois modèles qui peuvent expliquer cette extension.

1.- Le “Slab pull model” postule que l'extension arrière-arc est due à la flottabilité négative de la lithosphère en subduction par rapport au manteau qui l'entoure (e. g. Molnar & Atwater, 1978; Dewey, 1980; Malinverno & Ryan, 1986; Royden, 1993). Cette force provoque un recul de la plaque subductante ("roll back") induisant une tension dans la plaque supérieure qui produit l'extension. Ce modèle a été étudié à travers la modélisation analogique (e. g. Becker et al., 1999 ; Regard et al., 2003, 2005 & 2008; Faccenna et al., 1996, 1999, 2004 & 2006 ; Heuret & Lallemand, 2005 ; Heuret et al., 2007 ; Funicello et al., 2008 ; Guillaume et al., 2009).

2.- Le “Corner flow model” postule que l'extension arrière-arc est un effet d au flux du manteau dans l'asthénosphère situé au-dessus de la plaque subductante (e. g. Jurdy & Stefanick, 1983; Rodkin & Rodnikov, 1996). Le frottement exercé à la base de la plaque supérieure par la convection entraîne la séparation de l'arc sur la plaque supérieure et la création d'un bassin arrière-arc (e. g. Funicello et al., 2004; Heuret & Lallemand, 2005; Regard et al., 2008).

3.- Le “Sea anchor model” explique la formation d'un bassin arrière-arc comme un effet du mouvement de la plaque supérieure vers le continent par rapport à la plaque subductante. L'arc et la zone de subduction se déplacent plus lentement à cause de la résistance du manteau face à la subduction. Ce mouvement différentiel génère un bassin arrière-arc (Scholz & Campos, 1995 ; Faccenna et al., 1996 ; Heuret & Lallemand, 2005).

Pour d'autres modèles c'est l'extension arrière-arc qui favorise la subduction (Mantovani, 1997 ; Mantovani et al., 2001 ; Gelabert et al., 2001, 2002, 2004). Une des possibles raisons pour cette extension est le raccourcissement parallèle à la marge continentale. Cela expliquerait pourquoi les arcs orogéniques commencent en étant tout droit, et acquièrent une courbure au cours de la déformation. Faccenna et al. (1996) ont déjà fait des expériences analogiques avec une compression parallèle à la marge, mais l'étude de l'importance de la relation de densité entre les plaques océanique et continentales par modélisation n'a pas été réalisée jusqu'à présent. Notre approche de modélisation analogique suit la même procédure expérimentale que Faccenna et al. (1996).

4.2.- PROCÉDURE EXPÉRIMENTALE

Le sable est utilisé pour modéliser la croûte supérieure fragile et la silicone est utilisée pour modéliser le comportement ductile de la croûte inférieure et du manteau inférieur lithosphérique. Le miel d'Acacia sert à modéliser l'asthénosphère. Le sable utilisé a une densité (ρ) de $1,560 \text{ g/cm}^3$ (plaque océanique), En le mélangeant à des grains de “éthylcellulose”, sa densité est ramenée à des valeurs plus faibles de telle sorte à modéliser la couche continentale ($\rho = 1,360 \text{ g/cm}^3$ (couche continentale)). Les silicones (Silbione Gomme 70009, Rhône Poulenc, France) ont des densités comprises entre $1,175$ et $1,346 \text{ g/cm}^3$ et des viscosités entre 31700 et 56800 Pa.s pour la plaque continentale. Pour la plaque océanique, la densité varie entre 1670 et $1,330 \text{ g/cm}^3$ et la viscosité entre 26800

et 153000 Pa.s. . La densité du miel utilisé était de $1,430 \text{ g/cm}^3$ et la viscosité 10^2 Pa.s (toutes les mesures ont été prises à 20°C).

Le dispositif expérimental est composé d'un réservoir rectangulaire de $40 \times 40 \times 20 \text{ cm}$ fait en méthacrylate transparent pour observer la déformation à l'intérieur. Chaque modèle se compose de deux plaques qui flottent sur une couche de miel de $7,5 \text{ cm}$ d'épaisseur. La plaque océanique est formée d'une couche de silicone d'épaisseur variable entre $0,7$ et $1,2 \text{ cm}$ recouverte d'une couche de sable de $0,3 \text{ cm}$ et la plaque continentale se compose d'une plaque de silicone de $2,5 \text{ cm}$ d'épaisseur, recouverte d'une couche de sable de $0,5 \text{ cm}$. Entre ces deux plaques la limite est appelée limite ocean-continent (COB) (Fig. 6).

Nous utilisons un piston pour engendrer la déformation dans les modèles. Dans la série A ce piston est large (40 cm) et la compression est perpendiculaire à la COB. Dans la série B et C la compression est parallèle à la COB ; dans la série B le piston est large (40 cm) et dans la série C le piston est étroit (20 cm , Fig. 6).

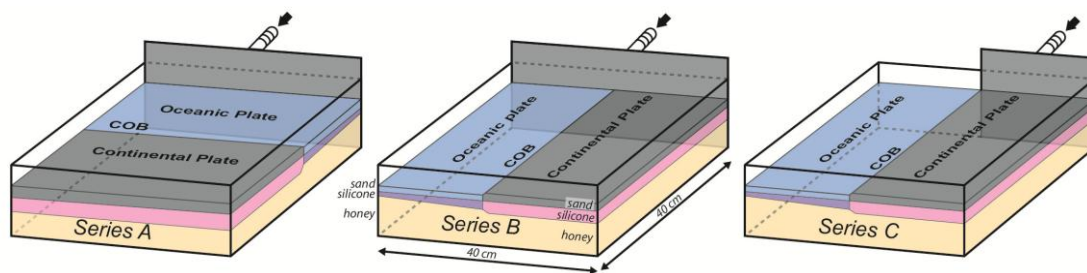


Fig. 6: Experimental apparatus and models. In experiments of Series A, wide piston (40 cm) advanced in direction perpendicular to continent-ocean boundary (COB). In Series B, wide piston (40 cm) advanced in direction parallel to COB. In Series C, narrow piston (20 cm) compressed continental plate in direction parallel to COB.

4.3.- RÉSULTATS

4.3.1.- SÉRIE A

Cette série a été réalisée pour déterminer la vitesse optimale du piston.

Dans le modèle A1 le piston se déplace à une vitesse de $0,1 \text{ cm/h}$. Après 20 heures (2 cm de déplacement du piston), la plaque océanique est totalement subductée et la plaque continentale a atteint le maximum d'extension et de surface possible. Une fois le piston arrêté, aucune modification n'a été observée.

Dans le modèle A2 le piston se déplace à une vitesse de $0,5 \text{ cm/h}$. La subduction de la plaque océanique démarre après 4 heures et l'extension de la plaque continentale après 7 heures. Une fois le piston arrêté, la plaque continentale continue son extension et la plaque océanique sa subduction.

Dans le modèle A3 le piston se déplace à une vitesse de 2,5 cm/h. Après une heure (2,5 cm de déplacement du piston) commence la subduction de la plaque océanique. Une fois que le piston est arrêté, après 2,4 heures (6 cm de déplacement du piston), la plaque océanique continue sa subduction.

Dans les modèles A1 et A2, l'extension de la plaque continentale et la subduction de la plaque océanique se produisent de façon synchrone. Pour le modèle A2, le déplacement du piston, le raccourcissement de la plaque océanique et l'extension de la plaque continentale sont équilibrés. En conséquence, il a été décidé que la vitesse la plus appropriée pour les expériences à réaliser est de 0,5 cm/h.

4.3.2.- SÉRIES B ET C

Les modèles de la série B ont été réalisés avec un piston large (40 cm) et la série C avec un piston étroit (20 cm).

Voici les résultats des séries B et C, classés en fonction des valeurs du rapport de densités entre les plaques océanique et continentales caractérisant chacune des expériences réalisées, ($R = \rho_o / \rho_c$), ρ_o étant la densité de la plaque océanique et ρ_c la densité de la plaque continentale (Fig. 7).

RELATION DE DENSITÉ : 1.13-1.16

Modèle 5, Série B. Les lignes du maillage de surface du modèle présentent une symétrie bilatérale. Dans la partie est de la COB, on observe un déplacement dextre. Dans l'ouest de la plaque continentale se développent des plis orientés au NW-SE. Dans la zone centrale sont observés des décrochements formant une zone triangulaire, avec une faille majeure sénestre au nord et une dextre dans le sud. Dans le nord-ouest de la plaque continentale, il y a une zone d'extension. Les plis sont visibles dans la plaque océanique. À l'est, au centre et à l'ouest les plis sont orientés N-S et dans le sud de la plaque, les plis sont orientés E-W

Modèle 4, Série C. Les lignes du maillage de surface du modèle ne montrent presque aucune déformation. Dans le nord et le sud-est de la plaque continentale se développent des plis d'orientation NW-SE et N-S. Ces deux familles de plis sont rejointes par une faille décrochante sénestre. Dans le nord de la plaque océanique, à proximité de la COB, les plis sont orientés E-W.

RELATION DE DENSITÉ : 1.33-1.34

Modèle 7, Série B. Les lignes du maillage de surface du modèle sont déformées à l'endroit où le déplacement de la COB est maximal. Le long de la COB on observe un mouvement dextre. Dans l'ouest de la plaque continentale se développent des plis d'orientation NW-SE. Des décrochements traversent le modèle en direction de son centre et y constituent une zone d'extension. Lorsque le déplacement de la COB est maximal, il se forme une zone d'extension diffuse sur la plaque continentale. Dans le

nord de la plaque océanique, parallèle à la COB, un pli se forme ; là où le déplacement de la COB est le plus important des plis d'orientation N-S se forment.

Modèle 6, Série C. La COB est déplacée de façon symétrique vers le sud. Il y a un mouvement sénestre dans la partie ouest de la COB, et dextre dans la partie est. Dans la plaque continentale une vaste zone d'extension diffuse se développe, dans laquelle des décrochements senestres peuvent être observés. Dans le nord de la plaque océanique se forme un pli parallèle à la COB.

RELATION DE DENSITÉ : 1.41 - 1.42

Modèle 9, Série B. La COB est largement déplacée vers le sud. Il y a un mouvement sénestre dans la partie ouest de la COB, et dextre dans la partie est. Dans la plaque continentale, entre les zones d'extension, les blocs isolés ne montrent pas de déformation interne. Ces blocs sont déplacés vers le sud avec une rotation dextre dans tout le sud-ouest et sénestre dans le centre et le sud-est. Dans le nord il y a des failles sénestres. La zone de déformation diffuse forme une ceinture étroite parallèle à la COB. Dans le nord de la plaque océanique un pli parallèle à la COB se forme.

Modèle 8, Série C. La déformation est la même que pour le modèle 9 avec une quantité de déplacement vers le sud plus importante.

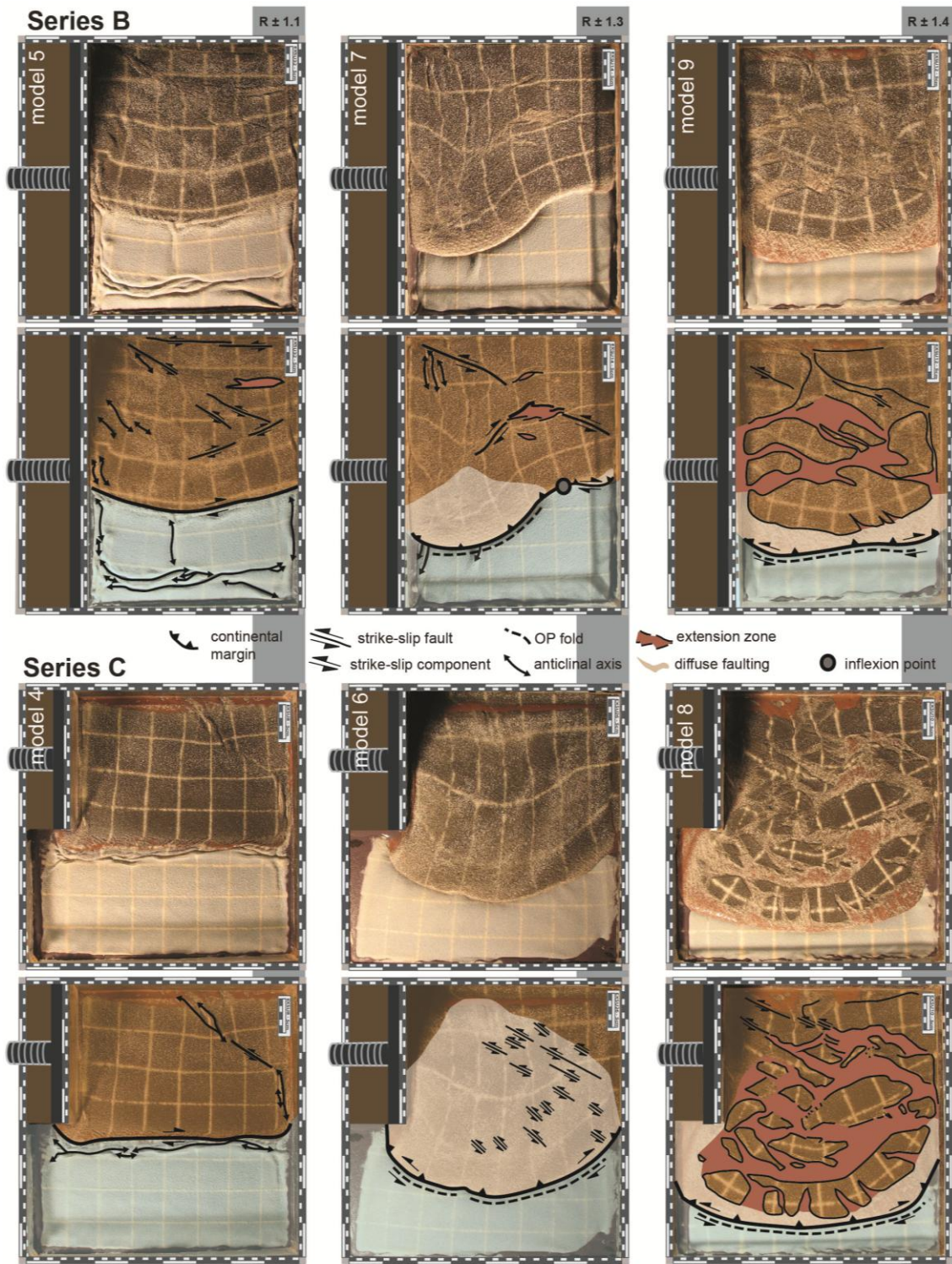


Fig. 7: Surface views (photographs and their interpretations) of Models 5, 7 and 9 (Series B, upper part of figure) and Models 4, 6 and 12 (Series C, lower part of figure) after 12h of shortening at 0.5 cm/h (6 cm of shortening) and for three values of density ratio (R) between oceanic plate and continental plate.

4.4.- DISCUSSION

Pour toutes les expériences de la série B et C, nous suggérons que le rapport de densités est un facteur très important pour le développement de l'extension au cours de la subduction (Figs. 6 et 7). Quand le rapport de densité est inférieur à 1,25 il n'y a pas d'extension continentale. Quand le rapport de densité est compris entre 1,25 et 1,35, l'extension se produit sur la plaque continentale, surtout après l'arrêt du piston. Enfin, quand le rapport de densité est supérieur à 1,35, l'extension continentale se produit pendant que le piston est stationnaire ou en mouvement.

D'autre part de nombreux auteurs supposent que la plaque océanique est plus dense que l'asthénosphère sous-jacente, tant dans les modèles physiques (Faccenna et al., 1999 ; Shemenda, 1994) que dans les modèles numériques (Becker et al., 1999 ; Nikolaeva et al., 2010). Nous avons constaté que la subduction est plus grande quand le contraste entre la densité de la lithosphère océanique et l'asthénosphère est fort.

Le nombre sans dimension de flottabilité, F (Houseman and Gubbins, 1997; Faccenna et al., 1999), dépend du contraste de densité entre la lithosphère océanique et l'asthénosphère, et de l'épaisseur et la résistance ductile de la lithosphère océanique. F a été calculé pour toutes les expériences. Pour des expériences avec une relation de densité de 1,33 - 1,34 et 1,41 - 1,42, $F > 1$, il y a subduction. Au contraire, pour le modèle 5 dans lequel le rapport de densité est de 1,13-1,16 et $F < 1$, il n'y a pas de subduction. Ces résultats concordent avec les observations documentées par Faccenna et al. (1999). En revanche, dans le modèle 4, dans lequel le rapport de densité est de 1.13-1.16 et $F > 1$, il n'y a pas de subduction. On peut déduire que, même si F est un paramètre important pour déterminer si la subduction aura lieu ou non, il n'est pas décisif. Nous proposons alors, que le contraste de densités entre les plaques océaniques et continentales est un facteur primordial. En effet, nous proposons que dans les expériences pour lesquelles $F > 1$, aucune subduction ne se produit si le contraste de densité n'est pas suffisamment élevé (Fig. 7).

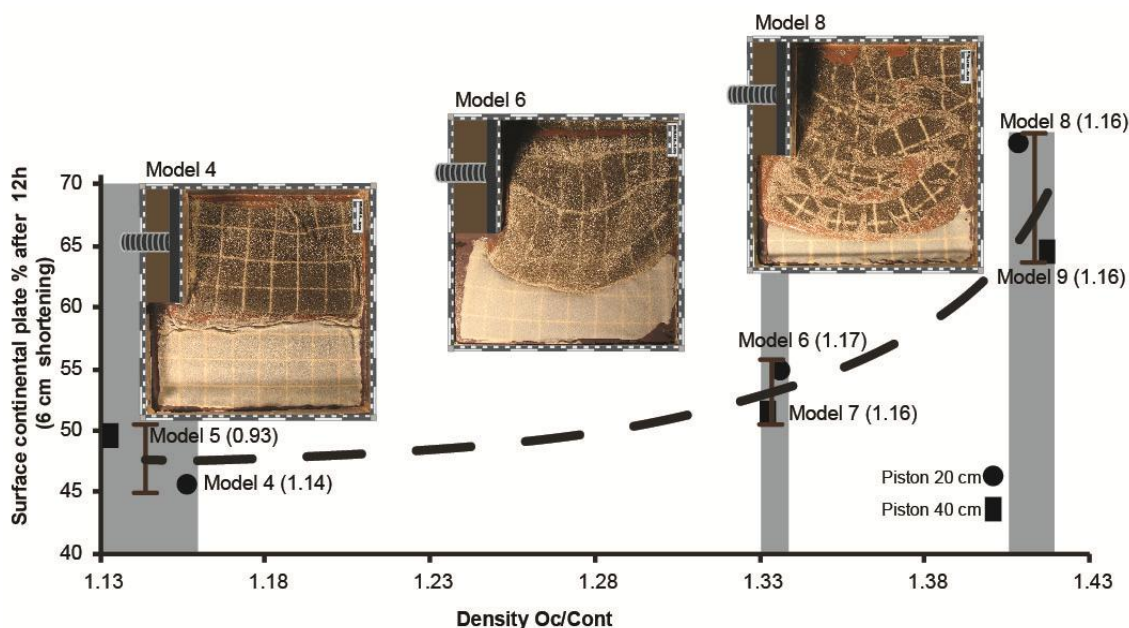


Fig. 8: Change in surface area (%) with time, for continental plates of 6 models, versus density ratio between oceanic plate and continental plate. Numbers in brackets indicate density ratios between oceanic plate and asthenosphere.

4.5.- COMPARAISON AVEC UN EXEMPLE NATUREL

L'orogène de la région Egéenne et Anatolienne se situe dans un contexte de convergence entre les plaques Africaines et Eurasiennes au Crétacé supérieur. Aujourd'hui, le système de l'Egée-Anatolie est limité au nord par la Faille Nord Anatolienne (décrochement dextre, NAF), à l'est par le décrochement senestre de Faille Est Anatolienne (FAE) et au sud par les zones de subduction Hellénique et de Chypre.

Pendant que la zone de subduction Hellénique et la zone de subduction de Chypre ont accommodé une quantité importante de la convergence entre la plaque Africaine et la plaque Eurasienne, des bassins arrière-arc se sont formés en arrière de la zone de subduction Hellénique en mer Égée et dans une moindre mesure, en arrière de la zone de subduction de Chypre en Anatolie Centrale.

La question qui se pose est de savoir pourquoi dans les mêmes contextes tectoniques la réponse est-elle si différente ? Selon Jolivet et al. (2013) la quantité d'extension arrière-arc de l'Egée a commencé il y a au moins 35 Ma ; par contre, l'extension de l'Anatolie n'a pas commencé avant 10-13 Ma (Sengör et al., 1985).

Nous suggérons que cette différence de comportement tectonique est due à une différence dans le rapport de densité entre les plaques continentales et océaniques de ces deux domaines. Il y a trois facteurs qui peuvent influencer la différence de densité.

1) Les propriétés initiales de la plaque océanique. Les différences de la zone d'extension arrière-arc pourraient être liées à la nature différente de la plaque océanique (à

composition plus ou moins océanique). Plus la composante océanique de la plaque subductante est importante, plus importante est sa densité et son contraste de densité avec la plaque continentale, augmentant ainsi l'extension arrière-arc.

2-) L'hydratation de la lithosphère de la plaque chevauchante. Pendant la subduction la plaque subductante subit une déshydratation (Peacock, 1993 ; Ringwood 1974) qui provoque l'hydratation du manteau lithosphérique et de la plaque supérieure (Hyndman et al., 2003 ; Arçay et coll., 2005). Cela provoque une diminution de la densité de la plaque supérieure, ce qui contribue à l'extension arrière-arc (Arcay et al., 2005 ; Levander et al., 2011).

3) L'épaisseur initiale de la plaque continentale. Elle peut avoir été suffisamment importante pour favoriser l'effondrement gravitaire.

4.6.- CONCLUSIONS

Pour les modèles analogiques :

- Toutes les expériences avec extension de la plaque continentale sont associées à la subduction de la plaque océanique.
- Dans certaines expériences, la subduction de la plaque océanique n'est pas associée à l'extension de la plaque continentale. La subduction ne suffit pas à expliquer l'extension continentale.
- La compression parallèle à la limite continent-océan ne favorise pas l'extension continentale.
- D'autre part, le rapport de densité entre plaque océanique et plaque continentale est un facteur clé. Plus fort est le rapport de densité entre les plaques, plus intense est l'extension continentale qui se produit au cours de la subduction

Application à un exemple naturel :

- Un facteur important qui contrôle l'extension arrière-arc et le recul de la fosse océanique est le rapport entre la densité des plaques océanique et continentale. Nous suggérons que l'extension de la mer Egée, au nord de la zone de subduction Hellénique, est due à une différence de densités relativement importante.

5.- MODELISATION ANALOGUE DES SYSTEMES DE COMPRESSION : REPRODUCTIBILITE ET LIMITES

RÉSUMÉ

Ici nous présentons une série de modèles analogiques à différentes échelles. Ceux à échelle crustale simulent des structures compressives d'avant pays et ceux à

échelle lithosphérique simulent la déformation de la plaque continentale dans les zones de subduction. Ces modèles ont été faits pour étudier la reproductibilité et les limites de la modélisation analogique. Les paramètres qui peuvent influencer les résultats sont (i) l'hétérogénéité des matériaux, (ii) la technique de construction du modèle, (iii) les éventuels problèmes durant la réalisation de l'expérience, (iv) l'hétérogénéité naturelle de déformation et (v) le biais de l'observation. Les résultats montrent que les modèles ne montrent pas la même reproductibilité, à l'échelle crustale une analyse quantitative est possible alors qu'à l'échelle lithosphérique seule une analyse qualitative est possible.

5.1.- INTRODUCTION

La modélisation analogique est une technique qui permet de reproduire certains phénomènes géologiques et d'étudier l'évolution des structures dans l'espace et dans le temps en utilisant des matériaux analogues.

Une question généralement peu traitée est la reproductibilité des modèles analogiques. L'objectif de cette étude est de déterminer la reproductibilité des expériences et de discuter de quels facteurs cette reproductibilité dépend.

Pour analyser la reproductibilité nous avons étudié les paramètres suivants : l'hétérogénéité des matériaux, la technique de construction des modèles, les problèmes durant la réalisation de l'expérience, l'hétérogénéité naturelle (intrinsèque) de la déformation est en cours d'expérience et, enfin, la façon d'expliquer les résultats.

La modélisation analogique nous offre la possibilité de modéliser presque tous les processus géologiques. Ici, nous nous concentrons exclusivement sur les régimes de compression, à l'échelle lithosphérique et crustale.

5.2.- PROCÉDURE EXPÉRIMENTALE

Deux types d'expériences ont été réalisés en compression. Le premier est à l'échelle crustale pour simuler des systèmes d'avant-pays et le second est à l'échelle lithosphérique, pour simuler les processus de déformation de la plaque continentale dans les zones de subduction.

La méthodologie utilisée pour les modèles d'échelle crustale est la même que celle utilisée au chapitre 3 (section 3.2). La seule différence est qu'ici toutes les expériences ont été réalisées avec un taux de sédimentation égal au taux soulèvement ($R = 1$). La méthodologie utilisée pour les expériences à l'échelle lithosphérique, est la même que celle utilisée au chapitre 4 (section 4.2). La seule différence est qu'ici toutes les expériences ont été réalisées avec le même rapport de densité entre la plaque océanique et la plaque continentale, ($R = \rho_o/\rho_c$), ρ_o étant la densité de la plaque océanique et ρ_c étant la densité de la plaque continentale. Ce ratio est de 1,33-1,34.

5.3.- RÉSULTATS

5.3.1.- À ÉCHELLE CRUSTALE

La caractéristique principale des expériences après 5 cm de raccourcissement est une structure de type “fishtail”. Après 7,5 cm de raccourcissement une inversion de la vergence des structures se produit. Après 10 cm de raccourcissement, la caractéristique la plus remarquable est l'apparition d'une nouvelle faille synthétique qui traverse toutes les couches syncinématiques et l'ensemble devient symétrique (Fig. 9 et 10).

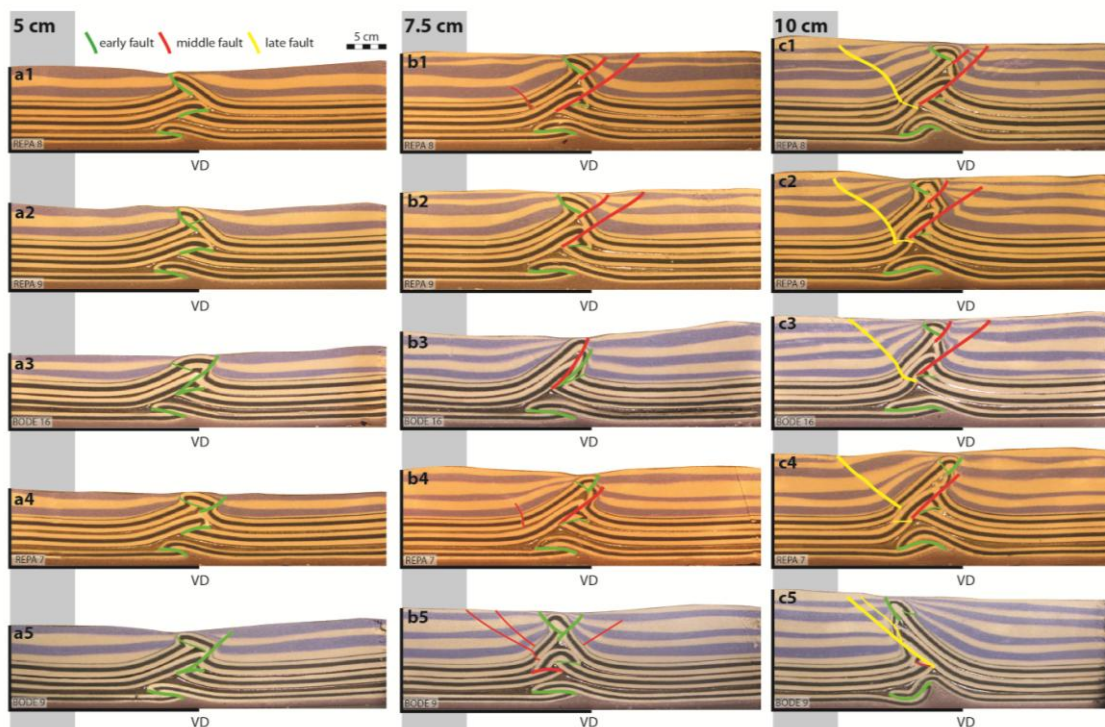


Fig. 9: Cross-sections of crustal scale experiments for 5, 7.5, 10 cm of shortening

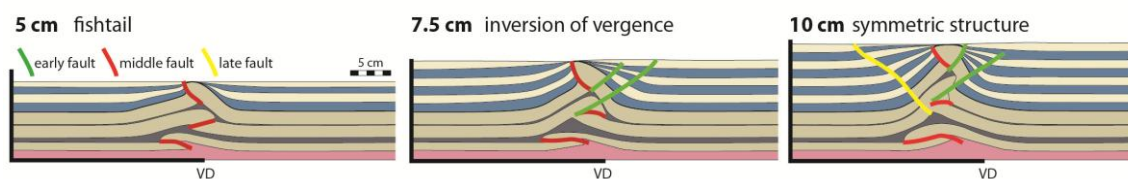


Fig. 10: Simple cross-sections showing the main characteristics of crustal scale experiments.

5.3.2.- À ÉCHELLE LITHOSPHERIQUE

La caractéristique principale des expériences après 3 cm de raccourcissement (6 heures d'expérience), est que la plupart des expériences montrent des décrochements. Après 6 cm de raccourcissement (12 heures) on observe que les failles sont encore actives. Des

zones d'extension et la subduction commencent à se développer. Le piston étant arrêté, on observe 6 h après (18 heures après le début de l'expériences) que la limite oceanique-continent (COB) s'est déplacée vers le sud, produisant de grandes surfaces d'extension sur la plaque continentale alors que la subduction est toujours active (Fig. 11 et 12).

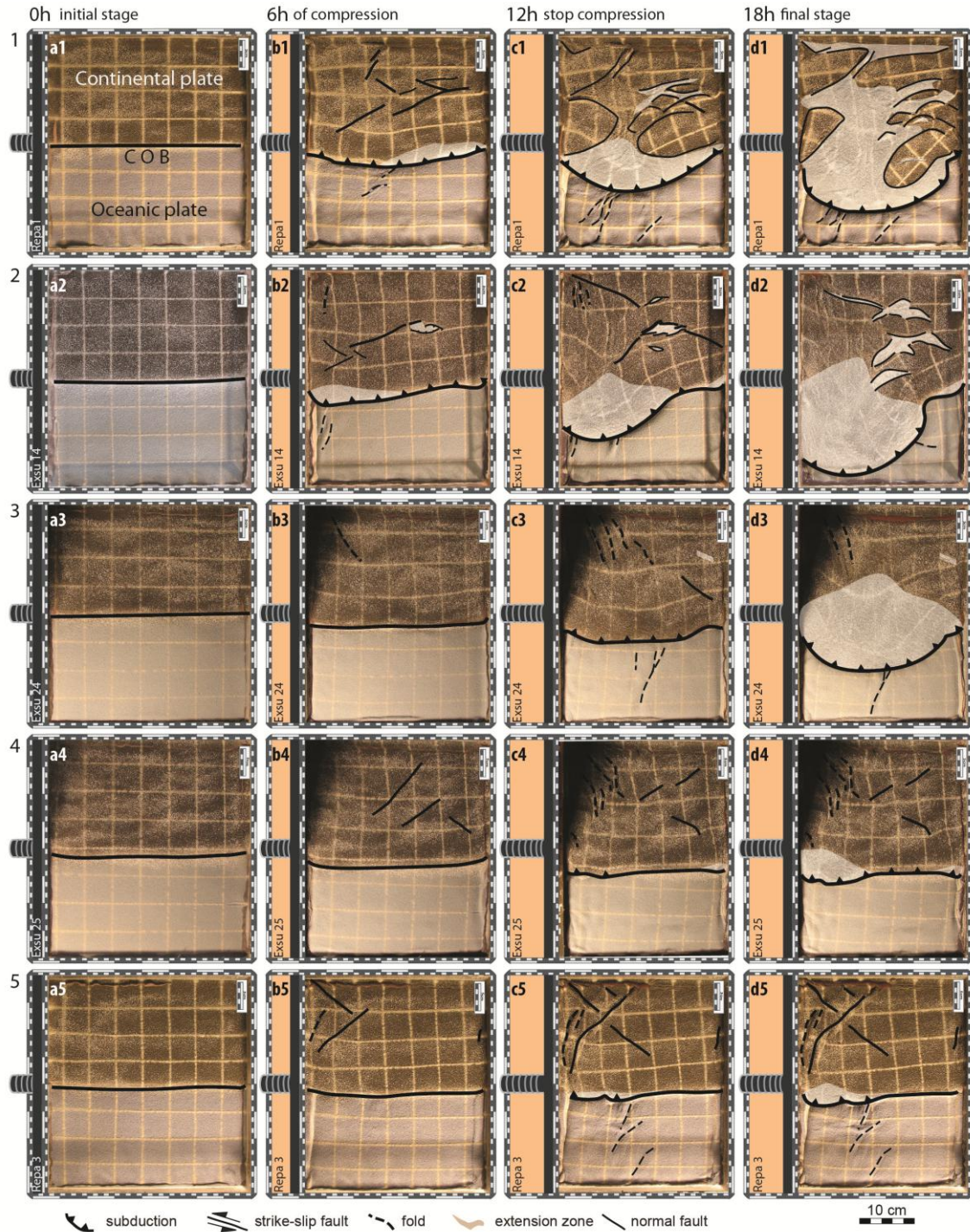


Fig. 11: Surface views of lithospheric scale experiments for 0, 6, 12 and 18 hours.

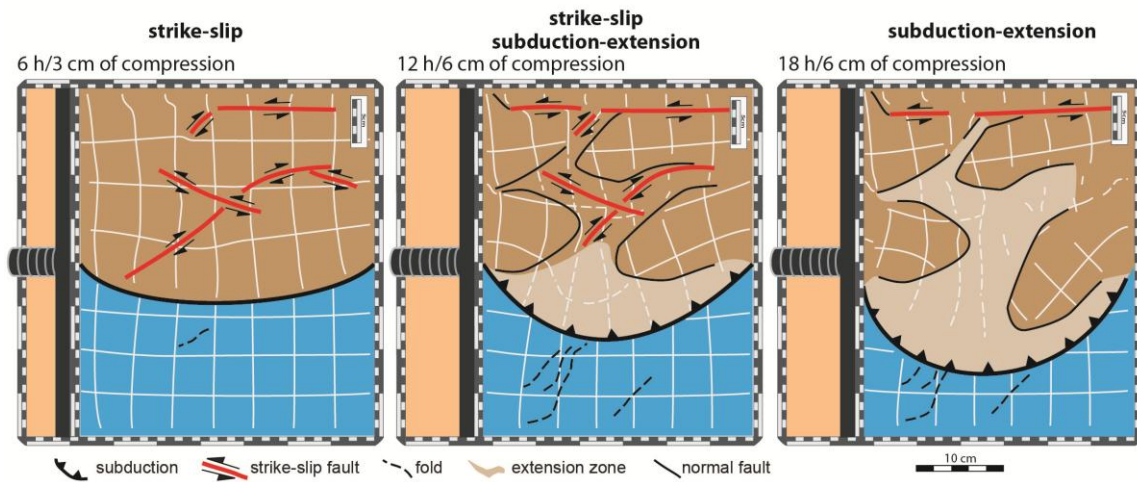


Fig. 12: Surface views showing the main characteristics of lithospheric scale experiments for 6, 12 and 18 hours.

5.4.- DANS QUELLE MESURE LES MODÈLES SONT-ILS REPRODUCTIBLES ?

Après avoir répété toutes les expériences cinq fois dans les mêmes conditions, nous avons remarqué que les résultats des expériences ne sont pas totalement reproductibles. Ainsi nous identifions différents facteurs qui peuvent influencer sur la reproductibilité des expériences.

5.4.1.- HÉTÉROGÉNÉITÉ DES MATÉRIAUX

L'hétérogénéité des matériaux est un facteur incontrôlable qui influence la structure finale. La variabilité maximale de la structure en raison de ce facteur peut être estimée.

MIEL

Le miel d'Acacia a été utilisé pour les expériences à échelle lithosphérique.

Sa viscosité (μ) est entre 104 Pa.s et 105 (à 20 ° C) et sa densité (ρ) est d'environ 1400 kg/m³. La viscosité du miel dépend de la température (Juszczak & Fortuna 2006 ; Recondo et al., 2006).

SILICONE

Sa viscosité et sa densité sont très variables et dépendent de chacun des types. Pour modifier la densité de différents types de silicones nous ajoutons de la poudre de plomb (Pb) ou du sable. La densité est facilement contrôlable. Pour modifier la viscosité de la silicone, elle est mélangée avec de l'acide oléique, mais dans tous les cas, cette viscosité est très dépendante de la température (Nalpas & Brun, 1993 ; voir autre référence).

SABLE

Le sable de Fontainebleau (France) est composée de grains de quartz ronds bien classés ayant une granulométrie allant de 2×10^{-4} et 4×10^{-4} m et une composition de 95 % de quartz. Ce sable se caractérise par une cohésion presque nulle et un angle de frottement interne est de 30-35 ° (Krantz, 1991). Pour réduire sa densité il est mélangé avec de la poudre d'éthyl-celulose.

Les caractéristiques du sable ne sont pas toujours exactement les mêmes alors que tout le sable utilisé provient de la même carrière. L'angle de frottement interne est le principal facteur qui contrôle le pendage des failles, c'est pourquoi le pendage des failles inverse sur une couche homogène de sable peut varier de 33 à 43 degrés.

5.4.2.- TECHNIQUE DE CONSTRUCTION DES MODÈLES

Si l'on répète le même modèle avec les mêmes caractéristiques, le résultat n'est pas toujours le même. Ceci est en partie lié à la technique utilisée pour le construire.

MIEL

La mise en place du miel ne présente aucun problème, c'est un fluide qui est versé dans la boîte où est construit le modèle. Le seul facteur que nous devons contrôler, c'est l'épaisseur de la couche qui doit être constante. Lors de la mesure de cette épaisseur, nous pouvons faire une erreur de 1 mm, à cause du ménisque qui se forme sur la paroi du vaisseau, ce qui est négligeable.

SILICONE

Les couches de silicone devraient toujours avoir la même épaisseur, mais la mesure de ces dernières se fait avec une précision de 0,5 mm. Il s'agit donc d'une erreur de 16 % pour une couche de 3 mm. Un autre facteur à prendre en considération lors de la construction des modèles, est la présence de bulles d'air piégées à l'intérieur de la silicone lors de la construction des couches.

Le plus gros problème est la mise en place des couches à l'intérieur de la boîte. La difficulté de mise en place n'est pas la même si l'on dépose une couche de silicone sur le sable, sur une surface dure, ou sur le miel. La déformation induite est 1 ou 2 mm et peut représenter 50 % d'une couche de 3 mm.

Ces déformations ne sont pas contrôlable, mais peuvent être considérablement réduite avec la pratique. Dans les expériences il est difficile de retrouver l'influence de cette déformation sur les résultats.

SABLE

Pour déposer le sable sur l'expérience, nous utilisons un tamis pour le saupoudrer. Afin d'éviter une orientation préférentielle des grains de sable nous saupoudrons le sable dans des directions perpendiculaires alternativement.

La précision pour mesurer l'épaisseur des couches pré-cinématiques est 0,5 mm, ce qui représente 10 % d'une épaisseur d'une couche de 0,5 cm.

5.4.3.- PROBLÈMES LORS DE LA RÉALISATION DE L'EXPÉRIENCE.

Vérifiez que toutes les expériences sont réalisées avec les mêmes paramètres, les mêmes matériaux, la même configuration, etc.

Les paramètres comme la température et l'humidité devraient être aussi égaux tout au long d'une même expérience et entre les différentes expériences. L'idéal serait de réaliser les expériences dans un endroit climatisé.

Un autre facteur important est de savoir comment construire des couches de sable syncinématiques lorsque l'expérience est en cours. L'épaisseur de ces couches est difficilement contrôlable, la précision est de 1 mm. Un autre facteur à prendre en compte lors de la sédimentation des couches syncinématiques, est l'intervalle de temps entre les différents dépôts, il devrait être toujours le même.

Dans les expériences réalisées avec $R = 1$ on ne peut pas contrôler la quantité de sédimentation puisqu'elle est déterminée par le soulèvement des structures

5.4.4.- HÉTÉROGÉNÉITÉ NATURELLE (INTRINSÈQUE) DE LA DÉFORMATION

Même si l'on s'assure que tous les paramètres précédents sont identiques, le résultat ne sera pas la même, c'est ce que nous appelons l'hétérogénéité naturelle de déformation.

Lorsque le même modèle est répété plusieurs fois, l'hétérogénéité naturelle de déformation entraîne une variabilité des structures. Cette variabilité est présente, alors que les expériences ont été faites dans le même laboratoire, par la même équipe et avec des paramètres identiques.

5.4.4.- ANALYSE DES RÉSULTATS

La zone où est réalisée la section dans le modèle a une grande influence sur l'analyse des résultats.

À ÉCHELLE CRUSTALE

Pour analyser les expériences à échelle crustale nous utilisons des photos de surface et nous réalisons trois coupes à différents stades de raccourcissement. Les zones proches des bordures du modèle sont éliminées à cause des effets de bord. Si la structure globale

du modèle est cylindrique on peut comparer toutes les coupes. Si elle n'est pas cylindrique, on éliminera l'expérience car on ne pourra retrouver l'évolution spatio-temporelle des structures.

Nous avons réalisé cinq expériences, quatre présentent des résultats similaires. Il faut donc un minimum de deux expériences similaires pour considérer les résultats valables du point de vue qualitatif. Si les résultats de deux expériences ne sont pas similaires il faut en faire une troisième. Il faut un minimum de cinq expériences pour réaliser une analyse quantitative.

À ÉCHELLE LITHOSPHERIQUE

Pour analyser des expériences à l'échelle lithosphérique nous utilisons des photos de surface.

Nous avons fait cinq expériences, dont deux ont des résultats similaires. L'expérience 3 présente certaines similitudes avec les deux premières. Les expériences 4 et 5 n'étaient pas valides car il n'y avait une zone de subduction que sur un côté de la boîte.

Les expériences à échelle lithosphérique présentent une faible reproductibilité, mais les principaux processus de déformation et le style de déformation est comparable. Une analyse quantitative n'est pas possible. Une analyse qualitative est possible pourvu qu'un minimum de cinq expériences soit réalisé.

5.5.- RÔLE DE LA PROCÉDURE EXPÉRIMENTALE

Les paragraphes précédents indiquent qu'avant de déterminer l'influence d'un paramètre spécifique sur la géométrie des structures, il est nécessaire de déterminer la reproductibilité de ce type d'expérience.

La première étape consiste à répéter la même expérience deux, trois ou plusieurs fois dans les mêmes conditions. Cette étape est essentielle pour déterminer la variabilité de la structure qui en résulte. Une fois cette variabilité connue, nous pouvons savoir si il est possible de faire une analyse qualitative seulement ou qualitative et quantitative. Si les expériences ne sont pas reproductibles, il sera difficile de les utiliser.

Si la reproductibilité est bonne il faut ensuite changer uniquement un paramètre et répéter la même expérience le nombre de fois déterminé lors de la première étape. De cette manière, l'influence du paramètre peut être étudié.

5.6.- CONCLUSIONS

- La modélisation analogique est un outil valide, si les modèles sont reproductibles.
- Un modèle est reproductible si, effectué plusieurs fois avec exactement les mêmes paramètres physiques, il donne le même résultat. Pour reproduire un modèle les

matériaux doivent être homogènes, un modèle doit être construit très soigneusement et les procédures expérimentales doivent être les mêmes.

- L'hétérogénéité naturelle de la déformation joue un rôle important. Cela donne lieu à une certaine variabilité des structures.

- Chaque type de modèle est plus ou moins reproductible. L'analyse des résultats peut être quantitative ou qualitative selon cette reproductibilité. Par exemple, à l'échelle crustale les modèles permettent une analyse qualitative et quantitative et à l'échelle lithosphérique il ne permettent qu'une analyse qualitative

6 DISCUSSION

6.1.- RÉFLEXIONS GÉNÉRALES

La technique de modélisation analogique a beaucoup à apporter à la géologie et est un outil complémentaire des autres méthodes d'étude. L'histoire de cette technique montre que la modélisation évolue en utilisant de nouveaux matériaux et de nouvelles technologies.

Une difficulté dans l'utilisation de cette technique est le manque de protocole d'expérimentation précis pour chaque type de modèle.

Une question généralement peu traitée est la reproductibilité des modèles dans les différents types d'expériences. Comme indiqué dans le chapitre précédent, tous les types de modèles analogiques ne présentent pas la même reproductibilité ; les modèles fabriqués uniquement avec du sable ont une bonne reproductibilité (Schreurs et al., 2006), les modèles réalisés avec du sable et de la silicone présentent une faible reproductibilité et les modèles fabriqués avec du miel, de la silicone et du sable ont une très faible reproductibilité.

Un aspect important est de déterminer si une structure est importante ou si elle résulte d'un artefact de modélisation. Une structure est pertinente si elle apparaît dans toutes les occurrences qui sont faites du même modèle et si elle joue un rôle clé dans l'évolution du modèle.

6.2.- RÉFLEXIONS SPÉCIFIQUES POUR CHAQUE TYPE DE MODÈLE

Les modèles crustaux ont une reproductibilité élevée. Nous avons analysé l'influence de la compression et de la sédimentation synchronématique sur l'évolution d'une structure isolée. La structure étudiée provient de la déformation d'un ensemble composé d'une alternance de couches ductiles et fragiles. La structure résultante est une combinaison de failles et de plis avec parfois une structure de type "fishtail". Sans la sédimentation, la structure qui en résulte est asymétrique et la déformation se propage vers l'avant. En revanche, s'il y a sédimentation pendant la déformation, la structure asymétrique initiale

tend à acquérir une certaine symétrie. La symétrie est obtenue avec la génération de failles inverses de vergence opposée. Généralement, la symétrie des structures augmente avec l'augmentation du raccourcissement, mais le paramètre fondamental est la vitesse de sédimentation synchronématique.

Les modèles lithosphériques ont une faible reproductibilité, même si tous les facteurs sont bien contrôlés, et si ce sont toujours les mêmes personnes qui préparent les expériences en utilisant les mêmes techniques. Il y a plusieurs facteurs qui sont difficiles à contrôler, mais malgré tout, on peut obtenir des résultats valides.

Les modèles à l'échelle lithosphérique ont été réalisés afin d'étudier l'extension continentale associée à la subduction. Pour ce faire, nous considérons principalement deux paramètres : le rapport de densité entre les plaques océaniques et continentales et l'axe de la compression par rapport à la marge continentale. Le facteur clé est le rapport entre la densité de la plaque océanique et de la plaque continentale. Pour un rapport élevé de densité, l'extension augmente au cours du temps, quel que soit le mouvement du piston. Pour un rapport moyen de densité, l'extension est modérée, alors que le piston se déplace et quand il s'arrête l'extension augmente. Pour un rapport de faible densité, il n'y a pas d'extension.

6.3.- PERSPECTIVES FUTURES

Avec l'émergence des modèles numériques, il semblait que les modèles analogiques allaient disparaître, mais il n'en est rien grâce à plusieurs points forts : le caractère didactique des expériences, l'utilisation de matériaux analogues et la prise en compte des hétérogénéités mécaniques des matériaux à travers un modèle physique. En réalité, ces dernières années, tant le milieu universitaire qu'industriel continuent d'utiliser la modélisation analogique, et ouvrent de nouveaux laboratoires dans le monde entier. L'avenir de la modélisation analogique est orienté vers les nouveaux matériaux et les nouvelles technologies.

7 CONCLUSIONS

7.1.- GÉNÉRALES

Dans cette thèse les modèles analogiques ont été réalisés ainsi qu'une analyse critique de cette technique et une étude de la reproductibilité des modèles tant au niveau lithosphérique et crustal.

- La modélisation aura toujours des limites malgré l'évolution et l'amélioration des techniques et des matériaux. Les expériences ne représentent jamais la réalité géologique à 100 %.

- Il est nécessaire d'établir un protocole expérimental précis pour chaque type de modèles. Ces protocoles permettraient de comparer plus facilement les résultats avec les expériences réalisées dans d'autres laboratoires.
- La modélisation analogique doit être soumise à une analyse critique du point de vue de la reproductibilité. La reproductibilité des modèles est différente pour chaque type d'expérience.
- Sans une analyse de la reproductibilité, il n'est pas possible de déterminer l'importance de chaque structure. Vous ne pouvez pas savoir si une structure est pertinente ou si elle apparaît par hasard ou en raison d'une défaillance dans l'expérience

7.2.- EXPÉRIENCES À L'ÉCHELLE CRÛSTALE

Les modèles crustaux ont été réalisés pour étudier l'effet de la sédimentation syncinématique sur une structure de compression unitaire qui implique plusieurs niveaux de décollement.

- Les modèles crustaux présentent une reproductibilité élevée. Afin de mener à bien une analyse qualitative X expériences sont nécessaires. Une étude quantitative requiert X. +N expériences.
- Los modelos a escala cortical presentan una reproducibilidad elevada, para poder realizar un análisis cualitativo son necesarios 2 experimentos y para realizar una cualitativo 5 experimentos.
- L'augmentation du raccourcissement favorise la symétrie des structures.
- Le paramètre fondamental dans les expériences à l'échelle crustale est la détermination de la vitesse de sédimentation syncinématiques.
- Sans sédimentation ($R = 0$) la structure résultante est asymétrique et la déformation se propage vers l'avant.
- Avec une sédimentation modérée ($R = 1/2$ ou 1) la structure résultante est initialement asymétrique et tend à acquérir une certaine symétrie. La symétrie est obtenue avec la génération des failles inverses de vergence opposée.
- Avec une sédimentation forte ($R = 2$) la structure résultante est complètement symétrique en raison du développement de failles conjuguées.
- Dans les systèmes de compression où les structures ont été verticalisées, les lignes sismiques ont une mauvaise résolution et la modélisation analogique est un bon outil pour proposer les possibles géométries des structures et comprendre l'évolution de ses dernières afin d'obtenir une meilleure interprétation des lignes sismiques.

7.3.- EXPÉRIENCES À ÉCHELLE LITHOSPHERIQUE

Les modèles à l'échelle lithosphérique ont été réalisés pour étudier l'extension continentale associée à la subduction durant une compression parallèle à la marge continentale.

- A échelle lithosphérique la reproductibilité des modèles est faible et ne permet pas une analyse quantitative. Seule une analyse qualitative des expériences est possible.
- Los modelos a escala litosférica presentan una reproducibilidad baja, no permite hacer un análisis cuantitativo y para poder realizar un análisis cualitativo son necesarios 5 experimentos
- Pour l'extension continentale, le facteur clé est le rapport entre la densité des plaques océanique et continentale.
- Pour un rapport faible de densité, il n'y a pas d'extension.
- Pour un rapport moyen de densité, l'extension est modérée alors que le piston se déplace, et quand il s'arrête l'extension augmente.
- Pour un rapport élevé de densité, l'extension augmente au fil du temps, quel que soit le mouvement du piston.

RÉFÉRENCES

- Arcay, D., Tric E., Doin, M.-P., 2005. Numerical simulations of subduction zones: Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 133-153.
- Allemand, P., Brun, J.-P., Davy, P., Van Den Driessche, J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, 445-451.
- Balé, P., 1986. Tectonique cadomienne en Bretagne nord. Interaction décrochement chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Ph.D. thesis, Université de Rennes 1.
- Ballard, J.F., 1989. Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Ph.D. thesis, Université de Rennes 1.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.-N., Casas, A., Bourquin, S., 2002. Influence of syntectonic sedimentation on thrusts geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modeling. *Sedimentary Geology* 146, 91-104.
- Becker, T.W., Faccenna, C., O'Connell, R.J., Giardini, D., 1999. The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 15207-15226.

- Casas, A.M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K. Roman Berdiel, T., 2001. Analogue models of transpressive systems. *Journal of Structural Geology* 23, 733-743.
- Couzens-Schultz, B., Vendeville, B. Wiltschko, D., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology* 25, 1623-1644.
- Davy, Ph., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Dewey, J.F., 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. In: D.W. Strangway (Ed.), *The Continental Crust and its Mineral Deposits*, Geological Society of Canada Special Volume 20, 553-573.
- Dunn, J. F., Hartshorn, K. G., Hartshorn, P. W., 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the sub-Andean thrust belt of southern Bolivia. In: A. J. Tankard, R. Suárez S., H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62, 523-543.
- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P., Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins: Insights from laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 2749-2766.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V., 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 85–97.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.-P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M., Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International* 126, 781-795.
- Faugère, E. Brun, J.-P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences* 299, 365-370.
- Funicello, F., Faccenna, C., Giardini, D., 2004. Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: insights from laboratory experiments. *Geophysical Journal International* 157, 1393-1406.
- Funicello, F., Faccenna, C., Heuret, A., Lallemand, S., Di Giuseppe, E., Becker, T.W., 2008. Trench migration, net rotation and slab-mantle coupling. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 233-240.

- Gelabert Ferrer, B., Sàbat i Montserrat, F., Rodríguez-Perea, A., Fornós, J.J., 2004. On the origin of the North Pacific arcs. *Geologica Acta* 2, 203-212.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14, 93-100.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., Fornós, J., 2001. About the origin of the northern hemisphere Pacific arcs. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears* 44, 119-128.
- Gestain, V., Nalpas, T., Rouby, D., Barrier, L., 2004. Rôle des niveaux incompétents syncinématiques sur l'évolution des structures chevauchantes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 351-359.
- Giraud R., Limachi R., 2001. Pre-Silurian control in the genesis of the central and southern Bolivian fold belt. *Journal of South American Earth Science* 14, 665-680.
- Guillaume, B., Martinod, J., Espurt, N., 2009. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling. *Tectonophysics* 463, 167-174.
- Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., Lallemand, S., 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 473-483.
- Heuret, A., Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 31-51.
- Houseman, G.A., Gubbins, D., 1997. Deformation of subducted oceanic lithosphere. *Geophysical Journal International* 131, 535-551.
- Hyndman, R.D., Peacock, S.M., 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 417-432
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., and others. 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics* 597, 1-33.
- Juszczak, L., Fortuna, T., 2006. Rheology of selected Polish honeys, *Journal of Food Engineering* 75, 43-49.
- Jurdy, D.M., Stefanick, M., 1983. Flow models for back-arc spreading. *Tectonophysics* 99, 191-206.

- 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.
- Labaume, P., Moretti, I., 2001. Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from the Bolivian Sub-Andean Zone. *Journal of Structural Geology* 21, 1659-1675.
- 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.
- Malavieille, J. 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes, *Bulletin de la Société Géologique de France* 26, 129-138.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5, 227-245.
- Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C., Albarello, D., 2001. Back arc extension: Which driving mechanism? *Journal of the Virtual Explorer* 3, 17-45.
- Mantovani, E., Albarello, D., Tamburelli, C., Babbucci, D., Viti, M., 1997. Plate convergence, crustal delamination, extrusion tectonics and minimization of shortening work as main controlling factors of the recent Mediterranean deformation pattern. *Annali Geofisica* 40, 611-643.
- 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.
- Molnar, P., Atwater, T., 1978. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 41, 330-340.
- Moretti, I., Labaume, P., Sheppard, S.M.F., Boulègue, J., 2002. Compartmentalisation of fluid migration pathways in the sub-Andean Zone, Bolivia. *Tectonophysics* 348, 5-24.
- Nalpas, T., and Brun J.-P., 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics* 228, 349-362
- Nalpas, T., Györfi, I., Guillocheau, F., Lafont, F., Homewood, P., 1999. Influence de la charge sédimentaire sur le développement d'anticlinaux synsédimentaires.

Modélisation analogique et exemples de terrain (Bordure sud du bassin de Jaca).
Bulletin de la Société Géologique de France 170, 733-740.

- Nalpas, T., Gapais, D., Verges, J., Barrier, L., Gestain, G., Leroux, G., Rouby, D., Kermarrec, J.J., 2003. Effects of rate and nature of synkinematic sedimentation on the growth of compressive structures constrained by analogue models and field examples. Geological Society of London Special Publication 208, 307-319.
- Nikolaeva, K., Gerya, T.V., Marques, F.O., 2010. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 115 (B3), doi: 10.1029/2009JB006549.
- Peacock, S.M., 1993. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. Chemical Geology 108, 49-59.
- Pichot, T., Nalpas, T., 2009. Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modeling. Tectonophysics 473, 466-475.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes - An Integrated Approach. Special Publication, vol. 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 110-124.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., Van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), Sea-level Changes - An Integrated Approach, vol. 42. SEPM Publication, 125-154.
- Recondo, M.P., Elizalde, B.E., Buera M.P., 2006. Modeling temperature dependence of honey viscosity and of related supersaturated model carbohydrate systems. Journal of Food Engineering 77, 126-134.
- Regard, V., Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., 2008. Laboratory experiments of slab break-off and slab dip reversal: insight into the alpine oligocene reorganization. Terra Nova 20, 267-273.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., 2005. Slab pull and indentation tectonics: insights from 3D laboratory experiments. Physics of the Earth and Planetary Interiors 149, 99-113.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., Thomas, J.-C., 2003. From subduction to collision: Control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 108 (B4), doi: 10.1029/2002JB001943.

- Ringwood, A.E., 1974. The petrological evolution of island arc systems. *Journal of the Geological Society, London* 130, 183–204.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 17, 1-74.
- Rodkin, M.V. and Rodnikov, A.G., 1996. Origin and structure of back-arc basins: new data and model discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 93, 123-131.
- Royden, L.H., 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics* 12, 303-325.
- Scholz, C.H. Campos, J., 1995. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 22103-22115.
- Schreurs, G., Buitter, S.J.H., Boutelier, D., Corti, G. Costa, E. Cruden, A.R., Daniel, J.M., Hoth, S., Koyi, H.A., Kukowski, N., Lohrmann J., Ravaglia A., Schlische R.W., Withjack M.O., Yamada Y., Cavozi C., Delventisette C., Elder Brady J.A., Hoffmann-Rothe A., Mengus J.M., Montanari D., Nilfroushan F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. in: Buitter, S.J.H. Schreurs G. (Eds.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes, Analogue benchmarks of shortening and extension experiments*, 253, Geological Society, London, Special Publications 1-27.
- Sephehr, M., Coscrove, J. W. Moieni, M. 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics* 427, 265-81.
- Sengör, A.M.C., Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181-241.
- Shemenda, A., Grocholsky, A.L., 1994. Physical modeling of slow seafloor spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 9137-9153.
- Smit, J.H.W., Brun, J.-P., Sokoutis, D., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature, in *Journal of Geophysical Research* 108, B10, 2480, doi: 10.1029/2002JB002190.
- Verges, J., Goodarzi, M. G. H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J., Gillespie, P., 2011. Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: Role of mechanical stratigraphy. In: K. McClay, J. Shaw, J. Suppe, (Eds.), *Thrust fault-related folding: AAPG Memoir* 94, 69-94.

Resumen

CONTENIDO

1.- OBJETIVOS Y ORGANIZACIÓN	v
1.1.-OBJETIVOS	v
1.2.-ORGANIZACIÓN	vi
2.- INTRODUCCIÓN	vii
3.- MODELIZACIÓN ANALÓGICA DE LA INTERACCIÓN ENTRE DEFORMACIÓN Y SEDIMENTACIÓN EN UN SISTEMA DE CABALGAMIENTOS CON MÚLTIPLES CAPAS DE DESPEGUE	viii
RESUMEN	viii
3.1.- INTRODUCCIÓN	ix
3.2.- PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL	ix
3.3.- RESULTADOS	xi
3.3.1.- <i>Compresión sin sedimentación $R = 0$ (Fig. 2a, bode 19)</i>	xii
3.3.2.- <i>Compresión con sedimentación sincinemática y erosión $R = 1/2, E = 1/4$ (Fig. 2b, bode 10)</i>	xii
3.3.3.- <i>Compresión con sedimentación sincinemática $R = 1$ (Fig. 2c, Repa 9)</i>	xii
3.3.4.- <i>Compresión con sedimentación sincinemática $R = 2$ (Fig. 2d, bode 11)</i>	xii
3.3.5.- <i>Evolución del levantamiento de la estructura (Fig. 3)</i>	xii
3.4.- DISCUSIÓN	xiii
3.4.1.- <i>Influencia de la estratigrafía mecánica inicial</i>	xiii
3.4.2.- <i>Influencia de la cantidad de acortamiento</i>	xiii
3.4.3.- <i>Influencia de la sedimentación sincinemática</i>	xiv
3.5.- COMPARACIÓN CON EL EJEMPLO NATURAL	xiv
3.6.- CONCLUSIONES.....	xvi
4.- EFECTO DE LA COMPRESIÓN PARALELA AL MARGEN Y DEL CONTRASTES DE DENSIDADES EN LA EXTENSIÓN TRASARCO DURANTE LA SUBDUCCIÓN; MODELIZACIÓN ANALÓGICA Y APLICACIÓN A ANATOLIA	xvii
RESUMEN	xvii
4.1.- INTRODUCCIÓN	xvii
4.2.- PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL	xviii
4.3.- RESULTADOS	xix
4.3.1.- <i>Serie A</i>	xix
4.3.2.- <i>Series B y C</i>	xx
4.4.- DISCUSIÓN	xxii
4.5.- COMPARACIÓN CON EL EJEMPLO NATURAL	xxiii
4.6.- CONCLUSIONES.....	xxiv
5.- MODELIZACIÓN ANALÓGICA EN SISTEMAS COMPRESIVOS: REPRODUCTIBILIDAD Y LIMITACIONES	xxv
RESUMEN	xxv
5.1.- INTRODUCCIÓN	xxv
5.2.- PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL	xxv
5.3.- RESULTADOS	xxvi
5.3.1.- <i>A escala cortical</i>	xxvi

5.3.2.- A escala litosférica	xxvii
5.4.- ¿HASTA QUÉ PUNTO LOS MODELOS SON REPRODUCIBLES?	XXIX
5.4.1.- Heterogeneidad de los materiales	xxix
5.4.2.- Técnica de construcción de los modelos	xxx
5.4.3.- Problemas durante el funcionamiento del experimento	xxxi
5.4.4.- Heterogeneidad natural (intrínseca) de la deformación	xxxi
5.4.5.- Análisis los resultados.	xxxii
5.5.- PAPEL DEL PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL	XXXII
5.6.- CONCLUSIONES.....	XXXIII
6.- DISCUSIÓN	xxxiii
6.1.- REFLEXIONES GENERALES	XXXIII
6.2.- REFLEXIONES ESPECÍFICAS PARA CADA TIPO DE MODELO	XXXIV
6.3.- PERSPECTIVAS DE FUTURO	XXXV
7.- CONCLUSIONES.....	xxxv
7.1.- GENERALES	XXXV
7.2.- EXPERIMENTOS A ESCALA CORTICAL	XXXV
7.3.- EXPERIMENTOS A ESCALA LITOSFÉRICA	XXXVI
Bibliografía.....	xxxvii

RESUMEN

En este apartado se presenta un resumen extenso de la tesis, en el se recogen los objetivos que motivaron la realización de esta tesis, la estructura en la que se organiza el manuscrito, y un resumen de cada uno de los artículos científicos y finalmente se presenta una lista de consideraciones respecto a la modelización analógica como herramienta de trabajo.

1.- OBJETIVOS Y ORGANIZACIÓN

1.1.-OBJETIVOS

La presente tesis tiene como objetivo analizar diferentes procesos geológicos en sistemas compresivos, a diferentes escalas, utilizando como herramienta la modelización analógica.

Se han modelizado sistemas compresivos a escala litosférica y a escala cortical y se ha estudiado la reproducibilidad de estos modelos.

A escala cortical se pretende:

- Determinar la importancia de la compresión y de la sedimentación, en la formación de estructuras con varios niveles de despegue.
- Predecir posibles estructuras para aquellas zonas dónde no se pueda obtener sísmica de calidad.
- Comparar los resultados obtenidos con un ejemplo natural.

A escala litosférica se pretende:

- Determinar cuáles son los parámetros que más influyen en la subducción y la extensión trasarco, en sistemas sometidos a compresión paralelo al margen continente-oceano (COB).
- Comparar los resultados obtenidos con un ejemplo natural.

A nivel metodológico se pretende:

- Exponer la problemática relacionada con esta técnica, lo que incluye hacer un análisis de la reproducibilidad de los experimentos.
- Identificar los diferentes factores que influyen en la reproducibilidad de los experimentos.

1.2.-ORGANIZACIÓN

Esta tesis se presenta como una compilación de tres publicaciones científicas y ha sido estructurada en seis capítulos organizados de la siguiente manera.

En el **capítulo 1** se presenta una introducción general.

La modelización tanto numérica como analógica se utiliza para estudiar el funcionamiento de los procesos y la evolución de las estructuras en el espacio y en el tiempo. La modelización analógica se basa en la reproducción simplificada de procesos geológicos utilizando materiales análogos a los naturales.

En el **capítulo 2** se presenta la publicación científica “Interaction between deformation and sedimentation in a multidécollement thrust zone: analogue modelling and application to the Sub-Andean thrust belt of Bolivia”

Lista de autores: L. Driehaus, T. Nalpas, J.-F. Ballard. Enviado al Journal of Structural Geology en Junio 2013 y en curso de revisión.

Este artículo presenta una serie de modelos analógicos realizados para analizar la evolución de una única estructura perteneciente a un sistema de pliegues y cabalgamientos. Esta estructura presenta dos niveles de despegues principales precinemáticos, los experimentos se han realizado con diferentes tasas de sedimentación sincinemática durante la compresión. La estructura resultante es asimétrica en el caso de una baja tasa de sedimentación y poco acortamiento, su simetría aumenta cuando aumentan la tasa de sedimentación sincinemática y el acortamiento. Los resultados se han aplicado al Subandino boliviano.

En el **capítulo 3** se presenta la publicación científica “Effects of margin-parallel shortening and density contrasts on back-arc extension during subduction: experimental insights and possible application to Anatolia”.

Lista de autores: L. Driehaus, T. Nalpas, P.R. Cobbold, B. Gelibert, F. Sàbat. Enviado a Tectonophysics en Diciembre 2012 y aceptado (in press).

Este artículo presenta una serie de modelos analógicos realizados para investigar los parámetros que influyen la subducción y la extensión trasarco en sistemas sometidos a una compresión paralela al margen continente-océano (COB). Cada modelo consiste en dos placas adyacentes compuestas de arena y silicona, que simulan una placa continental y otra oceánica. Estas placas flotan sobre miel que simula la astenósfera. Los parámetros estudiados son: la velocidad de acortamiento, tamaño del pistón y diferencia de densidad entre las placas continental y oceánica. La diferencia de densidad es el parámetro clave para explicar la extensión trasarco: cuanto menor es esta diferencia de densidad menor es la extensión que se produce. El caso natural donde se han aplicado estos modelos es Anatolia.

En el **capítulo 4** se presenta la publicación científica “Analogue modelling of compressive systems: reproductibility and limitations”

Lista de autores: L. Driehaus, T. Nalpas, J.-F. Ballard, F. Sàbat, B. Gelabert, J.-J. Kermarrec. Enviado a Tectonophysics en Septiembre de 2013. Sera enviado a Tectonophysics en Octubre de 2013.

Este artículo presenta una serie de modelos analógicos a diferentes escalas. Estos modelos se han realizado para estudiar la reproducibilidad y las limitaciones de la modelización analógica. Para ello se estudian parámetros como la heterogeneidad de los materiales, la técnica de construcción del modelo, posibles problemas cuando el experimento está en marcha y la heterogeneidad natural de la deformación. Finalmente se hace una revisión crítica de la manera de analizar los resultados discutiendo qué estructuras pueden ser consideradas principales y cuáles no, en base a su reproducibilidad.

En el **capítulo 5** se presenta una discusión general. Ésta se divide en reflexiones generales, reflexiones específicas para cada tipo de modelo y perspectivas de futuro.

La modelización analógica como técnica tiene mucho que aportar a la geología y es una herramienta complementaria de otros métodos de estudio. Una cuestión importante es la reproducibilidad de los modelos. No todos los tipos de modelos analógicos presentan la misma reproducibilidad. Un punto débil es la falta de un protocolo básico para cada tipo de experimento

Con la aparición de los modelos numéricos parecía que los modelos analógicos iban a caer en desuso, pero no ha sido así. De hecho en los últimos años, tanto en el ámbito académico como en la industria del petróleo, se continúa recurriendo a ellos y se están abriendo nuevos laboratorios alrededor del mundo. Ello es así debido a algunas ventajas que presentan los modelos analógicos sobre los numéricos: Mayor facilidad de construir modelos 3D, manejo más intuitivo de los parámetros, correlación más fácil entre modelos y casos naturales, etc.

En el **capítulo 6** se presentan las conclusiones.

2.- INTRODUCCIÓN

La principal motivación para realizar la tesis ha sido analizar diferentes procesos geológicos en sistemas compresivos a diferentes escalas, todo ello utilizando como herramienta la modelización analógica.

La modelización tanto numérica como analógica se utiliza para estudiar el funcionamiento de procesos geológicos y la evolución de estructuras en el espacio y en el tiempo. La modelización analógica está basada en reproducir procesos geológicos simples utilizando materiales comparables a los naturales. En esta tesis, los modelos se

han diseñado a partir de un ejemplo concreto, pero sin intentar reproducirlo. Se ha intentado comprender cuál es el papel de cada parámetro y determinar su influencia en la evolución del proceso y en el resultado final.

Uno de los puntos fuertes de la modelización es la posibilidad de repetir el mismo experimento varias veces cambiando solamente un parámetro para así comprobar su influencia en el resultado final.

Algunas limitaciones de la modelización analógica son: a) no se dispone de materiales análogos suficientes para representar a todos los existentes en la naturaleza, b) los modelos analógicos son estáticos y una vez contruidos no podemos variar las densidades o viscosidades de los materiales y no podemos simular las reacciones químicas que se producen en la naturaleza, c) los gradientes geotérmicos son difícilmente representables y d) la reproducibilidad no está bien definida.

Habitualmente los modelizadores tratan de reproducir unas determinadas estructuras geológicas naturales y no se plantean si esos modelos son reproducibles. En esta tesis se pretende reflexionar sobre la reproducibilidad de los modelos.

3.- MODELIZACIÓN ANALÓGICA DE LA INTERACCIÓN ENTRE DEFORMACIÓN Y SEDIMENTACIÓN EN UN SISTEMA DE CABALGAMIENTOS CON MÚLTIPLES CAPAS DE DESPEGUE.

RESUMEN

Los niveles de despegue, el acortamiento y la sedimentación sincinemática son algunos de los parámetros que condicionan la formación y evolución de las cuñas orogénicas y, también, de las estructuras aisladas. Se ha estudiado ampliamente el efecto de la sedimentación sincinemática sobre una estructura unitaria que involucra un nivel de despegue. El caso con más de un nivel de despegue ha sido tratado solo por un artículo. Hemos modelizado una estructura compresiva con tres niveles de despegue y hemos estudiado los efectos de la sedimentación sincinemática sobre su evolución. Estos experimentos muestran que la estructura es muy dependiente de la tasa de sedimentación. La deformación se propaga hacia adelante y la estructura resultante es asimétrica si la sedimentación es menor que el levantamiento. Se produce un cambio de vergencia y la estructura se verticaliza, si la sedimentación es similar al levantamiento. La estructura presenta una simetría general si la sedimentación es mayor que el levantamiento. Los resultados de los experimentos se aplican a la cuña orogénica del Subandino boliviano.

3.1.- INTRODUCCIÓN

La estructura de los sistemas compresivos, tales como cinturones de pliegues y fallas, está influenciada por los niveles de despegue (ej. Dunn et al., 1995; Labaume & Moretti, 2001; Sepehr et al., 2006; Verges et al., 2011). Éstos presentan una baja fricción debido a su litología, (pizarras, carbones, evaporitas y margas) o a sobrepresión.

Los sistemas compresivos han sido estudiados utilizando la modelización analógica, mostrando la importancia del ángulo de la cuña y de la cantidad y velocidad de acortamiento (ej. Smit et al., 2003). También son importantes el número niveles de despegue, (ej. Couzens-Schulz et al., 2003; Massoli et al., 2006) y la cantidad de sedimentación sincinemática (Leturmy et al., 2000). Algunos autores han estudiado la relación entre deformación y sedimentación a escala de varias estructuras utilizando un sólo nivel de despegue (Nalpas et al., 1999; Casas et al., 2001; Barrier et al., 2002; Nalpas et al., 2003; Gestain et al., 2004). A escala de una estructura unitaria con dos niveles de despegue sólo se ha realizado un estudio (Pichot & Nalpas, 2009). Por ello la vergencia de los cabalgamientos, la localización de la deformación, la relación entre las estructuras profundas y las superficiales, y el efecto de la transferencia de masa siguen siendo objeto de debate.

El objetivo de este capítulo es usar la modelización analógica para estudiar la formación y evolución de una estructura compresiva unitaria con una estratigrafía mecánica caracterizada por dos niveles de despegue mayores y uno menor, en relación a: la cantidad de acortamiento, y la cantidad de sedimentos sincinemáticos. Los resultados son comparados con las estructuras del Subandino boliviano.

3.2.- PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Las técnicas de modelización empleadas son las utilizadas clásicamente en los experimentos sobre materiales de comportamiento frágil-dúctil en el laboratorio de tectónica experimental de Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Francia (ej. Balé, 1986, sobre el uso de la discontinuidad de la velocidad (VD); Faugère & Brun, 1984, sobre el uso de la sílica y la arena; Davy & Cobbold, 1991 respecto al escalado). Las capas frágiles están representadas por arena, con un ángulo de fricción interna de 30°-35° (Krantz, 1991) y una densidad de 1,5 g/cm³. Las capas dúctiles tales como evaporitas, arcillas, carbón o margas están representados por sílicas: sílica rosada 70 009 (Rhône Poulenc, Francia) con una viscosidad (μ) de 10⁴ Pa·s a 20°C y una densidad (ρ) de 1,4 g/cm³ y sílica transparente SGM 36 (Dow Corning, USA) con una viscosidad de 10⁴ Pa·s a 20°C y una densidad de 1,0 g/cm³.

El dispositivo experimental está constituido por una pared vertical anclada a un pistón y atornillada en la base a una delgada placa móvil. Esta pared y la placa basal están en movimiento cuando el experimento está funcionando y se desplaza hacia otra pared vertical fija (Fig. 1a). El límite de la placa móvil induce una discontinuidad de velocidad (DV) en la base del modelo, siendo allí donde se localiza la deformación. (cf.

Malavielle, 1984; Balé, 1986; Allemand et al., 1989; Ballard, 1989). El modelo fue realizado en una caja de $100 \times 60 \times 20$ cm, suficientemente grande para disponer de un gran volumen sin efectos de borde que permita hacer cortes en tres momentos diferentes durante el experimento.

Para poder realizar comparaciones con un ejemplo natural, como es el caso del Subandino boliviano, el modelo incluía múltiples niveles de despegue. Se diseñó un sistema multicapa con capas dúctiles y frágiles, cuyo espesor aumentaba hacia la base. Las capas precinemáticas (capas depositadas antes de la deformación) estaban compuestas por, de base a techo, 1 cm de silicona púrpura; 1.2 cm de arena blanca y negra; 0.8 cm de silicona transparente; y 3 cm de arena blanca y negra, compuesta por dos capas de 1.5 cm separadas por una fina capa de 0.3 cm de silicona transparente para así permitir el deslizamiento capa sobre capa (Fig. 1a). Las capas sincinemáticas (capas depositadas durante la deformación) están hechas de arena blanca y azul de diferentes espesores. Para simular la transferencia de masa sincinemática, se simuló la sedimentación y la erosión. Se utilizaron diferentes cantidades de sedimentación (Fig. 1a). Para simular la sedimentación sincinemática se tamizó de forma constante arena sobre el modelo (Barrier et al., 2002). La erosión fue simulada utilizando un aspirador. El límite entre erosión y sedimentación corresponde al nivel base en el sentido estratigráfico (Posamentier et al., 1988 a & b), lo que significa que el sistema está en erosión por encima del de nivel base y en sedimentación por debajo de él.

La velocidad de desplazamiento del pistón, de la pared vertical y de la placa móvil asociada, ha sido de 1 cm/h. Se tomaron fotografías de superficie a intervalos regulares para observar el desarrollo de las estructuras. Una vez deformado el modelo, para observar las estructuras internas, se realizaron una serie de cortes paralelos a la compresión (perpendiculares a la DV). Los experimentos se realizaron en tres fases. Primeramente se produjo un acortamiento de 5 cm y se realizaron unos cortes. A continuación se acortaron otros 2.5 cm, hasta llegar a los 7.5 cm de acortamiento total y se realizaron otros cortes. Finalmente se acortaron otros 2.5 cm hasta llegar a los 10 cm de acortamiento total y se volvieron a realizar cortes. La evolución de los modelos no se ve afectada por el paro y arranque del pistón entre las diferentes etapas. En total se realizaron 20 experimentos de los cuales seguidamente se presentan cuatro.

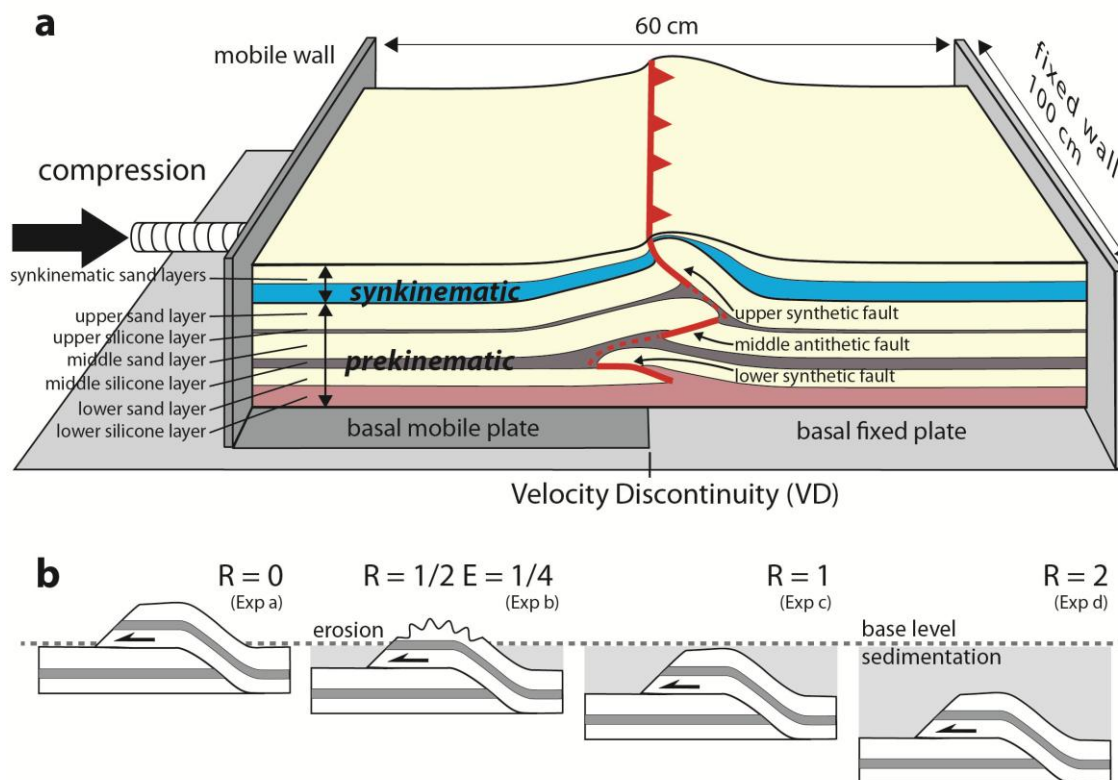


Fig. 1: (a) Experimental apparatus showing the terminology used in the description of the experiments (b) sketch of the homogeneous and local synkinematic sedimentation depositions. R is the ratio between the velocity of the sedimentation: V_s , and the velocity of the structure uplift: V_u ($R = V_s/V_u$, see Barrier et al., 2002). E is the ratio between the velocity of erosion: V_e , and the velocity of the structure uplift: V_u ($E = V_e/V_u$).

3.3.- RESULTADOS

Para simplificar las descripciones se va a utilizar la terminología siguiente, desde la base al techo. Las capas depositadas antes de la deformación son llamadas precinemáticas y las depositadas durante la deformación son las llamadas sincinemáticas (Fig. 1a).

Las capas son llamadas de base a techo capa inferior de silicona, capa inferior de arena, capa intermedia de silicona, capa intermedia de arena, capa superior de silicona, capa superior de arena y finalmente las capas sincinemáticas son llamadas capas de arena sincinemáticas (Fig. 1a).

Las fallas son llamadas en concordancia con el nombre de la capa de arena a las que afectan y en concordancia con la geometría relacionada con la VD (Ballard, 1989), es decir una falla inversa sintética es aquella en la que el bloque superior de la falla se mueve en dirección opuesta a la placa móvil. Por el contrario una falla inversa antitética es aquella en la que el bloque superior de la falla se mueve en la misma dirección que la placa móvil y el pistón (Fig. 1a). El código de color utilizado hace referencia al movimiento de las fallas: verde para fallas que sólo son activas al inicio del

experimento; rojo para fallas que son activas durante todo el experimento y amarillo para fallas activas durante al final del experimento (Fig. 2).

3.3.1.- COMPRESIÓN SIN SEDIMENTACIÓN $R = 0$ (FIG. 2A, BODE 19)

La característica más destacable de este experimento es que la vergencia de todas las fallas inversas es sintética, y que la deformación se propaga con la misma dirección del pistón. La estructura presenta geometría asimétrica.

3.3.2.- COMPRESIÓN CON SEDIMENTACIÓN SINCINEMÁTICA Y EROSIÓN $R = 1/2$, $E = 1/4$ (FIG. 2B, BODE 10)

La característica más destacable de este experimento es el cambio en la vergencia de las estructuras de la capa intermedia y superior después de 7.5 cm de acortamiento, debido a la formación de nuevas fallas inversas sintéticas que cortan las fallas antitéticas precedentes. La vergencia de la falla inversa inferior se mantiene constante.

3.3.3.- COMPRESIÓN CON SEDIMENTACIÓN SINCINEMÁTICA $R = 1$ (FIG. 2C, REPA 9)

La característica más destacable de este experimento es que inicialmente la vergencia de la falla que afecta a la capa intermedia es opuesta a la de la capa inferior y superior formando una estructura de tipo “fishtail”. Cuando el acortamiento es máximo la estructura adquiere una cierta simetría.

3.3.4.- COMPRESIÓN CON SEDIMENTACIÓN SINCINEMÁTICA $R = 2$ (FIG. 2D, BODE 11)

La característica más destacable de este experimento es que inicialmente se forma una estructura de tipo “fishtail”. Cuando el acortamiento es máximo la estructura pasa a ser totalmente simétrica.

Al inicio del experimento se formaron algunas fallas inversas cerca del pistón debido a efectos de borde.

3.3.5.- EVOLUCIÓN DEL LEVANTAMIENTO DE LA ESTRUCTURA (FIG. 3)

La evolución del levantamiento de los anticlinales es completamente diferente en función de R .

El máximo levantamiento del anticlinal de la capa superior de arena se produce cuando la velocidad de sedimentación es igual a la velocidad de levantamiento ($R = 1$). Y el mínimo levantamiento se produce cuando $R = 0$, es decir, si no hay sedimentación (Nalpas et al., 1999; Barrier et al., 2002). Por el contrario, el máximo levantamiento del anticlinal de la capa inferior de arena se produce cuando no hay sedimentación ($R = 0$), y el levantamiento es mínimo cuando la velocidad de sedimentación es igual o el doble que el levantamiento ($R = 2$ o 1).

La evolución del levantamiento es inversa entre los anticlinales de la capa superior y de la capa inferior de arena (Fig. 3).

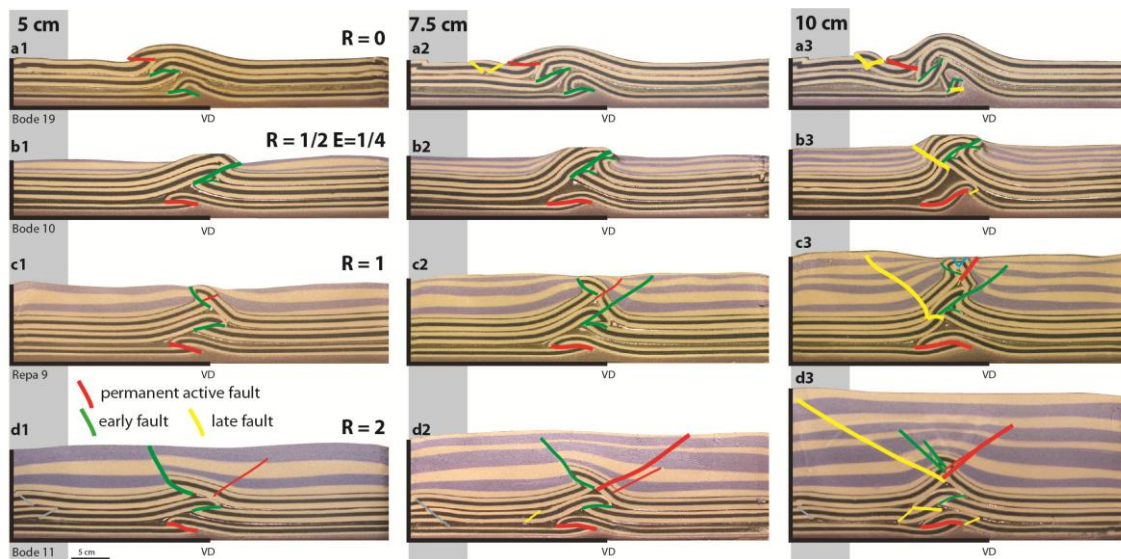


Fig. 2: Cross-sections of experiments for 5, 7.5, 10 cm of shortening, (a1 to a3) for $R = 0$, (b1 to b3) for $R = 1/2$ and $E = 1/4$, (c1 to c3) for $R = 1$ and finally (d1 to d3) for $R = 2$.

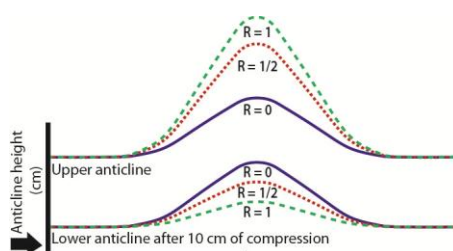


Fig. 3: Diagram showing the evolution of structure uplift during compression

3.4.- DISCUSIÓN

3.4.1.- INFLUENCIA DE LA ESTRATIGRAFÍA MECÁNICA INICIAL

Para que se desarrollen estructuras de tipo “fishtail” es necesario que la estratigrafía inicial incluya varios niveles de despegue. Esta estratigrafía no es un factor suficiente para explicar la evolución y la variabilidad de la estructura.

3.4.2.- INFLUENCIA DE LA CANTIDAD DE ACORTAMIENTO

El incremento del acortamiento conlleva una mayor deformación e incrementa el levantamiento de las estructuras superiores, el salto de las fallas y propicia la creación de nuevas estructuras. Todo ello permite ver la evolución de la estructura; por ejemplo

la transformación de una geometría asimétrica en simétrica, la penetración de las capas de arena dentro de las capas de silicona y la propagación de la deformación. El incremento del acortamiento no es un factor determinante para explicar el porqué de esta evolución.

3.4.3.- INFLUENCIA DE LA SEDIMENTACIÓN SINCLINEMÁTICA

La geometría de la estructura final parece muy dependiente de la cantidad de sedimentación.

Para $R = 0$ el sistema presenta una asimetría general, todas las estructuras presentan la misma vergencia. Para R entre $1/2$ y 1 se produce un cambio drástico; al incrementar el acortamiento aparecen nuevas fallas con vergencia contraria a las que se habían formado inicialmente. Y para R entre 1 y 2 la estructura es simétrica desde prácticamente el inicio de la compresión (Fig. 4).

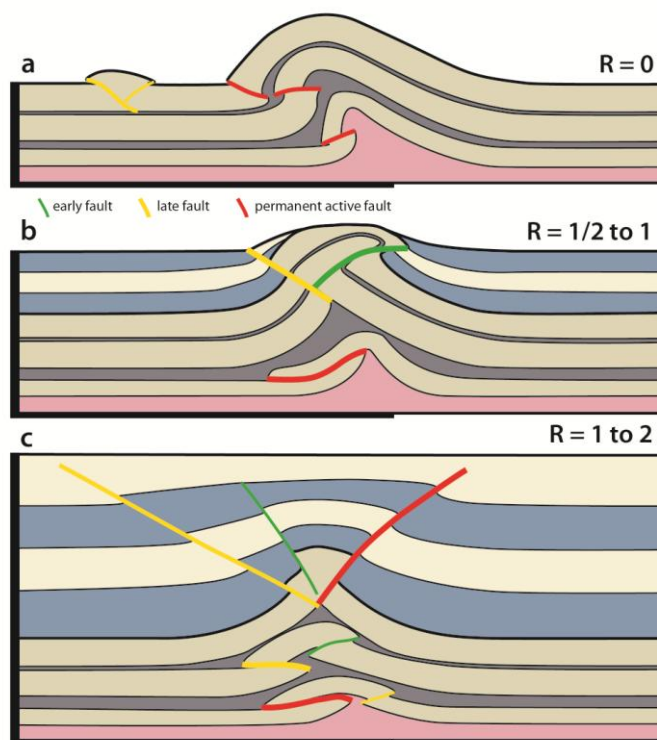


Fig. 4: Simple cross-sections showing the main characteristics of the experiments.

3.5.- COMPARACIÓN CON EL EJEMPLO NATURAL

La estructura de la parte frontal del Subandino boliviano está caracterizada por pliegues apretados de orientación N-S. La geometría de los pliegues y cabalgamientos está controlada por la presencia de tres niveles principales de despegue (Giraud & Limachi, 2001; Moretti et al., 2002). El nivel de despegue basal está localizado en las pizarras de la Fm. Kirusillas (Silúrico superior). El nivel de despegue intermedio está compuesto

por la Fm. Icla (Devónico inferior) y la Fm. Los Monos (Devónico superior) que está controlado por las arcillas. Estos dos niveles de despegue desconectan parcialmente las estructuras observadas en superficie (Series del Carbonífero inferior al Cenozoico) de las presentes en profundidad (areniscas devónicas de la Fm. Huamampampa). El nivel de despegue superior es el más delgado y está constituido por yesos y arcillas de la Fm. Ipaguazu (Triásico).

Las series sincinemáticas tienen un espesor que puede variar entre 1000 y 3500 m. Este hecho influencia la evolución del anticlinal de Incahuasi, que es el objetivo de este estudio.

Bolivia presenta reservorios profundos que se encuentran debajo del nivel de despegue intermedio. Muchos de los pliegues N-S bolivianos han sido perforados. Para esta profundidad las imágenes tienen poca resolución debido a la complejidad de la estructura suprayacente. En este caso la modelización analógica complementa los resultados obtenidos a partir de los datos de superficie, de pozos y sísmicos. La modelización permite proponer una interpretación de la estructura de Incahuasi y de su evolución espacio-temporal (Fig. 5).

La comparación de los modelos analógicos con los resultados obtenidos por métodos nos permite hacer una interpretación de todo el sistema del Subandino boliviano. En la zona Este del sistema, la estructura de Camiri está caracterizada por una geometría asimétrica y la deformación se propaga hacia el antepaís, lo que es comparable a los experimentos con poco acortamiento o baja sedimentación (Figs. 2a1, a2, a3, b1, b2; 4a). La zona central de Incahuasi está caracterizada por la inversión de la vergencia de las estructuras, lo que es comparable a los experimentos con un acortamiento y sedimentación moderada (Figs. 2b3, c2; 4b). Y finalmente en la parte oeste del sistema, la estructura de Inau está caracterizada por ser simétrica y por la propagación vertical de la deformación, lo que es comparable a los experimentos con un acortamiento y sedimentación elevados (Figs. 2c3, d3; 4c). Esta evolución lateral de las estructuras es coherente con el aumento del acortamiento hacia el oeste y con una disminución de la sedimentación hacia el antepaís (Fig. 5).

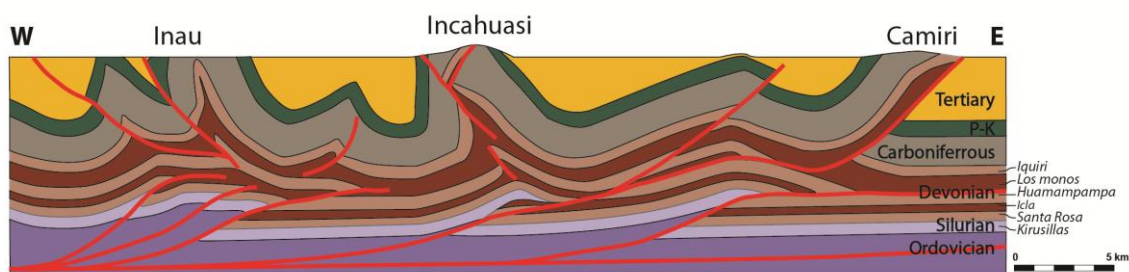


Fig. 5: Cross-section of the Subandean fold and thrust belts across the Incahuasi structure.

3.6.- CONCLUSIONES

Los modelos analógicos presentados aquí sugieren que:

- Para crear estructuras de tipo “fishtail” es necesaria la presencia de varios niveles de despegue en la serie estratigráfica deformada. La estratigrafía no es un factor suficiente para explicar la variabilidad de la evolución y las diferentes geometrías de las estructuras.

- La geometría final de la estructura está muy relacionada con la cantidad de sedimentación.

Cuando $R = 0$, la deformación se propaga hacia el pistón y la estructura es asimétrica.

Cuando $R = 1/2$ o 1 , las fallas adquieren mayor buzamiento y el levantamiento del anticlinal aumenta, y la vergencia de las estructuras cambia debido al desarrollo de nuevas fallas con vergencia opuesta a las iniciales.

Cuando $R = 2$, la estructura es muy simétrica, tanto en superficie como en profundidad.

- La deformación de la capa inferior frágil es diferente de la deformación de las capas frágiles intermedias y superiores en función de la transferencia de masa y de la cantidad de desacoplamiento. Con una baja transferencia de masa las capas frágiles inferior y superior tienen un comportamiento similar, presentando la misma cantidad de levantamiento. En el caso de una gran transferencia de masa la capa frágil inferior presenta un levantamiento mucho menor que la capa frágil superior.

- La aplicación de los resultados de la modelización analógica al Subandino boliviano sugiere que las estructuras de la parte Oeste deben ser mucho más simétricas que las del Este, debido a que en el Oeste tanto la deformación como la sedimentación han sido mayores.

- En un sistema compresivo en el que la deformación es importante e involucra capas de buzamiento fuerte y si las líneas sísmicas son de baja resolución, la modelización analógica es una buena herramienta para sugerir posibles geometrías.

4.- EFECTO DE LA COMPRESIÓN PARALELA AL MARGEN Y DEL CONTRASTES DE DENSIDADES EN LA EXTENSIÓN TRASARCO DURANTE LA SUBDUCCIÓN; MODELIZACIÓN ANALÓGICA Y APLICACIÓN A ANATOLIA

RESUMEN

Para investigar los parámetros que más influyen los procesos de subducción y la extensión trasarco, hemos realizado tres series de experimentos analógicos. Cada modelo consiste en dos placas adyacentes, una continental y otra oceánica, flotando sobre una astenósfera. En los experimentos de la Serie A, un pistón grande (40 cm) comprimía perpendicularmente al límite continente-océano en un lado de la placa oceánica mientras que en los modelos de las Series B y C, esta compresión era paralela a este límite. En la serie B el pistón era grande (40 cm) y en la serie C el pistón era pequeño (20 cm).

Los parámetros estudiados fueron: la velocidad del pistón durante el acortamiento (Serie A), la anchura del pistón (Series B y C) y la relación entre las densidades de las placas continental y oceánica. Esta diferencia de densidades fue el parámetro clave para explicar la extensión trasarco. Para una relación de 1.1 no se observó un aumento del área continental. Para una relación de 1.3 el área aumentó ligeramente mientras el pistón estuvo en movimiento y una vez éste paró, el aumento del área fue significativo. Para una relación de densidades de 1.4, el área de la placa continental aumentó significativamente de forma constante. La anchura del pistón tuvo una menor influencia, a menor tamaño más espacio libre para que la placa continental se expanda.

Los modelos realizados se pueden aplicar a Anatolia. A pesar de presentar condiciones geológicas similares, las áreas al norte de las zonas de subducción Helénica y de Chipre difieren en cuanto a la cantidad de extensión trasarco; en la zona Helénica a habido una gran extensión y en la zona de Chipre no. Sugerimos que esa diferencia se debe a una diferencia en la relación de densidades entre placas continentales y oceánicas de estas dos zonas.

4.1.- INTRODUCCIÓN

Es común que los márgenes continentales cercanos a una zona de subducción presenten extensión horizontal en dirección perpendicular al margen. De acuerdo con Mantovani et al., (2001) y Heuret & Lallemand (2005) hay tres modelos que pueden explicar esta extensión.

1.- El “Slab pull model” postula que la extensión en la cuenca de trasarco es debida a la flotabilidad negativa de la litosfera en subducción respecto al manto que la rodea (e.j.

Molnar & Atwater, 1978; Dewey, 1980; Malinverno & Ryan, 1986; Royden, 1993). Esta fuerza causaría el retroceso de la losa que subduce (“roll back”), induciendo un esfuerzo tensional en la placa superior que produciría la extensión. Este modelo ha sido estudiados mediante la modelización analógica (e.j.: Becker et al., 1999; Regard et al., 2003, 2005 & 2008; Faccenna et al., 1996, 1999, 2004 & 2006; Heuret & Lallemand, 2005; Heuret et al., 2007; Funiciello et al., 2008; Guillaume et al., 2009).

2.- El “Corner flow model” postula que la extensión de trasarco es un efecto del flujo del manto en la cuña astenosférica situada por encima de la placa que subduce (e.j.: Jurdy & Stefanick, 1983; Rodkin & Rodnikov, 1996). El rozamiento ejercido en la base de la placa superior por la rama horizontal del flujo convectivo causaría el avance y la separación del arco de placa superior y la consecuente formación de la cuenca de trasarco (e.j. Funiciello et al., 2004; Heuret & Lallemand, 2005; Regard et al., 2008).

3.- El “Sea anchor model” explica la formación de la cuenca de trasarco como un efecto del movimiento hacia tierra de la placa superior con respecto a la placa que subduce. El arco y el sistema de subducción se mueven más despacio debido a la resistencia del manto al desplazamiento de la losa en subducción. Este movimiento diferencial genera la cuenca de trasarco (e.j.: Scholz & Campos, 1995; Faccenna et al., 1996; Heuret & Lallemand, 2005).

En otros modelos (Mantovani, 1997; Mantovani et al., 2001; Gelabert et al., 2001, 2002, 2004) es la extensión trasarco la que favorece la subducción. Una de las posibles razones para esta extensión es el acortamiento paralelo al margen continental. Ello explicaría porque los arcos orogénicos, aunque empiecen siendo rectilíneos, acaban adquiriendo cierta curvatura. Faccenna et al. (1996), realizaron experimentos analógicos con compresión paralela al margen, pero hasta ahora no se ha estudiado la importancia de la relación de densidades entre las placas oceánica y continental. El diseño de nuestros experimentos sigue el mismo patrón que los de Faccenna et al. (1996).

4.2.- PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Se ha utilizado arena para modelar el comportamiento frágil de la corteza superior y silicona para modelar el comportamiento dúctil de la corteza inferior y del manto litosférico. Para modelar la astenosfera se utilizó miel de acacia. La arena utilizada tenía una densidad (ρ) de 1,56 g/cm³ (capa oceánica) y 1,36 g/cm³ (capa continental) ya que esta arena está mezclada con granos de etil-celulosa. Las siliconas (Silbione Gomme 70009, Rhône Poulenc, Francia) tienen densidades entre 1,175 y 1,346 g/cm³ y una viscosidad entre 31700 y 56800 Pa·s para la placa continental. En la placa oceánica la densidad de la silicona varía entre 1,33 y 1,67 g/cm³, y la viscosidad entre 26800 y 153000 Pa·s. La densidad de la miel utilizada fue de 1,43 g/cm³ y la viscosidad es de 10² Pa·s (todas las medidas han sido tomadas a 20°C).

El aparato experimental consiste en un tanque rectangular de 40 × 40 × 15 cm hecho de metacrilato transparente para así poder observar la deformación dentro de él. Cada

modelo consiste en dos placas que flotan sobre una capa de miel de 7.5 cm de espesor. La placa oceánica está constituida por una capa de silicona de espesor variable comprendido entre 0.7 y 1.2 cm cubierta por una capa de arena de 0.3 cm, y la placa continental está formada por una placa de silicona de 2.5 cm de espesor cubierta por una capa de arena de 0.5 cm. Entre estas dos placas se encuentra el denominado límite continente-oceano (COB) (Fig. 6).

Para inducir la deformación en los modelos utilizamos un pistón. En las series A este pistón es ancho y la compresión es perpendicular al COB. En las series B y C la compresión es paralela al COB; en la serie B el pistón ancho y en la serie C el pistón estrecho (Fig. 6).

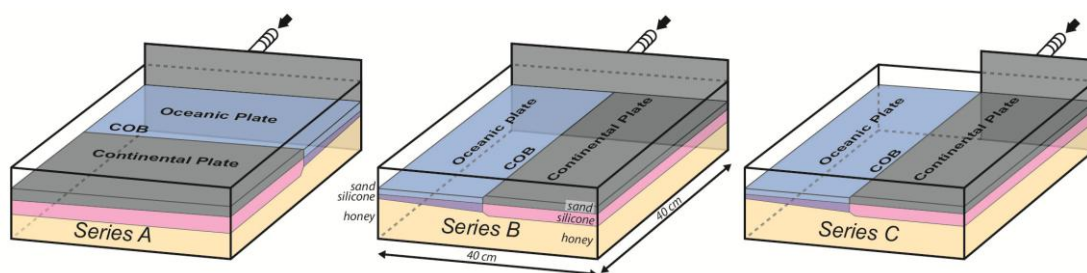


Fig. 6: Experimental apparatus and models. In experiments of Series A, wide piston (40 cm) advanced in direction perpendicular to continent-ocean boundary (COB). In Series B, wide piston (40 cm) advanced in direction parallel to COB. In Series C, narrow piston (20 cm) compressed continental plate in direction parallel to COB.

4.3.- RESULTADOS

4.3.1.- SERIE A

Esta serie se realizó para determinar la velocidad óptima del pistón.

En el modelo A1 el pistón se desplazaba a una velocidad de 0.1 cm/h. Después de 20 horas (2 cm de desplazamiento del pistón), la placa oceánica se encontraba totalmente subducida y la placa continental había alcanzado la máxima extensión posible. Una vez parado el pistón no se observaron cambios.

En el modelo A2 el pistón se desplazaba a una velocidad de 0.5 cm/h. La subducción de la placa oceánica se inicia después de 4 horas y la extensión de la placa continental después de 7 horas. Una vez parado el pistón, después de 12 horas, la placa continental siguió extendiéndose mientras que la placa oceánica siguió subduciendo.

En el modelo A3 el pistón se desplazaba a una velocidad de 2.5 cm/h. Después de una hora (2.5 cm de desplazamiento del pistón) se inició la subducción de la placa oceánica. Una vez parado el pistón, después de 2.4 horas (6 cm de desplazamiento del pistón), la placa oceánica seguía subduciendo.

En los modelos A1 y A2, la extensión de la placa continental y la subducción de la placa oceánica ocurren sincrónicamente. Pero en el modelo A2, el desplazamiento del pistón, el acortamiento de la placa oceánica y la extensión de la placa continental están equilibrados. Debido a ello se decidió que la velocidad más apropiada para los experimentos sucesivos es 0.5 cm/h.

4.3.2.- SERIES B Y C

Los modelos de la serie B se realizaron con un pistón ancho (40 cm) y los de la serie C con un pistón estrecho (20 cm).

A continuación se describen los resultados de las series B y C, clasificando estos experimentos en función de los valores de la relación de densidades entre las placas oceánica y continental, ($R = \rho_o/\rho_c$), siendo ρ_o la densidad de la placa oceánica y ρ_c la densidad de la placa continental (Fig.7).

RELACIÓN DE DENSIDADES: 1.13 - 1.16

Modelo 5, Serie B. Las líneas de la malla de la superficie del modelo muestran una simetría bilateral. En la parte Este del COB se observa un desplazamiento dextral. En el oeste de la placa continental se desarrollan pliegues con orientación NO-SE. En la zona central se observan fallas de rumbo que forman una zona triangular, con una falla mayor senestral en el norte y una dextral en el sur. En el NO de la placa continental se observa una zona de extensión. En la placa oceánica se observan pliegues. En el este, centro y oeste se encuentran pliegues con orientación N-S y en el sur de la placa se encuentran pliegues con orientación E-O.

Modelo 4, Serie C. Las líneas de la malla casi no muestran deformación. En el norte y en el SE de la placa continental se desarrollan pliegues con orientación NO-SE, estas dos familias de pliegues están unidas mediante una, falla senestral. En el norte de la placa oceánica cerca de la COB se encuentran pliegues con orientación E-O.

RELACIÓN DE DENSIDADES: 1.33 - 1.34

Modelo 7, Serie B. Las líneas de la malla están deformadas donde el desplazamiento del COB es máximo. A lo largo del COB se observa un movimiento dextral. En el oeste de la placa continental se desarrollan pliegues con orientación NO-SE. Se observan fallas de rumbo que cruzan el modelo y donde estas se unen se forma una zona de extensión. Donde el desplazamiento del COB es máximo, se observa una zona de extensión difusa. En el norte de la placa oceánica, paralelamente al COB, se forma un pliegue y donde el desplazamiento del COB es mayor se forman pliegues con orientación N-S.

Modelo 6, Serie C. El COB está desplazado simétricamente hacia el sur. En la parte oeste del COB hay un movimiento senestral y a lo largo del este el movimiento es de tipo dextral. En la placa continental se desarrolla una gran área de extensión difusa, en

la cual se observan fallas senestras menores. En el norte de la placa oceánica se forma un pliegue, paralelo al COB.

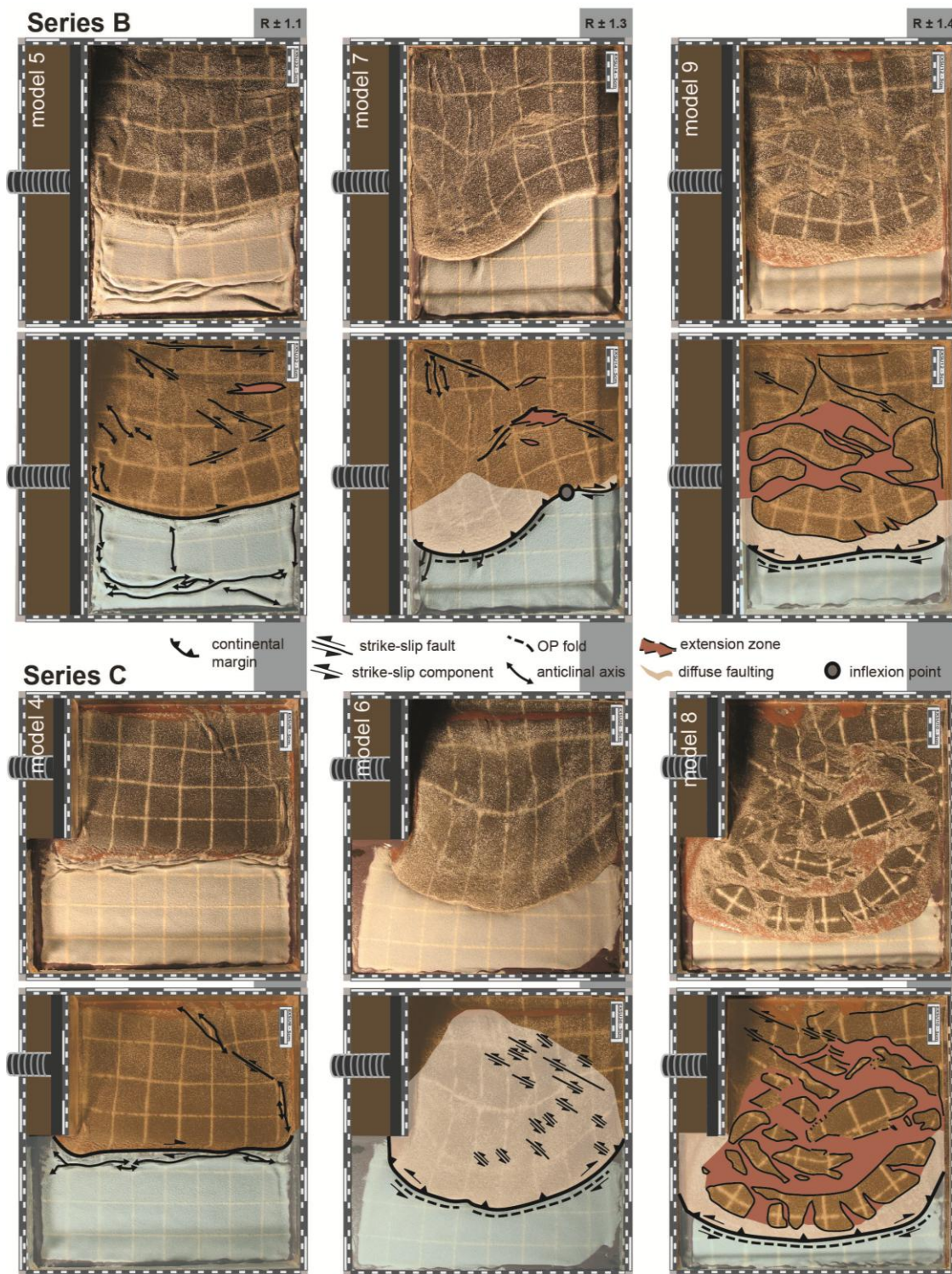


Fig. 7: Surface views (photographs and their interpretations) of Models 5, 7 and 9 (Series B, upper part of figure) and Models 4, 6 and 12 (Series C, lower part of figure) after 12h of shortening at 0.5 cm/h (6 cm of shortening) and for three values of density ratio (R) between oceanic plate and continental plate.

RELACIÓN DE DENSIDADES: 1.41 - 1.42

Modelo 9, Serie B. El COB está ampliamente desplazado hacia el sur. En la parte oeste del COB ocurre un movimiento senestro y a lo largo del este un movimiento de tipo dextro. En la placa continental, entre las zonas de extensión, hay bloques aislados en los cuales no se produce deformación interna. Estos bloques se desplazan hacia el sur y rotan de forma dextral en el área SO y senestral en la zona central y el SE. En el norte hay fallas senestras. La zona de deformación difusa forma un cinturón estrecho paralelo al COB. En el norte de la placa oceánica se forma un pliegue, paralelo al COB

Modelo 8, Serie C. La deformación es igual que la observada en el modelo 9, pero con la COB mas desplazada hacia el sur.

4.4.- DISCUSIÓN

Para todos los experimentos de las Series B y C, sugerimos que la relación entre densidades es un factor muy importante a la hora de facilitar la extensión durante la subducción (Figs. 6 y 7). Cuando la relación entre densidades es menor que 1.25 no se produce extensión continental. Cuando la relación de densidades es entre 1.25 y 1.35, la extensión se produce en la capa continental, principalmente después de parar el pistón. Finalmente, cuando la relación de densidades es superior a 1.35 existe extensión continental mientras el pistón está en movimiento o es estacionario.

Por otra parte muchos autores asumen que la placa oceánica es más densa que la astenósfera subyacente, tanto en modelos físicos (Faccenna et al., 1999; Shemenda, 1994) como en modelos numéricos (Becker et al., 1999; Nikolaeva et al., 2010). Se ha observado que la subducción es mayor cuanto mayor es el contraste entre las densidades de la litósfera oceánica y de la astenósfera.

El número adimensional de flotabilidad, F (Houseman and Gubbins, 1997; Faccenna et al., 1999) depende del contraste entre las densidad de la litosfera oceánica y de la astenósfera, y del espesor y de la resistencia dúctil de la litósfera oceánica. Se ha calculado F para todos los experimentos. Para los experimentos con la relación de densidades, 1.33 - 1.34 y 1.41 - 1.42, en los que $F > 1$, se produjo subducción. Por el contrario, en el modelo 5 en el que la relación de densidades es 1.13 - 1.16 y $F < 1$, no se produjo subducción. Estos resultados son conformes con las observaciones documentadas por Faccenna et al (1999). Por otra parte, en el Modelo 4 en el que la relación de densidades es 1.13 - 1.16 y $F > 1$, no hubo subducción. Se puede inferir que, aunque F es un parámetro importante para determinar si la subducción tendrá lugar o no, no es determinante. Se sugiere entonces, que el contraste de densidades entre las placas oceánica y continental es un factor relevante ya que en los experimentos realizados, no hubo subducción (aun cuando $F > 1$) en los casos que el contraste de densidades no era suficientemente alto (Fig. 7).

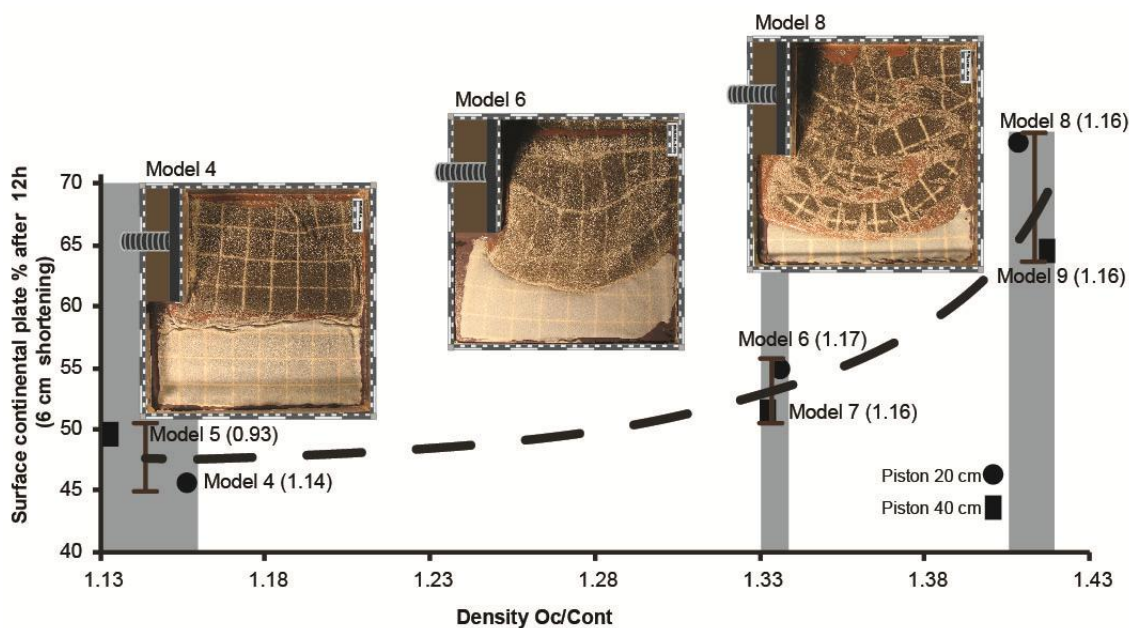


Fig. 8: Change in surface area (%) with time, for continental plates of 6 models, versus density ratio between oceanic plate and continental plate. Numbers in brackets indicate density ratios between oceanic plate and asthenosphere.

4.5.- COMPARACIÓN CON EL EJEMPLO NATURAL

El orógeno y la zona trasarco de la región Egeo-Anatolia se han desarrollado en un contexto convergente entre las placas Africana y Euroasiática desde el Cretácico superior (Sengör & Yilmaz, 1981; Robertson & Dixon, 1984). Hoy en día, el sistema Egeo-Anatolia está limitado al norte por la falla dextra del Norte de Anatolia (NAF), en el este por la falla senestra del Este de Anatolia (EAF) y en el sur por las zonas de subducción Helenica y de Chipre.

A pesar de que la zona de subducción Helénica y la zona de subducción de Chipre han acomodado una cantidad notable de convergencia entre la placa africana y la placa euroasiática, se han formado cuencas trasarco donde hay una gran cantidad de extensión en el mar Egeo detrás de la zona de subducción Helénica y, en mucha menor medida, en Anatolia Central detrás de la zona de subducción de Chipre.

La pregunta que aquí nos formulamos es: ¿Por qué bajo condiciones tectónicas similares la respuesta es tan diferente? Según Jolivet et al. (2013), la extensión en el Egeo empezó como mínimo hace 35 Ma. Por el contrario la extensión de Anatolia no empezó hasta hace 10-13 Ma (Sengör et al., 1985).

Sugerimos que la relación entre las densidad de las litosferas oceánica y continental es un factor importante que condiciona la extensión tras arco. Hay tres factores que pueden influir en la diferencia de densidades.

1) Las propiedades iniciales de la placa oceánica. Las diferencias de extensión en la zona de trasarco pueden resultar de la diferente naturaleza, más o menos oceánica, de la placa que subduce. Cuanto más componente oceánico tiene la placa que subduce mayor es su densidad y el contraste de densidades entre la placa que subduce y la continental aumenta, lo que favorecería la extensión trasarco.

2) La hidratación de la litosfera de la placa cabalgante. Durante los procesos de subducción se produce la deshidratación de la placa que subduce (Peacock, 1993; Ringwood 1974) lo que causa la hidratación del manto litosférica de la placa cabalgante (Hyndman et al., 2003; Arcay et al., 2005). Esto produce una disminución de la densidad de la placa cabalgante, lo que contribuye a la extensión trasarco (Arcay et al., 2005).

3) El espesor inicial de la placa continental. Este puede haber sido suficientemente elevado para favorecer el colapso gravitacional.

4.6.- CONCLUSIONES

Para los modelos analógicos:

- En todos los experimentos donde hubo extensión de la placa continental también hubo subducción de la placa oceánica.
- En algunos experimentos, hubo subducción de la placa oceánica pero no extensión de la placa continental. Por ello la subducción no es suficiente para explicar la extensión continental.
- La compresión paralela al límite continente-océano no favorece la extensión continental.
- En cambio, la relación de densidades entre la placa oceánica y continental fue un factor clave. Cuanto mayor era la relación de densidades, mayor extensión continental se producía durante la subducción.

Para la aplicación al ejemplo natural:

- Un factor importante que controla la extensión trasarco y el retroceso de la fosa oceánica es la relación de densidades entre las placas oceánica y continental. Sugerimos que la extensión del mar Egeo, al norte de la zona de subducción Helénica, es debida a una diferencia de densidades relativamente importante.

5.- MODELIZACIÓN ANALÓGICA EN SISTEMAS COMPRESIVOS: REPRODUCTIBILIDAD Y LIMITACIONES.

RESUMEN

Se presentan una serie de modelos analógicos a diferentes escalas. Los de escala cortical simulan estructuras compresivas de antepaís y los de escala litosférica simulan la deformación de la placa continental en zonas de subducción. Estos modelos se han realizado para estudiar la reproducibilidad y las limitaciones de la modelización analógica. Los parámetros que pueden influenciar los resultados son (i) la heterogeneidad de los materiales, (ii) la técnica de construcción del modelo, (iii) posibles problemas cuando el experimento está en marcha y (iv) la heterogeneidad natural de la deformación y (v) la localización de la observación. Los resultados muestran que no todos los modelos tienen la misma reproducibilidad, los experimentos a escala cortical permiten análisis cuantitativos mientras que los de escala litosférica solo permiten análisis cualitativos.

5.1.- INTRODUCCIÓN

La modelización analógica es una técnica que nos permite reproducir algunos procesos geológicos y estudiar la evolución de las estructuras en el espacio utilizando materiales análogos. Una cuestión generalmente poco tratada es la reproducibilidad de los distintos tipos de modelos. El objetivo de este estudio es determinar la reproducibilidad de los modelos y discutir de qué factores depende.

Para analizar la reproducibilidad analizamos parámetros como: la heterogeneidad de los materiales, la técnica de construcción de los modelos, los problemas ocurridos cuando se está desarrollando el experimento, la heterogeneidad natural (intrínseca) de la deformación y, por último, cómo se analizan los resultados.

La modelización analógica nos ofrece la posibilidad de modelizar casi todos los procesos geológicos. Aquí nos centramos exclusivamente en regímenes compresivos, tanto a escala cortical como litosférica.

5.2.- PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Se han realizado dos tipos de experimentos en ambientes compresivos. El primero es a escala cortical para simular sistemas de antepaís y el segundo es a escala litosférica, para simular procesos de deformación de la placa continental en zonas de subducción.

La metodología utilizada para los modelos a escala cortical es la misma que la utilizada en el capítulo 3 (apartado 3.2). La única diferencia radica en que aquí todos los experimentos se han realizado con una sedimentación igual al levantamiento ($R = 1$). La

metodología utilizada para los experimentos a escala litosférica, es la misma que la descrita en el capítulo 4, (apartado 4.2). La única diferencia radica en que aquí todos los experimentos se han realizado con la misma relación de densidades entre la placa oceánica y la placa continental, ($R = \rho_o/\rho_c$), siendo ρ_o la densidad de la placa oceánica y ρ_c la densidad de la placa continental. Esta relación es de 1.33-1.34.

5.3.- RESULTADOS

5.3.1.- A ESCALA CORTICAL

La característica principal de los experimentos después de 5 cm de compresión es que la mayoría de experimentos presentan una estructura de tipo “fishtail”. Después de 7.5cm de acortamiento se produce una inversión de la vergencia de las estructuras. Y después de 10cm de acortamiento, la característica más remarcable es la aparición de una nueva falla sintética que atraviesa todas las capas sincinemáticas y hacen que el conjunto se vuelva simétrico (Fig. 9 y 10).

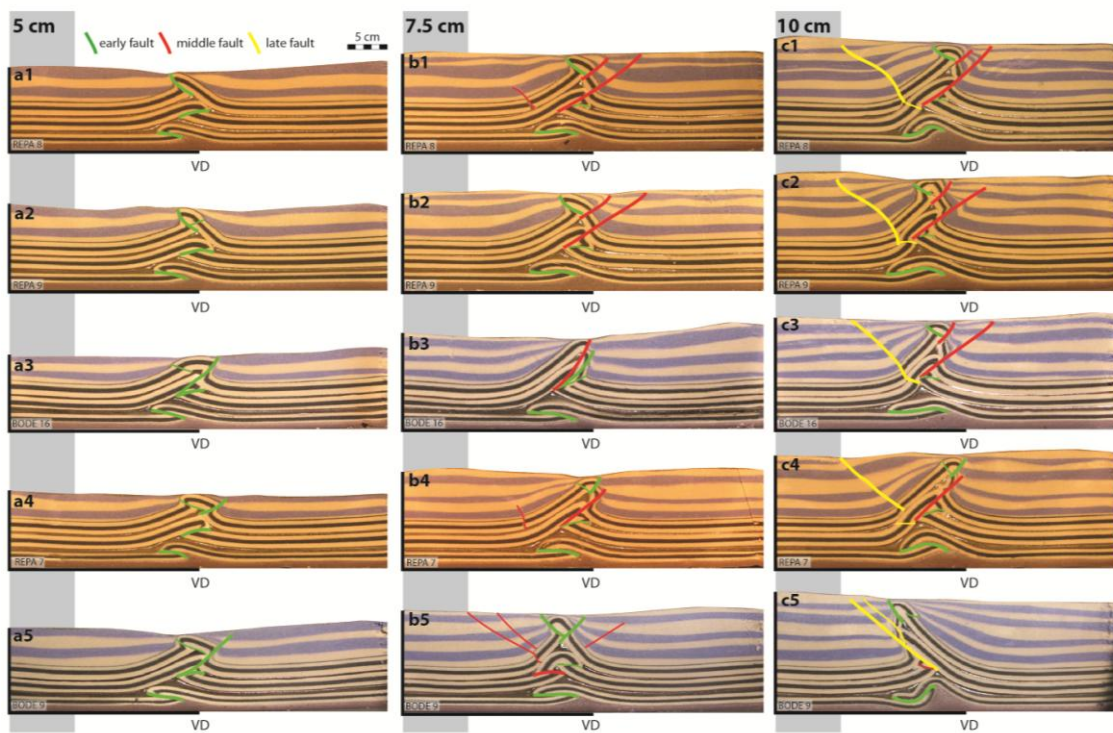


Fig. 9: Cross-sections of crustal scale experiments for 5, 7.5, 10 cm of shortening

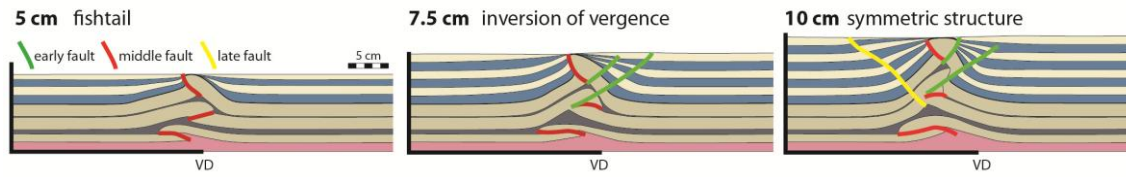


Fig. 10: Simple cross-sections showing the main characteristics of crustal scale experiments.

5.3.2.- A ESCALA LITOSFÉRICA

La característica principal de los experimentos después de 3 cm de acortamiento (6 horas de experimento) es que la mayoría de experimentos presentan fallas de rumbo. Después de 6 cm de acortamiento (12 horas) se observa que las fallas de rumbo siguen siendo activas, aparecen zonas de extensión y se inicia la subducción. A partir de este momento el pistón esta estacionario y transcurridas otras 6 horas (6 cm de acortamiento, 18 horas) el límite continente-océano (COB) se ha desplazado hacia el sur, produciendo grandes zonas de extensión mientras la subducción sigue activa (Fig. 11 y 12).

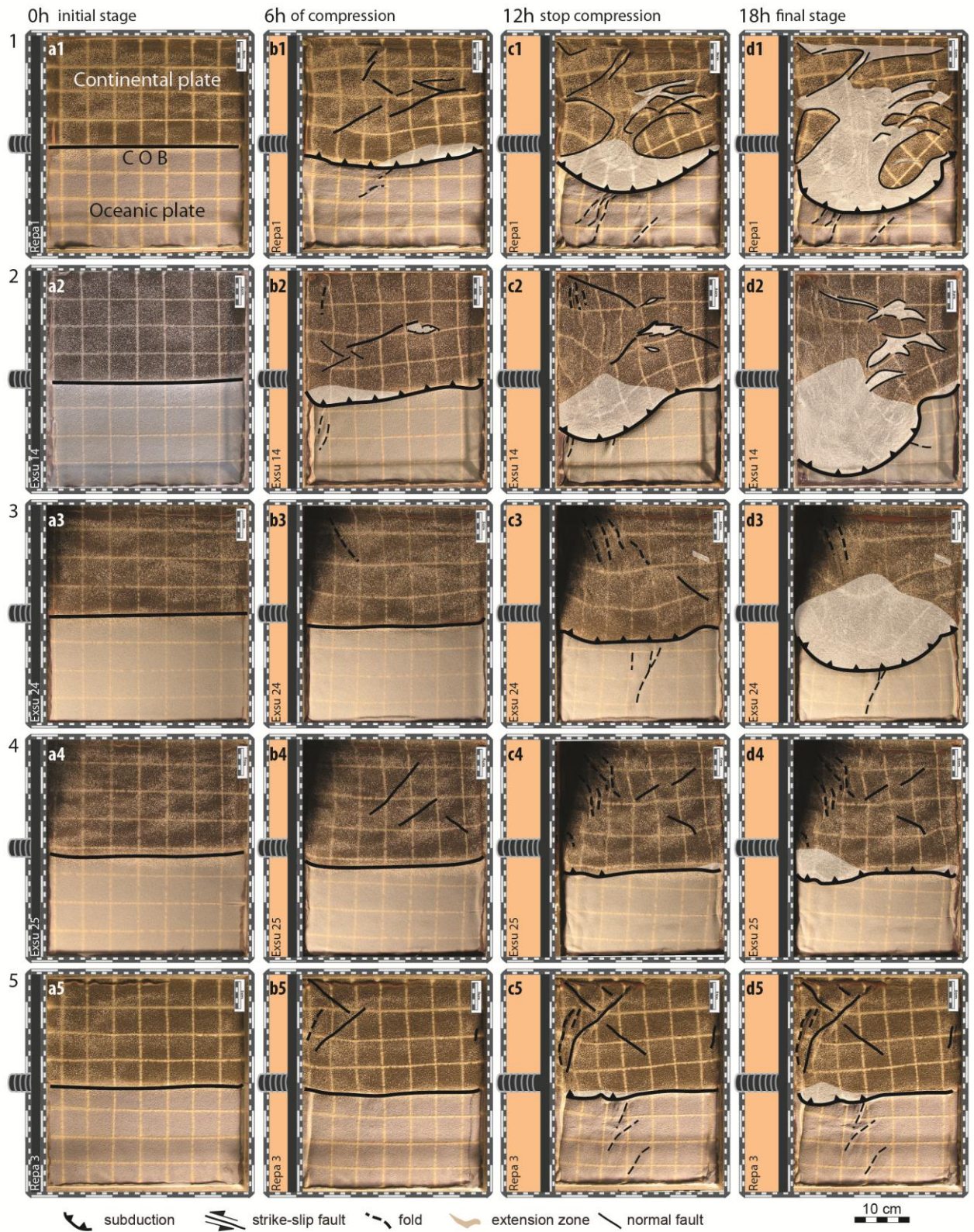


Fig. 11: Surface views of lithospheric scale experiments for 0, 6, 12 and 18 hours.

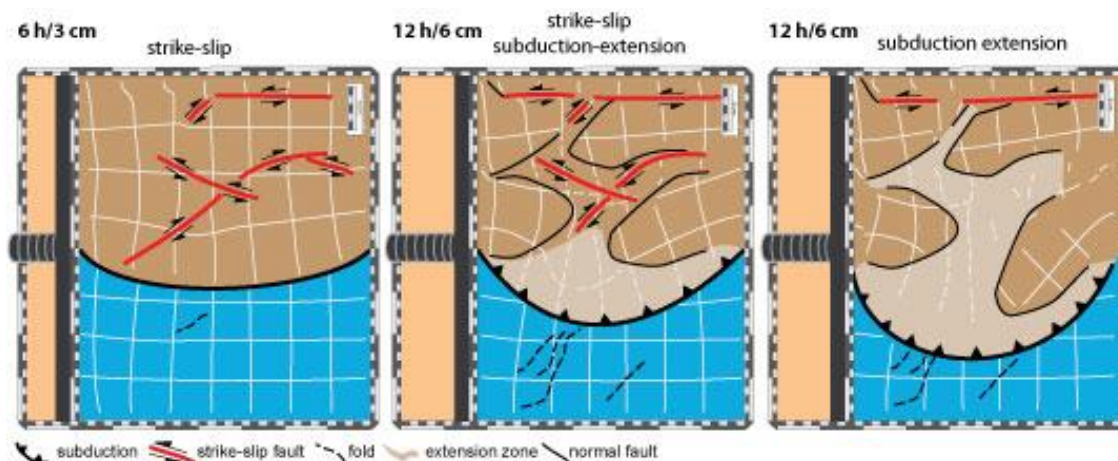


Fig. 12: Surface views showing the main characteristics of lithospheric scale experiments for 6, 12 and 18 hours.

5.4.- ¿HASTA QUÉ PUNTO LOS MODELOS SON REPRODUCIBLES?

Después de haber repetido todos los experimentos cinco veces bajo las mismas condiciones, nos hemos percatado de que los experimentos no son completamente reproducibles. Por ello, a continuación identificamos diferentes factores que pueden influenciar en la reproducibilidad de los mismos.

5.4.1.- HETEROGENEIDAD DE LOS MATERIALES

La heterogeneidad de los materiales es un factor incontrolable que influye sobre la estructura final. La variabilidad de la estructura debida a este factor puede ser estimada.

MIEL

Para los experimentos de escala litosférica se utilizó miel de acacia.

Su viscosidad (μ) está entre 10^4 a 10^5 Pa·s (a 20°C) y su densidad (ρ) es cercana a $1,4 \text{ g/cm}^3$. La viscosidad de la miel depende de la temperatura (Juszczak & Fortuna 2006; Recondo et al., 2006).

SILICONA

Su viscosidad y densidad son muy variables y dependen del fabricante de cada uno de los diferentes tipos. Para modificar la densidad se mezclan distintos tipos de siliconas, se añade polvo de plomo (Pb) o arena. La densidad es fácilmente controlable. Para modificar la viscosidad se mezcla la silicona con ácido oleico pero, en cualquier caso, es muy dependiente de la temperatura (Nalpas & Brun, 1993).

ARENA

La arena cuarcítica seca de Fontainebleau (Francia) está compuesta por granos bien clasificados y redondos, con una granulometría que oscila entre 2×10^{-4} y 4×10^{-4} m y una composición del 95% de cuarzo. Esta arena tiene una cohesión prácticamente nula y un ángulo de fricción interna de 30-35° (Krantz, 1991). Para reducir su densidad se mezcla con polvo de etil-celulosa.

Las características de la arena no son siempre exactamente las mismas a pesar de que toda la arena utilizada venga de la misma cantera. El ángulo de fricción interna es el principal factor que controla el buzamiento de las fallas, por ello el buzamiento de las fallas inversas puede variar entre 33° y 43° en una capa homogénea de arena.

5.4.2.- TÉCNICA DE CONSTRUCCIÓN DE LOS MODELOS

Aún repitiendo el mismo modelo con las mismas características, el resultado no fue el mismo. Esto, en parte, puede ser debido a la técnica utilizada para construirlo.

MIEL

El manejo de la miel no presenta ningún tipo de problema, es un fluido que se vierte en el recipiente donde se va a construir el modelo. El único factor que debemos controlar es que el espesor sea constante. A la hora de medir este espesor podemos cometer un error de 1 mm, debido al menisco que se forma contra la pared del recipiente.

SILICONA

Las capas de silicona deben tener siempre el mismo espesor, pero al medirlas sólo tenemos una precisión de 0.5 mm. Esto representa un 16% de error en una capa de 3 mm. Otro factor a tener en cuenta a la hora de construir los modelos, son las burbujas de aire que se quedan atrapadas dentro de la silicona durante la construcción de las capas.

El mayor problema radica en la forma de introducir las capas dentro de la caja. No presenta el mismo nivel de dificultad emplazar una capa de silicona sobre arena o sobre una superficie dura que sobre miel. Para emplazar la capa de silicona, primero ésta se coloca sobre una lámina de vinilo, luego se le da la vuelta en el aire y se coloca el conjunto vinilo-silicona el modelo. Finalmente se retira el vinilo. Durante este proceso, las yemas de nuestros dedos quedan marcadas en la silicona. La deformación inducida es de 1 o 2 mm y puede llegar a representar un 50% de una capa de 3 mm. La capa de silicona también se deforma al despegar el vinilo de la silicona. En ese momento se produce una elongación de la silicona que puede ser de hasta 4 cm y representa el 5% en una capa de 80 cm. Esta deformación sólo afecta al borde de la capa en el área cercana al borde de la caja experimental.

De todas las deformaciones explicadas, la mayor es la producida con las yemas de nuestros dedos. Esta deformación no es controlable pero puede ser reducida

notablemente con la práctica. En los experimentos realizados no se apreció ninguna influencia de esta deformación sobre los resultados.

ARENA

Para depositar la arena sobre el experimento usamos un tamiz y espolvoreamos la arena sobre la silicona. Para evitar la orientación preferencial de los granos de arena tamizamos en direcciones perpendiculares de manera alternativa.

La precisión para medir el grosor de las capas precinemáticas es de 0.5 mm, lo que representa un 10% en una capa de 0.5 cm, ya que después de tamizar la arena la igualamos con una herramienta calibrada.

5.4.3.- PROBLEMAS DURANTE EL FUNCIONAMIENTO DEL EXPERIMENTO

Se debe controlar que todos los experimentos que se quieren comparar estén hechos con los mismos parámetros e idénticos materiales, la misma configuración, etc.

Parámetros como la temperatura y la humedad también deberían ser iguales a lo largo de un mismo experimento y entre los diferentes experimentos. Lo ideal es hacer los experimentos en un lugar aislado.

Otro factor importante es cómo construir las capas de arena sincinemáticas cuando el experimento está en marcha. El espesor de estas capas es difícilmente controlable ya que no se puede usar ninguna herramienta para igualar la arena. La precisión es de 1 mm. Otro factor a tener en cuenta cuando se realizan las capas sincinemáticas, es el intervalo de tiempo transcurrido entre las diferentes sedimentaciones. Éste debería ser siempre el mismo.

Los experimentos realizados han sido hechos con $R = 1$ y por ello no se puede controlar la cantidad de sedimentación. Ésta viene determinada por el levantamiento de las estructuras. Si el levantamiento estructural en dos experimentos es similar la cantidad de sedimentación también será similar.

5.4.4.- HETEROGENEIDAD NATURAL (INTRÍNSECA) DE LA DEFORMACIÓN

Pese a controlar que todos los parámetros previos sean idénticos, el resultado no será el mismo ya que el azar juega un papel importante. Es lo que llamamos heterogeneidad natural de la deformación.

Cuando el mismo modelo se repite varias veces, la heterogeneidad natural de la deformación conduce a una variabilidad de la estructura resultante. Esta variabilidad está presente a pesar de que los experimentos se hicieran en el mismo laboratorio, por el mismo equipo y con parámetros idénticos.

5.4.5.- ANÁLISIS LOS RESULTADOS.

Cómo y dónde se realiza la sección del modelo tiene una gran influencia en los análisis de los resultados.

MODELOS A ESCALA CORTICAL

Para analizar los experimentos a escala cortical usamos fotos de superficie y realizamos tres cortes en diferentes estadios de acortamiento. Las zonas cercanas a los bordes de la caja experimental las descartamos debido a los posibles efectos de borde. Si la estructura global del experimento es cilíndrica, podemos comparar todos los cortes. De no ser así tendremos que desechar ese experimento, porque no nos permite hacer la reconstrucción espacio-temporal de la evolución de las estructuras.

Hemos realizado cinco experimentos, de los cuales cuatro presentan resultados similares. Se requiere un mínimo de dos experimentos con estructuras finales comparables para considerar válidos los resultados cualitativos. Si el resultado de los dos experimentos no es comparable, será necesario un tercer experimento. Se requiere un mínimo de cinco experimentos para realizar un análisis cuantitativo.

MODELOS A ESCALA LITOSFÉRICA

Para analizar los experimentos a escala litosférica usamos fotos de superficie.

Hemos realizado cinco experimentos, de los cuales dos presentan resultados similares (experimento 1 y 2). El experimento 3 presenta ciertas similitudes con los dos primeros. Los experimentos 4 y 5 no fueron válidos ya que presentaban procesos de subducción laterales, es decir contra el muro de la caja experimental.

Los experimentos a escala litosférica presentan una baja reproducibilidad pero los principales procesos de deformación y el estilo de deformación son comparables. Un análisis cuantitativo no es factible. Por contra un análisis cualitativo sí que es posible siempre y cuando se haga un mínimo de cinco repeticiones.

5.5.- PAPEL DEL PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Las discusiones previas indican que antes de determinar la influencia de un parámetro específico en la estructura resultante, es necesario determinar la reproducibilidad de ese tipo de experimento.

El primer paso es repetir el mismo experimento dos, tres o más veces bajo las mismas condiciones. Este paso es fundamental para determinar la variabilidad de las la estructura resultante. Una vez conocida esta variabilidad, podemos saber si es posible hacer un análisis cualitativo, cuantitativo o si los experimentos no son reproducibles y, en consecuencia, desecharlos.

El siguiente paso, consiste en modificar sólo el parámetro que estamos investigando y repetir el mismo experimento el número de veces determinado en el primer paso. De este modo la influencia del parámetro investigado quedará aislada.

5.6.- CONCLUSIONES

- La modelización analógica sólo es una herramienta válida, si los modelos son reproducibles.
- Un modelo es reproducible si al realizar varias veces el mismo experimento con exactamente los mismos parámetros físicos da el mismo resultado. Para reproducir un modelo los materiales tienen que ser homogéneos, el modelo debe construirse de manera cuidadosa y las condiciones del laboratorio tienen que ser constantes.
- La heterogeneidad natural de la deformación juega un papel importante. Ésta da lugar a cierta variabilidad en las estructuras finales.
- Cada tipo de modelos tiene su propia reproducibilidad. El análisis de los resultados puede ser cuantitativo o cualitativo en función de esta reproducibilidad. Por ejemplo, los modelos a escala cortical permiten un análisis cuantitativo y los de escala litosférica solo permiten un análisis cualitativo (siempre y cuando se lleven a cabo los suficientes experimentos) si un modelo no es reproducible no es válido.
- El número mínimo de experimentos realizados bajo las mismas condiciones y con los mismos parámetros, que son necesarios para llevar a cabo un análisis aumenta cuando la reproducibilidad disminuye.

6.- DISCUSIÓN

6.1.- REFLEXIONES GENERALES

La modelización analógica como técnica tiene mucho que aportar a la geología y es una herramienta complementaria de otros métodos de estudio.

La historia de esta técnica muestra que la modelización evoluciona y mejora con la aparición de nuevos materiales y nuevas tecnologías

La modelización siempre tendrá limitaciones a pesar de la evolución y la mejora de las técnicas y de los materiales.

Una dificultad a la hora de utilizar esta técnica es la falta de un protocolo básico para cada tipo de experimento.

Una cuestión generalmente poco tratada es la reproducibilidad de los modelos en los distintos tipos de experimentos. Tal como se ha demostrado en el capítulo anterior, no todos los tipos de modelos analógicos presentan la misma reproducibilidad; los modelos

realizados solo con arena presentan una reproducibilidad más elevada que los modelos realizados con arena (Schreurs et al., 2006), y los modelos realizados con miel, silicona y arena presentan una reproducibilidad muy baja.

Un aspecto importante es determinar si una estructura es relevante o aparece de forma casual debido al azar o a un fallo en el montaje del experimento. Una estructura es relevante si aparece en todas las repeticiones que se hagan del mismo modelo y si tiene un papel primordial en la evolución del modelo.

6.2.- REFLEXIONES ESPECÍFICAS PARA CADA TIPO DE MODELO

Los modelos a escala cortical presentan una reproducibilidad elevada. Se ha analizado la influencia de la compresión y de la sedimentación sincinemática en la evolución de una estructura aislada. La estructura estudiada resulta de la deformación de un paquete constituido por una alternancia de capas dúctiles y frágiles. La estructura resultante consiste en una combinación de fallas y pliegues, y en algunas ocasiones es de tipo “fishtail”. Generalmente con el incremento del acortamiento se incrementa la simetría de la estructura resultante, pero el parámetro fundamental es la tasa de sedimentación sincinemática. Sin sedimentación la estructura resultante es asimétrica y la deformación se propaga hacia delante. En cambio, si hay sedimentación durante la deformación, la estructura asimétrica inicial tiende a adquirir una cierta simetría. Esta simetría se obtiene con la generación de cabalgamientos de vergencia opuesta. En el caso de que la tasa de sedimentación sincinemática sea elevada, la estructura resultante es simétrica.

La aplicación de nuestros modelos corticales al Subandino boliviano ilustra perfectamente una de las posibles aplicaciones de la modelización analógica.

Una vez estudiados los diferentes parámetros experimentales y cuando se ha llegado a comprender cuál es la influencia de cada uno de ellos en la formación y evolución de la estructura, se puede volver al ejemplo natural para analizarlo incluyendo los datos de campo y los resultados de la modelización analógica. Si se quiere hacer un análisis cuantitativo detallado es necesario repetir el mismo experimento cuantas más veces mejor y, si el experimento es reproducible, incluso se podría llegar a hacer análisis estadísticos sobre un determinado parámetro. Este procedimiento permite obtener un conocimiento más completo de la estructura.

Los modelos a escala litosférica tienen una reproducibilidad baja, aunque se controlen todos los factores y sean siempre las mismas personas las que preparen los experimentos utilizando las mismas técnicas. Hay muchos factores que son difíciles de controlar; pero a pesar de todo se puede llegar a resultados válidos.

Los modelos a escala litosférica se han hecho para estudiar la extensión continental en situaciones donde se produce subducción. Para ello consideramos principalmente dos parámetros: la relación de densidad entre las placas oceánica y continental, y el acortamiento paralelo al margen continental. El factor clave es la relación de densidad

entre las placas oceánica y continental. Para una relación de densidades elevada, la extensión aumenta con el tiempo independientemente del comportamiento del pistón. Para una relación mediana, la extensión es moderada mientras el pistón está en movimiento y cuando este se encuentra parado la extensión aumenta. Para una relación de densidades baja, no se produce extensión.

6.3.- PERSPECTIVAS DE FUTURO

Con la aparición de los modelos numéricos parecía que los modelos analógicos iban a caer en desuso, pero no ha sido así. De hecho en los últimos años, tanto en el ámbito académico como en la industria del petróleo, se continúa recurriendo a ellos y se están abriendo nuevos laboratorios alrededor del mundo. Ello es así debido a algunas ventajas que presentan los modelos analógicos sobre los numéricos: Mayor facilidad de construir modelos 3D, manejo más intuitivo de los parámetros, correlación más fácil entre modelos y casos naturales, etc.

Este capítulo está dividido en tres subapartados, un primero donde se exponen unas reflexiones generales, un segundo donde se discuten los modelos realizados y un tercero donde se exponen las perspectivas de futuro.

7.- CONCLUSIONES

7.1.- GENERALES

En esta tesis se han hecho modelos analógicos y se ha realizado un análisis crítico de esta técnica y un estudio de la reproducibilidad de estos modelos.

- La modelización siempre tendrá limitaciones a pesar de la evolución y la mejora de las técnicas y de los materiales. Los modelos nunca representan la realidad geológica al 100%.
- En la modelización analógica falta un protocolo básico para cada tipo de modelos. Este protocolo facilitaría comparar los resultados obtenidos en distintos laboratorios.
- La modelización analógica debe ser sometida a un análisis crítico desde el punto de vista de la reproducibilidad. Si un modelo no es reproducible no es válido.
- Sin un análisis de reproducibilidad no es posible determinar la importancia de cada estructura. No se puede saber si la estructura es relevante o aparece de forma casual debido al azar o a un fallo en el montaje del experimento.

7.2.- EXPERIMENTOS A ESCALA CORTICAL

Los modelos a escala cortical presentados en este trabajo se han hecho para estudiar el efecto de la sedimentación sincinemática sobre una estructura unitaria compresiva que involucra varios niveles de despegue.

- Estos modelos a escala cortical presentan una reproducibilidad elevada. Para poder realizar un análisis cualitativo son necesarios 2 experimentos como mínimo y 5 experimentos para realizar un análisis cualitativo.
- En estos modelos el incremento del acortamiento se traduce en un incremento de la simetría de la estructura resultante.
- El parámetro fundamental en estos experimentos a escala cortical es la tasa de sedimentación sincinemática. Este parámetro determina la estructura resultante.
- Sin sedimentación ($R = 0$) la estructura resultante es asimétrica y la deformación se propaga hacia delante.
- Si hay sedimentación ($R = 1/2$ o 1) la estructura resultante es inicialmente asimétrica y tiende a adquirir una cierta simetría. Esta simetría se obtiene con la generación de cabalgamientos de vergencia opuesta.
- Si la sedimentación sincinemática es elevada, ($R = 2$) la estructura resultante es totalmente simétrica, debido a la presencia de fallas conjugadas.
- En sistemas compresivos donde las estructuras presentan flancos con buzamientos fuertes, donde las imágenes sísmicas no tengan buena, la modelización analógica es una buena herramienta para sugerir las posibles geometrías compatibles con el sistema y hará comprender la evolución de las estructuras. Ello facilitará una mejor interpretación de las líneas sísmicas.

7.3.- EXPERIMENTOS A ESCALA LITOSFÉRICA

Los modelos a escala litosférica presentados en este trabajo se han hecho para estudiar la extensión continental en situaciones donde se produce subducción comprimiendo paralelamente al margen oceánico-continental.

- Los modelos a escala litosférica presentan una reproducibilidad baja que no permite hacer un análisis cuantitativo. Para poder realizar un análisis cualitativo son necesarios 5 experimentos.
- El factor clave que condiciona la extensión continental es la relación de densidad entre las placas oceánica y continental.
- Para una relación de densidades elevada, la extensión aumenta con el tiempo independientemente del comportamiento del pistón.
- Para una relación mediana, la extensión es moderada mientras el pistón está en movimiento y cuando este se encuentra parado la extensión aumenta.
- Para una relación de densidades baja, no se produce extensión.

BIBLIOGRAFÍA

- Arcay, D., Tric E., Doin, M.-P., 2005. Numerical simulations of subduction zones: Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 133-153.
- Allemand, P., Brun, J.-P., Davy, P., Van Den Driessche, J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, 445-451.
- Balé, P., 1986. Tectonique cadomienne en Bretagne nord. Interaction décrochement chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Ph.D. thesis, Université de Rennes 1.
- Ballard, J.F., 1989. Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Ph.D. thesis, Université de Rennes 1.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.-N., Casas, A., Bourquin, S., 2002. Influence of syntectonic sedimentation on thrusts geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modeling. *Sedimentary Geology* 146, 91-104.
- Becker, T.W., Faccenna, C., O'Connell, R.J., Giardini, D., 1999. The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 15207-15226.
- Casas, A.M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K. Roman Berdiel, T., 2001. Analogue models of transpressive systems. *Journal of Structural Geology* 23, 733-743.
- Couzens-Schultz, B., Vendeville, B. Wiltschko, D., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology* 25, 1623-1644.
- Davy, Ph., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Dewey, J.F., 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. In: D.W. Strangway (Ed.), *The Continental Crust and its Mineral Deposits*, Geological Society of Canada Special Volume 20, 553-573.
- Dunn, J. F., Hartshorn, K. G., Hartshorn, P. W., 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the sub-Andean thrust belt of southern Bolivia. In: A. J. Tankard, R. Suárez S., H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62, 523-543.

- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P., Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins: Insights from laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 2749-2766.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V., 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 85–97.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.-P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M., Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International* 126, 781-795.
- Faugère, E., Brun, J.-P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences* 299, 365-370.
- Funicello, F., Faccenna, C., Giardini, D., 2004. Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: insights from laboratory experiments. *Geophysical Journal International* 157, 1393-1406.
- Funicello, F., Faccenna, C., Heuret, A., Lallemand, S., Di Giuseppe, E., Becker, T.W., 2008. Trench migration, net rotation and slab-mantle coupling. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 233-240.
- Gelabert Ferrer, B., Sàbat i Montserrat, F., Rodríguez-Perea, A., Fornós, J.J., 2004. On the origin of the North Pacific arcs. *Geologica Acta* 2, 203-212.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14, 93-100.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., Fornós, J., 2001. About the origin of the northern hemisphere Pacific arcs. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears* 44, 119-128.
- Gestain, V., Nalpas, T., Rouby, D., Barrier, L., 2004. Rôle des niveaux incompetents syncinématiques sur l'évolution des structures chevauchantes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 351-359.
- Giraud R., Limachi R., 2001. Pre-Silurian control in the genesis of the central and southern Bolivian fold belt. *Journal of South American Earth Science* 14, 665-680.

- Guillaume, B., Martinod, J., Espurt, N., 2009. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling. *Tectonophysics* 463, 167-174.
- Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., Lallemand, S., 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 473-483.
- Heuret, A., Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 31-51.
- Houseman, G.A., Gubbins, D., 1997. Deformation of subducted oceanic lithosphere. *Geophysical Journal International* 131, 535-551.
- Hyndman, R.D., Peacock, S.M., 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 417-432
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., and others. 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics* 597, 1-33.
- Juszczak, L., Fortuna, T., 2006. Rheology of selected Polish honeys, *Journal of Food Engineering* 75, 43-49.
- Jurdy, D.M., Stefanick, M., 1983. Flow models for back-arc spreading. *Tectonophysics* 99, 191-206.
- 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.
- Labaume, P., Moretti, I., 2001. Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from the Bolivian Sub-Andean Zone. *Journal of Structural Geology* 21, 1659-1675.
- 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.
- Malavieille, J. 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes, *Bulletin de la Société Géologique de France* 26, 129-138.

- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5, 227-245.
- Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C., Albarello, D., 2001. Back arc extension: Which driving mechanism? *Journal of the Virtual Explorer* 3, 17-45.
- Mantovani, E., Albarello, D., Tamburelli, C., Babbucci, D., Viti, M., 1997. Plate convergence, crustal delamination, extrusion tectonics and minimization of shortening work as main controlling factors of the recent Mediterranean deformation pattern. *Annali Geofisica* 40, 611-643.
- 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.
- Molnar, P., Atwater, T., 1978. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 41, 330-340.
- Moretti, I., Labaume, P., Sheppard, S.M.F., Boulègue, J., 2002. Compartmentalisation of fluid migration pathways in the sub-Andean Zone, Bolivia. *Tectonophysics* 348, 5-24.
- Nalpas, T., and Brun J.-P., 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics* 228, 349-362
- Nalpas, T., Györfi, I., Guillocheau, F., Lafont, F., Homewood, P., 1999. Influence de la charge sédimentaire sur le développement d'anticlinaux synsédimentaires. Modélisation analogique et exemples de terrain (Bordure sud du bassin de Jaca). *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 733-740.
- Nalpas, T., Gapais, D., Verges, J., Barrier, L., Gestain, G., Leroux, G., Rouby, D., Kermarrec, J.J., 2003. Effects of rate and nature of synkinematic sedimentation on the growth of compressive structures constrained by analogue models and field examples. *Geological Society of London Special Publication* 208, 307-319.
- Nikolaeva, K., Gerya, T.V., Marques, F.O., 2010. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115 (B3), doi: 10.1029/2009JB006549.
- Peacock, S.M., 1993. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chemical Geology* 108, 49-59.
- Pichot, T., Nalpas, T., 2009. Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modeling. *Tectonophysics* 473, 466-475.

- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes - An Integrated Approach*. Special Publication, vol. 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 110-124.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., Van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), *Sea-level Changes - An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Publication, 125-154.
- Recondo, M.P., Elizalde, B.E., Buera M.P., 2006. Modeling temperature dependence of honey viscosity and of related supersaturated model carbohydrate systems. *Journal of Food Engineering* 77, 126-134.
- Regard, V., Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., 2008. Laboratory experiments of slab break-off and slab dip reversal: insight into the alpine oligocene reorganization. *Terra Nova* 20, 267-273.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., 2005. Slab pull and indentation tectonics: insights from 3D laboratory experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 99-113.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., Thomas, J.-C., 2003. From subduction to collision: Control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B4), doi: 10.1029/2002JB001943.
- Ringwood, A.E., 1974. The petrological evolution of island arc systems. *Journal of the Geological Society, London* 130, 183-204.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, *Special Publications* 17, 1-74.
- Rodkin, M.V. and Rodnikov, A.G., 1996. Origin and structure of back-arc basins: new data and model discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 93, 123-131.
- Royden, L.H., 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics* 12, 303-325.
- Scholz, C.H., Campos, J., 1995. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 22103-22115.

- Schreurs, G., Buitter, S.J.H., Boutelier, D., Corti, G. Costa, E. Cruden, A.R., Daniel, J.M., Hoth, S., Koyi, H.A., Kukowski, N., Lohrmann J., Ravaglia A., Schlische R.W., Withjack M.O., Yamada Y., Cavozi C., Delventisette C., Elder Brady J.A., Hoffmann-Rothe A., Mengus J.M., Montanari D., Nilforoushan F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. in: Buitter, S.J.H. Schreurs G. (Eds.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*, Analogue benchmarks of shortening and extension experiments, 253, Geological Society, London, Special Publications 1-27.
- Sephehr, M., Coscove, J. W. Moieni, M. 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics* 427, 265-81.
- Sengör, A.M.C., Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181-241.
- Shemenda, A., Grocholsky, A.L., 1994. Physical modeling of slow seafloor spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 9137-9153.
- Smit, J.H.W., Brun, J.-P., Sokoutis, D., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature, in *Journal of Geophysical Research* 108, B10, 2480, doi: 10.1029/2002JB002190.
- Verges, J., Goodarzi, M. G. H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J., Gillespie, P., 2011. Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: Role of mechanical stratigraphy. In: K. McClay, J. Shaw, J. Suppe, (Eds.), *Thrust fault-related folding: AAPG Memoir* 94, 69-94.

1.- Introducción

1.1.- MOTIVACIÓN	3
1.2.- OBJETIVOS	4
1.3.- BREVE HISTORIA DE LA MODELIZACIÓN	4
1.4.-LIMITACIONES	8
1.5.-ESTRUCTURA DE LA TESIS	8
BIBLIOGRAFÍA	10

1.1.- MOTIVACIÓN

La principal motivación para realizar la tesis ha sido la de analizar diferentes procesos geológicos en sistemas compresivos a diferentes escalas, todo ello utilizando como herramienta la modelización analógica.

Las ciencias naturales se basan en la observación y en la experimentación. En el caso concreto de la geología la experimentación resulta especialmente complicada, ya que la única manera de tener cierto control es buscar casos donde podamos observar la misma estructura en diferentes etapas evolutivas (este sería el caso de los pliegues de la parte frontal de una cordillera, por ejemplo, Himalayas (Gansser, G., 1974; Srivastava, P., & Mitra, G., 1994; Sangode, S.J., Bloemendal, J., 2004) o Andes (Coutand et al., 1999; Diraison et al., 2000; Giraudo & Limachi, 2001; Moretti et al., 2002) o buscar estructuras distintas que han resultado del mismo proceso pero a partir de situaciones iniciales en que alguna variable fuese distinta, por ejemplo, los planetas del sistema solar (Goldreich et al., 2004).

En geología las hipótesis se plantean a partir de la observación del estado actual de las estructuras, ya que resulta imposible hacer observaciones a escala y tiempo geológicos. Se utiliza la modelización tanto numérica como analógica para estudiar el funcionamiento de los procesos y la evolución de las estructuras en espacio y tiempo. Esta herramienta está basada en reproducir versiones simplificadas de los procesos geológicos utilizando materiales comparables a los naturales. En esta tesis, los modelos se han diseñado a partir de un ejemplo concreto, pero sin intentar reproducirlo. Se ha intentado comprender cuál es el papel de cada parámetro y determinar su influencia en la evolución del proceso y en el resultado final. Uno de los puntos fuertes de la modelización es la posibilidad de repetir el mismo experimento varias veces cambiando solamente un parámetro para así comprobar su influencia en el resultado final.

En esta tesis, se han realizado modelos en sistemas compresivos tanto a escala cortical como a escala litosférica y se ha comprobado la reproducibilidad de los experimentos. El método científico según el Oxford English Dictionary es "un método o procedimiento que ha caracterizado la ciencia desde el siglo XVII, que consiste en la observación sistemática, medición y experimentación, y la formulación, análisis y modificación de las hipótesis". Se basa en dos pilares fundamentales que son la reproducibilidad y la refutabilidad. La reproducibilidad es la capacidad de repetir un determinado experimento, en cualquier lugar y por cualquier persona; esta es la razón por la cual hemos incidido en la repetibilidad. La refutabilidad está basada en que toda proposición científica tiene que ser susceptible de ser falseada o refutada; lo que implica que se pueden diseñar experimentos, que en el caso de dar resultados distintos a los predichos negarían la hipótesis puesta a prueba.

Inicialmente la tesis nació motivada por el objetivo del segundo capítulo, es decir, tratar de comprender mediante las técnicas de modelización analógica la influencia que ejerce sobre la subducción una compresión que le sea perpendicular. Posteriormente evolucionó hacia un contexto geológico más amplio, incluyéndose zonas compresivas a

escala cortical. Después de haber realizado estos modelos y de haber profundizado en el conocimiento y metodología de la modelización se vio que había una importante laguna con respecto a los estudios de repetibilidad y fiabilidad de los experimentos complejos de modelización analógica por lo que se decidió hacer un análisis crítico de esta metodología.

1.2.- OBJETIVOS

Esta tesis tiene como finalidad principal, analizar la capacidad de la modelización analógica para determinar la influencia de algunos parámetros sobre la evolución y formación de estructuras geológicas a diferentes escalas en ambientes compresivos.

Este objetivo puede ser dividido en tres: Modelización analógica en sistemas compresivos 1) a escala cortical, 2) a escala litosférica y 3) el estudio de la reproducibilidad de esta técnica.

A escala litosférica se pretende:

- Determinar cuáles son los parámetros que más influyen la subducción y la extensión trasarco en sistemas sometidos a compresión perpendicular al margen océano/continente (COB).
- Comparar los resultados obtenidos con un ejemplo natural.

A escala cortical se pretende:

- Determinar la importancia de la compresión y de la sedimentación, en la formación de estructuras con varios niveles de despegue.
- Predecir posibles estructuras para aquellas zonas donde no se pueda obtener sísmica de calidad.
- Comparar los resultados obtenidos con un ejemplo natural.

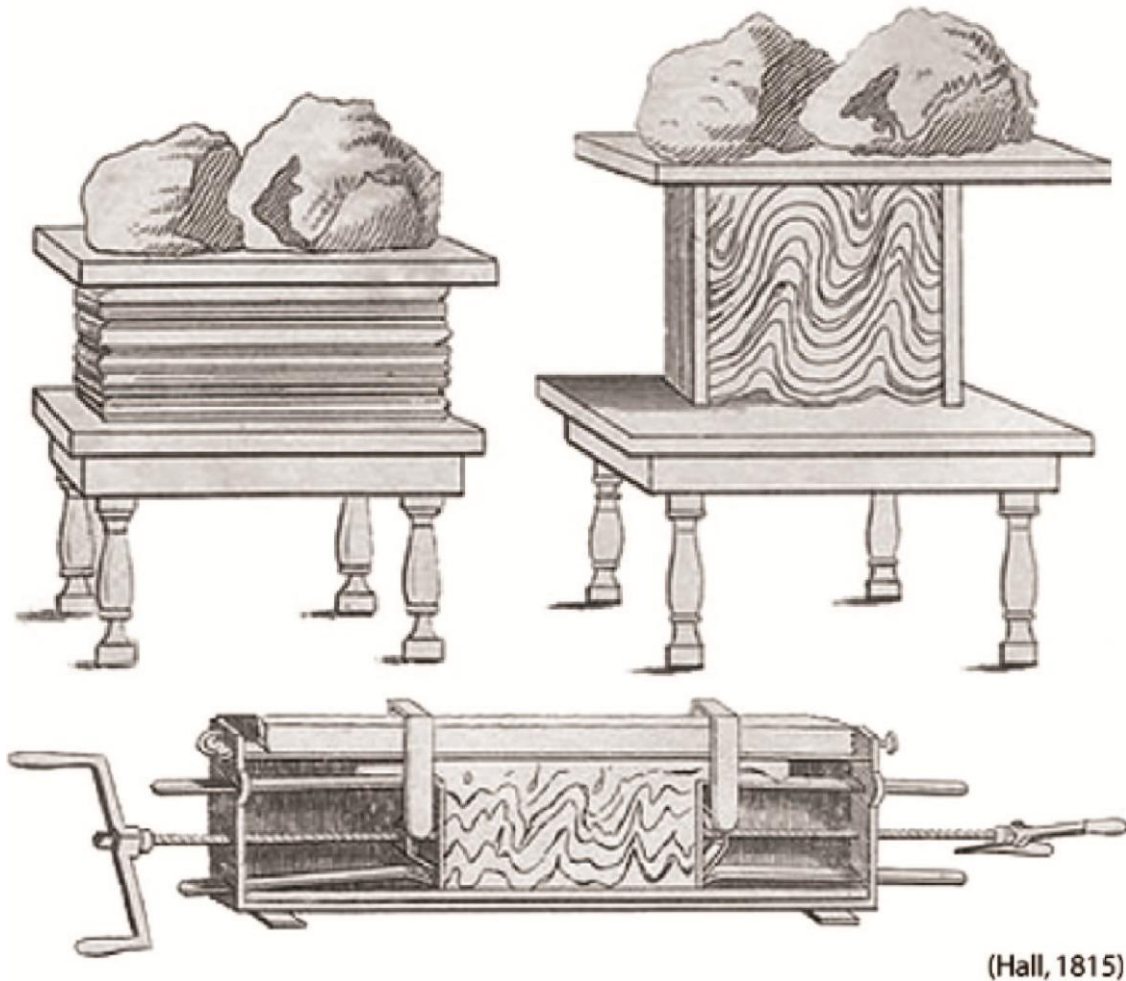
A nivel metodológico se pretende:

- Mejorar el conocimiento de las técnicas de modelización analógica.
- Exponer la problemática relacionada con estas técnicas, lo que incluye hacer un análisis de la reproducibilidad de los experimentos y de su fiabilidad.

1.3.- BREVE HISTORIA DE LA MODELIZACIÓN

La modelización analógica en geología es una técnica muy antigua. Los primeros experimentos fueron realizados en el siglo XIX, pero no fue hasta los inicios del siglo XX que se hicieron análisis del escalado de los modelos y los resultados de estos se pudieron comparar con la realidad.

Hall (1815) fue el primer geólogo que utilizó la modelización para explicar el origen de los pliegues y recalco la importancia del acortamiento horizontal. (Fig. 1.1)



(Hall, 1815)

Fig 1.1. Modelos realizados por Hall 1815, para estudiar el origen de los pliegues (Tomado de Gravelleau et al., 2012).

A partir de los años 1870, se fue popularizando la utilización de las técnicas de modelización. Por ejemplo, Daubrée (1878, 1879) estudió la formación de pliegues monocapa utilizando diferentes materiales y demostró que la longitud de onda de los pliegues está ligada al grosor y a la reología del material utilizado. Asimismo Daubrée (1878, 1879) construyó el primer modelo de génesis de cuñas orogénicas, utilizando ceras de colores. Durante el mismo periodo, Favre (1878a, b, c) ideó un nuevo mecanismo con el que realizó pliegues y fallas muy realísticos. Posteriormente Forchheimer (1883) realizó un modelo multicapa de arcilla y arena formando un prisma de acreción. Schardt (1884) realizó experimentos multicapa con arcilla y arena humedecida y determinó que los niveles más competentes controlan la formación de los pliegues. Cadell (1888) fue el primero que se planteó la importancia de escalar correctamente los modelos (Fig. 1.2), pero no fue hasta inicios del siglo XX cuando la

modelización analógica adquirió gran popularidad y se realizó un escalado que permitiera las comparaciones directas entre los modelos y la realidad.

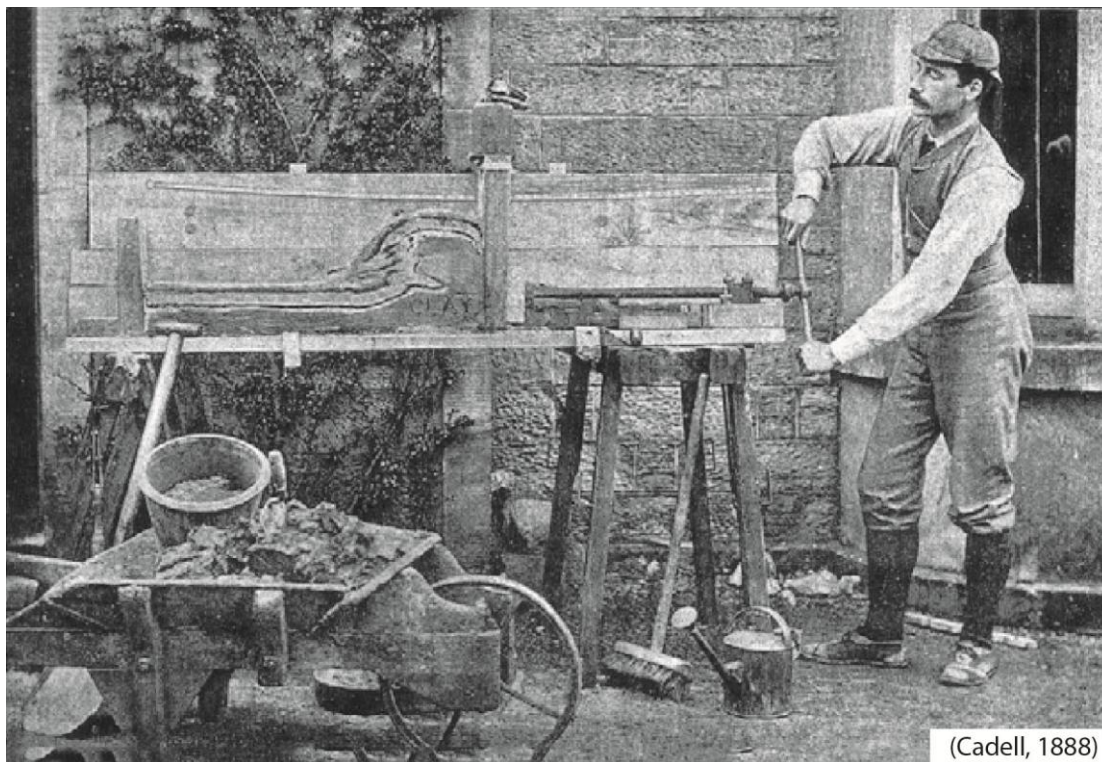


Fig 1.2. Modelo realizado por Cadell 1888, para investigar la formación de los pliegues (Tomado de Graveleau et al., 2012).

Del siglo XX cabe destacar los modelos de diapirismo de Parker & McDowell (1955), Ramberg (1967), Dixon (1974) y Vendeville & Jackson, (1992 a y b), los modelos de convección de Ramberg (1967) y Weijermars (1987), los modelos de pliegues de cizalla de Cobbold & Quinquis (1980). También se realizaron modelos de fallas normales con diferentes geometrías (McClay & Ellis, 1987 a y b; Vendeville & Cobbold, 1988), modelos de indentación tectónica (Tapponnier et al., 1982) (Fig. 1.3), modelos de cuñas orogénicas (Davis et al., 1983; Mulugeta & Koyi, 1987; Colletta et al., 1991; Dixon & Liu, 1992) y modelos de subducciones (Shemenda & Grocholsky, 1992; Faccenna et al., 1996).

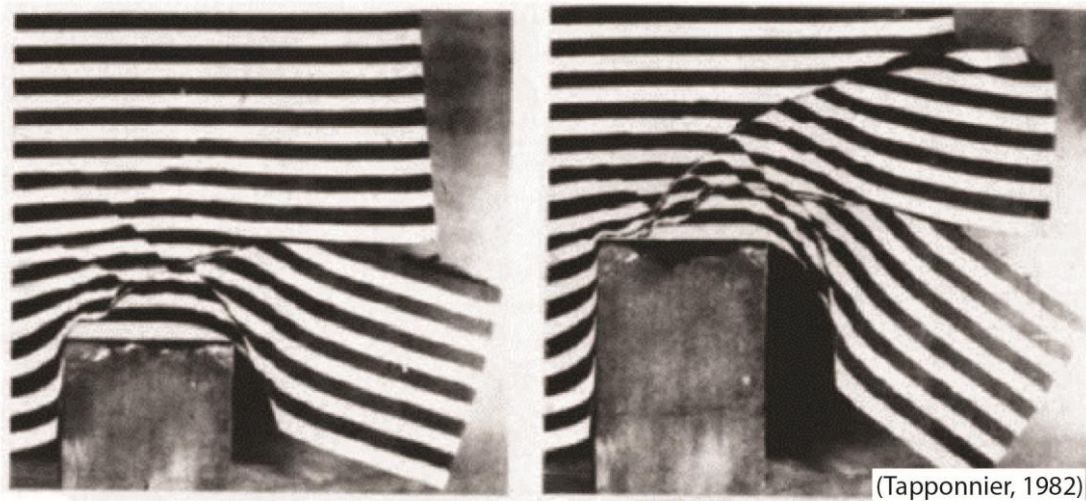
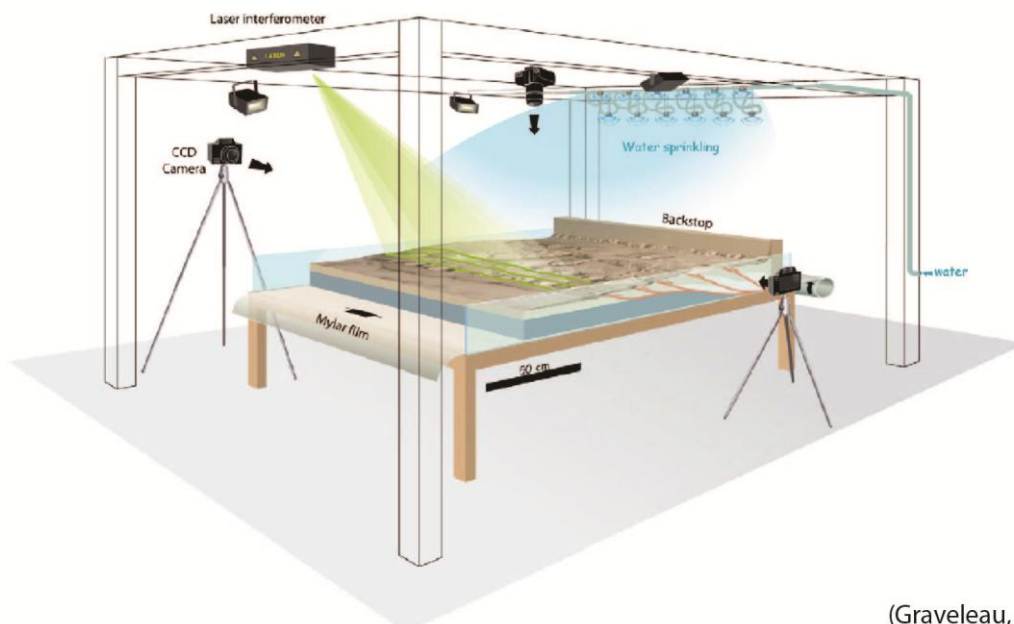


Fig 1.3. Modelo realizado por Tapponnier 1982, Muestra dos estadios sucesivos para estudiar la indentación tectónica, pistón se desplaza en a) 3.5 cm y en b) 6.3 cm en b (Tomado de Tapponnier et al., 1982).

En el siglo XXI se han modelizado procesos tales como la interacción entre tectónica, erosión y sedimentación (Graveleau et al., 2008) (Fig. 1.3) y la influencia de la sobrepresión de fluidos en la maduración de materia orgánica (Cobbold et al., 2013), entre otros.



(Graveleau, 2008)

Fig 1.4. Modelo realizado por Graveleau 2008, Muestra el aparato experimental utilizado para estudiar la evolución morfológica de un cinturón de cabalgamientos activos (Tomado de Graveleau et al., 2008).

1.4.-LIMITACIONES

Los modelos analógicos son simplificaciones de los casos naturales y permiten analizar los procesos geológicos que no han podido ser comprendidos en profundidad solo a partir de los datos geológicos.

Algunas limitaciones son: a) no se dispone de materiales análogos suficientes para representar a todos los existentes en la naturaleza, b) los modelos analógicos son estáticos y una vez contruidos no podemos variar las densidades o viscosidades de los materiales y no podemos simular las reacciones químicas que se producen en la naturaleza, c) los gradientes geotérmicos son difícilmente representables y d) la reproducibilidad no está bien definida.

Actualmente los modelizadores intentan reproducir unas determinadas estructuras observadas en la naturaleza, pero no se detienen a analizar si los modelos realizados son reproducibles o no.

1.5.-ESTRUCTURA DE LA TESIS

El núcleo de esta tesis está constituido por de tres artículos científicos y cada uno de ellos es un capítulo. Estos capítulos están presentados en inglés, mientras que los demás están presentados en castellano.

La tesis ha sido estructurada de la siguiente manera:

El **Capítulo 1** presenta la introducción que está compuesta por la motivación, los objetivos, una breve historia de la modelización y la descripción de la estructura de la tesis.

El **capítulo 2** está constituido por la publicación científica: Driehaus, L., Nalpas, T., Ballard J.-F.. Interaction between deformation and sedimentation in a multidécollement thrust zone: analogue modelling and application to the Sub-Andean thrust belt of Bolivia. Enviado a Journal of Structural Geology en Junio del 2013 y en curso de revisión. Este artículo presenta una serie de modelos analógicos realizados para comprobar la evolución de una única estructura perteneciente a un sistema de pliegues y cabalgamientos. Esta estructura está sometida a sedimentación sincinemática durante la compresión y con presencia de dos niveles de despegue precinematicos. La estructura resultante es asimétrica en el caso de poca sedimentación y poco acortamiento compresivo, y su simetría aumenta cuando la sedimentación sincinemática y el acortamiento aumentan. Los resultados se han aplicado al Subandino boliviano.

El **capítulo 3** está constituido por la publicación científica: Driehaus, L., Nalpas, T., Gelabert, B., Sàbat, F., Cobbold, P.. Effects of margin-parallel shortening and density contrasts on back-arc extension during subduction: experimental insights and possible application to Anatolia. Enviado a Tectonophysics en diciembre del 2012 y aceptado (in press). Este artículo presenta una serie de modelos analógicos realizados para investigar los parámetros que influyen la subducción y la extensión trasarco. Cada modelo

consiste en dos placas adyacentes compuestas de arena y silicona, que simulan una placa continental y otra oceánica. Estas placas están flotando sobre miel que simula la astenósfera. Los parámetros estudiados son: (1) la velocidad de convergencia, (2) el tamaño del pistón y (3) la diferencia de densidades entre las placas continental y oceánica. Esta diferencia de densidades es el parámetro clave para explicar la extensión trasarco, y cuanto menor es esta diferencia menor es la extensión que se produce. El caso natural donde se han aplicado estos modelos es Anatolia.

El **capítulo 4** está constituido por la publicación científica: Driehaus, L., Nalpas, T., Ballard J.-F., Sàbat, F., Gelabert, B.. Analogue modelling of compressive systems: reproductibility and limitations. Actualmente en preparación, será enviado a Tectonophysics en Octubre del 2013. Este artículo presenta una serie de modelos analógicos a diferentes escalas. Los de escala cortical simulan estructuras compresivas de antepais y los de escala litosférica simulan la deformación de la placa continental en zonas de subducción. Estos modelos se han realizado para estudiar la reproducibilidad y las limitaciones de la modelización analógica. Los parámetros que pueden influenciar los resultados son (i) la heterogeneidad de los materiales, (ii) la técnica de construcción del modelo, (iii) posibles problemas cuando el experimento está en marcha y (iv) la heterogeneidad natural de la deformación y (v) la localización de la observación. Los resultados muestran que no todos los modelos tienen la misma reproducibilidad, los experimentos a escala cortical permiten análisis cuantitativos mientras que los de escala litosférica solo permiten análisis cualitativos.

En el **capítulo 5** se presenta una discusión general. Ésta se divide en reflexiones generales, reflexiones específicas para cada tipo de modelo y perspectivas de futuro.

La modelización analógica como técnica tiene mucho que aportar a la geología y es una herramienta complementaria de otros métodos de estudio.. Una cuestión importante es la reproducibilidad de los modelos. No todos los tipos de modelos analógicos presentan la misma reproducibilidad. Un punto débil es la falta de un protocolo básico para cada tipo de experiment.

Con la aparición de los modelos numéricos parecía que los modelos analógicos iban a caer en desuso, pero esto no ha sido así, debido a algunos puntos fuertes, como es el carácter didáctico de los experimentos, la utilización de los materiales análogos o la facilidad de simular heterogeneidades mecánicas de los materiales. De hecho en los últimos años tanto en el ámbito académico como en la industria del petróleo se continúa recurriendo a ellos, y se están abriendo nuevos laboratorios alrededor del mundo. El futuro está abierto a nuevos materiales analógicos y a nuevas tecnologías.

En el **capítulo 6** se presentan las conclusiones.

BIBLIOGRAFÍA

- Agarwal, K.K., Agrawal, G.K., 2002. Analogue sandbox models of thrust wedges with variable basal frictions. *Gondwana Research* 5, 641-647.
- Cadell, H.M., 1888. Experimental researches in mountain building. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 35, 337-357.
- Cobbold, P.R., Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology* 2, 119-126.
- Cobbold, P.R., Zanella, A., Rodrigues, N., Løseth, H., 2013. Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. *Marine and Petroleum Geology* 43, 1-20.
- Colletta, B., Letouzey, J., Ballard, J.F., Balle, P., 1991. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: examples of thin-skinned thrust systems. *Geology* 19, 1063-1067.
- Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E. A., Miller, M., 1999. Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes (49°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 1-15.
- Daubrée, G.A., 1878. Expériences tendant à imiter des formes diverses de ploiements, contournements et ruptures que présente l'écorce terrestre. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences* 86, 733-739, 864-869 & 928-931.
- Daubrée, G.A., 1879. *Etudes synthétiques de Géologie Expérimentale*. Dunot, Paris. Part 1, 478, Part 472, 350.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88, 1153-1172.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Le Corre, C. 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics* 316, 91-119.
- Dixon, J.M., 1974. A new method of determining finite strain in models of geological structures. *Tectonophysics* 24, 99-114.
- Dixon, J.M., Liu, S., 1992. Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, 53-70.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.-P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M., Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International* 126, 781-795.

- Favre, A., 1878a. Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences T86, 1092-1095.
- Favre, A., 1878b. Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie. La Nature: Archives des sciences physiques et naturelles 246, 278-283.
- Favre, A., 1878c. The formation of mountains. Nature 19, 103-106.
- Forchheimer, P., 1883. Über sanddruck und Bewegungerscheinungen im innerentrockenen sandes. Tübingen, Aachen. 53 pp.
- Gansser, G., 1974. Alpine - Himalayan Orogens. Geological Society, London, Special Publications 4, 267-278.
- Giraud R., Limachi R., 2001. Pre-Silurian control in the genesis of the central and southern Bolivian fold belt. Journal of South American Earth Science 14, 665-680.
- Goldreich, P., Lithwick, Y., Sari, R., 2004. Final Stages of Planet Formation. The Astrophysical Journal 614, 497.
- Graveleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental modelling of orogenic wedges: A review. Tectonophysics 538-540, 1-66.
- Graveleau, F., Dominguez, S., Malavieille, J., 2008. A new analogue modelling approach for studying interactions between surface processes and deformation in active mountain belt piedmonts. In: Corti, G. (Ed.), GeoMod 2008 Third International Geomodelling Conference. Bolletino di Geofisica teorica ed applicata, Villa la Pietra, Firenze, Italy, 501–505.
- Hall, J., 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 7, 79–108.
- McClay, K.R., Ellis, P.G., 1987a. Analogue models of extensional fault geometries. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics: Geological Society, London, Special Publications, 109-125.
- McClay, K.R., Ellis, P.G., 1987b. Geometries of extensional fault systems developed in models experiments. Geology 15, 341-344.
- Moretti, I., Labaume, P., Sheppard, S.M.F., Boulègue, J., 2002. Compartmentalisation of fluid migration pathways in the sub-Andean Zone, Bolivia. Tectonophysics 348, 5-24.
- Mulugeta, G., Koyi, H., 1987. Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. Geology 15, 1052–1056.

- Parker, T.J., McDowell, A.N., 1955. Model studies of salt-dome tectonics. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 39, 2384-2470.
- Ramberg, H., 1967. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 14, 307-329.
- Sangode, S.J., Bloemendal, J., 2004. Pedogenic transformation of magnetic minerals in Pliocene–Pleistocene paleosols of the Siwalik Group, NW Himalaya, India, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 212, 95-118.
- Schardt, H., 1884. Geological studies in the Pays-D'Enhaut Vaudois. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles* 20, 139-167.
- Shemenda, A.I. Grocholsky, A.L. 1992. Physical modeling of lithosphere subduction in collision zones. *Tectonophysics* 216, 273-290.
- Srivastava, P., Mitra, G., 1994. Thrust geometries and deep structure of the outer and lesser Himalaya, Kumaon and Garhwal (India): Implications for evolution of the Himalayan fold-and-thrust belt, *Tectonics* 13, 89-109.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.-Y., Armijo, R., Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10, 611-616.
- Vendeville, B.C., Cobbold, P.R., 1988. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *Journal of Structural Geology* 10, 649-659.
- Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., 1992a. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology* 9, 354-371.
- Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., 1992b. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology* 9, 331-354.
- Weijermars, R., 1986. Flow behavior and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics* 124, 325-358.

2.- Interaction between deformation and sedimentation in a multidécollement thrust zone: analogue modelling and application to the Sub-Andean thrust belt of Bolivia

ABSTRACT	15
2.1.- INTRODUCTION.....	15
2.2.- EXPERIMENTAL PROCEDURE.....	16
2.3.- ANALOGUE RESULTS.....	19
2.3.1.- SHORTENING WITHOUT SEDIMENTATION $R = 0$ (FIG. 2.3A, BODE 19).....	20
2.3.2.- SHORTENING WITH SYNKINEMATIC SEDIMENTATION AND EROSION $R = 1/2$, $E = 1/4$ (FIG. 2.3B, BODE 10)	21
2.3.3.- SHORTENING WITH SYNKINEMATIC SEDIMENTATION $R = 1$ (FIG. 2.3C, REPA 9).....	22
2.3.4.- SHORTENING WITH SYNKINEMATIC SEDIMENTATION $R = 2$ (FIG. 2.3D, BODE 11)	23
2.3.5.- EVOLUTION OF STRUCTURE UPLIFT (FIG. 2.4)	26
2.4.- DISCUSSION.....	27
2.4.1.- INFLUENCE OF THE INITIAL MECHANICAL STRATIGRAPHY	27
2.4.2.- INFLUENCE OF THE AMOUNT OF SHORTENING	28
2.4.3.- INFLUENCE OF SYNKINEMATIC SEDIMENTATION	29
2.5.- COMPARISON WITH NATURAL EXAMPLES	31
2.6.- CONCLUSIONS	35
REFERENCES	36

ABSTRACT

Fold and thrust belts are influenced by the presence of décollement levels, the amount of shortening, and the amount of synkinematic sedimentation. These parameters have been studied at the thrust belt scale using a field approach, as well as analogue and numerical modelling. The effect of synkinematic sedimentation with one décollement level has been studied at the scale of a single structure, and only one study has addressed the effect of synkinematic sedimentation with two décollement levels. Here we used analogue modelling to test the evolution of a single structure during sedimentation in a domain presenting two prekinematic décollement levels. The evolution of these experiments shows that the expression of the deformation is very dependent on the sedimentation ratio: either (i) the structure propagates forward in an overall asymmetric shape if the sedimentation ratio is lower than the uplift velocity, or (ii) the structure increases vertically and its vergence changes with development in the opposite direction if the sedimentation ratio is similar to the uplift velocity, or (iii) the structure is very symmetric at the surface and at depth, with associated uplift if the sedimentation ratio is higher than the uplift velocity. The results of the experiments were compared to the Subandean thrust belt in order to aid the seismic interpretation.

2.1.- INTRODUCTION

The deformation observed in a compressive system such as fold and thrust belts is influenced by the presence of décollement levels (e.g. Dunn et al., 1995; Labaume and Moretti, 2001; Seppehr et al., 2006; Verges et al., 2011), which present a low basal friction related to their lithology (marl, shale, coal and evaporite) and/or to overpressure conditions (e.g. Cobbold et al., 2009).

These systems have been investigated by analogue studies, showing the importance of the basal angle of the wedge and the shortening rate (e.g. Smit et al., 2003), the importance of décollement levels in coupling or decoupling (e.g. Couzens-Schulz et al., 2003; Massoli et al., 2006) and the importance of synkinematic sedimentation (Leturmy et al., 2000).

Only a few studies have investigated the relationship between deformation and sedimentation at the structural scale using analogue modelling with only one prekinematic ductile layer (Nalpas et al., 1999; Casas et al., 2001; Barrier et al., 2002;

Nalpas et al.; 2003; Gestain et al., 2004). At the scale of a single structure with two prekinematic ductile layers, only one study has been carried out (Pichot and Nalpas 2009). Thus, the vergence of the thrust, the localization of the deformation, the relationship between structuration at depth and at the surface, and the effect of mass transfer are still in debate.

The aim of this paper is to use analogue modelling to study the creation and evolution of one compressive structure with a mechanical stratigraphy presenting two major prekinematic décollement levels in relation to (i) the amount of shortening and (ii) the synkinematic rate of mass transfer. The results of this experimental approach were based on and compared with field examples (e.g. Subandean thrust-belt).

2.2.- EXPERIMENTAL PROCEDURE

The modelling techniques used in this study are similar to those classically used for brittle-ductile experiments in the Laboratory of Experimental Tectonics of Géosciences Rennes (Université de Rennes 1, France) and which have been described in previous studies (e.g. Balé, 1986 for the use of velocity discontinuity (VD); Faugère and Brun, 1984 for the use of silicone and sand; Davy and Cobbold, 1991 for scaling). Brittle layers (pre- and synkinematic) were represented by sand, with an angle of internal friction ranging around 30-35° (Krantz, 1991) and a density (ρ) of approximately 1,5 g/cm³. The weak ductile layer, such as salt, clay, marl or coal, was represented by silicone putties: pink silicone putty 70 009 (Rhône Poulenc, France) with a viscosity (μ) around 10⁴ Pa·s at 20°C and a density (ρ) close to 1,4 g/cm³, and transparent silicone putty SGM 36 (Dow Corning, USA) with a viscosity (μ) around 10⁴ Pa·s at 20°C and a density (ρ) close to 1,0 g/cm³.

The experimental apparatus consisted of a wall screwed to a rigid basal fixed plate, on one side, over which a wall fixed to a thin basal mobile plate was pushed at a constant rate on the other side (Fig. 2.1a). The limit of the basal mobile plate induces a velocity discontinuity (VD) at the base of the model, which localizes the deformation (cf. Malavielle, 1984; Balé, 1986; Allemand et al., 1989; Ballard, 1989). The model was set in a 100 x 60 x 20 cm sandbox, wide enough to achieve a relatively large amount of shortening without border effects and which allowed the experiment to be cut several times after each phase of deformation.

In order to make comparisons with natural examples such as the Bolivian Subandean, where several décollement levels are present, we chose a four-layer brittle-ductile system with ductile and brittle material that is thicker in the lowermost layers than in the uppermost layers. The prekinematic pile of the models was made up of, from bottom to top: 1 cm of purple silicone (lower décollement level); 1.2 cm of black and white sand; 0.8 cm of transparent silicone (middle décollement level); and 3 cm of black and white sand composed of two 1.5 cm layers separated by a thin layer of 0.3 cm of silicone in order to allow flexural slip (Fig. 2.1a). The synkinematic pile of the models was comprised of black and white sand of different thicknesses. In order to simulate synkinematic mass transfer, sedimentation and erosion were simulated. Different sedimentation modes were chosen to represent the possible sedimentation modes within natural basins (Fig. 2.1b). Sedimentation, using fresh sand (blue and white), was continuously sprinkled manually onto the model during the shortening (Barrier et al., 2002). Erosion was performed by removing sand with a vacuum cleaner. The limit between erosion and sedimentation corresponds to a base level in a stratigraphic sense (Posamentier et al., 1988 a and b) which means that the system is in erosion above the base level, whereas is in transit along it and it is in sedimentation below it.

The lower and the middle silicone layers represent potential décollement levels, while the sand layers represent brittle prekinematic formations. The geometric and dynamic scaling of these models are presented in Table 1. The scale ratio and stress ratio between the model and nature have the same order (10^{-5}), and the velocity in the model corresponds to the observed velocity in nature (see Table 2.1). The piston's displacement velocity, mobile basal plate, wall, and associated VD is 1 cm/h. Photographs of the model surface were taken at regular time intervals in order to observe the development of the structure. Brittle sand layers were made up of various colours (black and white for the prekinematic layers, blue and white for the synkinematic layers) in order to highlight the structures and to observe them on the photographs. The colour of the sand does not modify its behaviour. After deformation, the internal structure and lateral evolution were observed on a series of cross-sections cut parallel to the compression direction (perpendicular to the VD). The experiments were conducted in three steps: first, a compression of 5 cm and the creation of cross-sections in the first third of the experiment; second, a compression of 2.5 cm more in order to reach a total of 7.5 cm of shortening and the creation of cross-sections in the

second third of the experiment; and third, a compression until 10 cm of shortening and the creation of cross-sections in the rest of the experiment. The deformation is not affected by the stopping of the motor between two steps. Twenty experiments were performed to constrain the model and to test the reproducibility, but only four experiments are presented below.

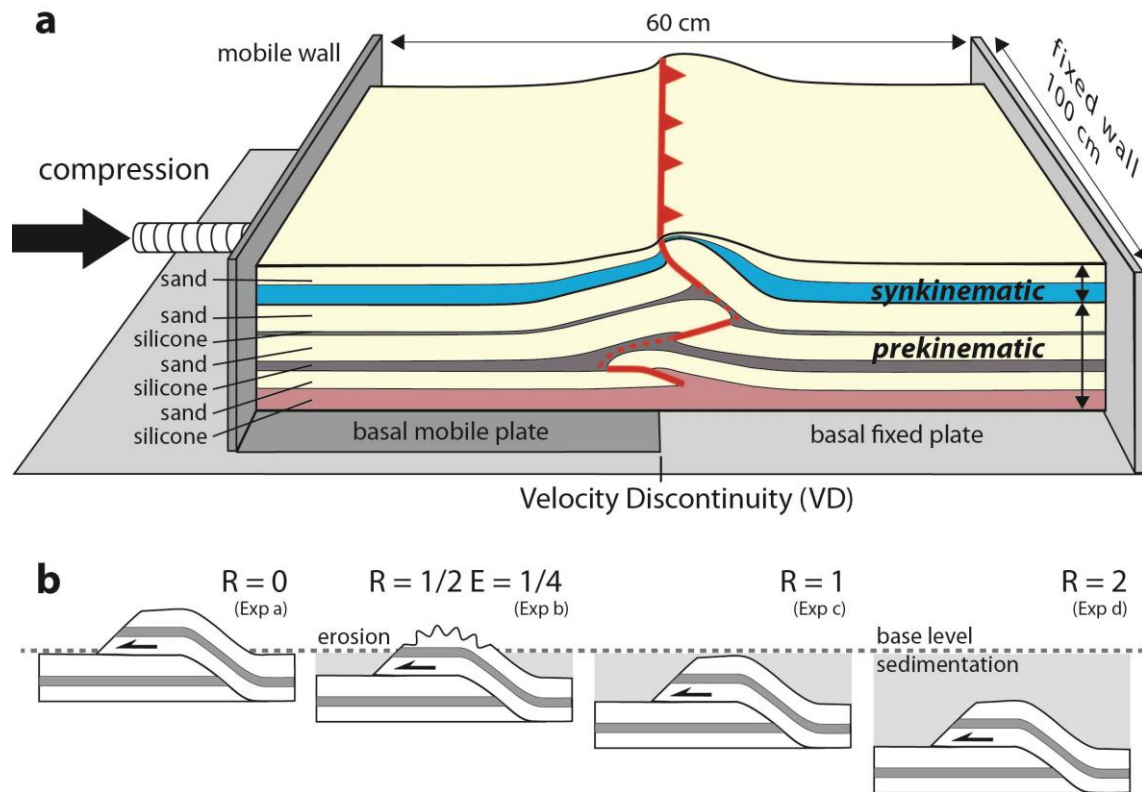


Fig. 2.1: (a) Experimental apparatus and (b) sketch of the homogeneous and local synkinematic sedimentation depositions. R is the ratio between the velocity of the sedimentation: V_s , and the velocity of the structure uplift: V_u ($R = V_s/V_u$, see Barrier et al., 2002). E is the ratio between the velocity of erosion: V_e , and the velocity of the structure uplift: V_u ($E = V_e/V_u$).

	L	g	ρ	μ	V	t	σ
	(m)	(m/s ²)	(kg/m ³)	(Pa·s)	(m/s)	(s)	(Pa)
Nature	1000	9.81	2300	2×10^{17}	3.2×10^{-10}	3.1×10^{12}	2.2×10^7
	(1 km)				(± 1 cm/year)	(1 Ma)	
Model	0.01	9.81	1400	1400	2.7×10^{-06}	3.6×10^3	1.3×10^2
	(1 cm)				(1 cm/h)	(10 h)	
Model/nature ratio	10^{-05}	1	0.6	7×10^{-15}	8.7×10^3	1.1×10^{-9}	6.1×10^6

Table 2.1: Scaling parameters.

2.3.- ANALOGUE RESULTS

The structure of the silicone/sand pile of the models was made of several brittle-ductile layers. In order to simplify the description of the model, we use the following terminology, from bottom to top (Fig. 2.2). The layers deposited before deformation are called prekinematic and the layers deposited during deformation are called synkinematic.

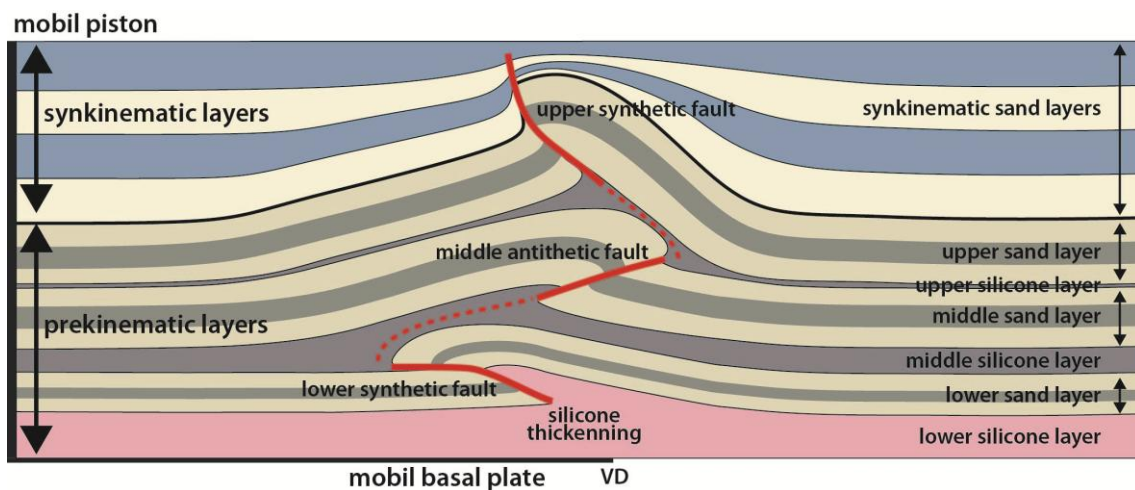


Fig. 2.2: Cross-section showing the terminology used in the description of the experiments.

The prekinematic layers, from bottom to top, are called: lower silicone layer; lower sand layer; middle silicone layer; middle sand layer; upper silicone layer; upper sand layer. The synkinematic layers are called synkinematic sand layers.

The reverse fault will be called according to the name of the sand layers affected and according to their geometry related to the VD that induces shear displacement (Ballard, 1989), and thus a synthetic reverse fault occurs when the hanging wall moves in a direction that is opposite to the mobile plate and piston. On the contrary, an antithetic reverse fault is characterized by the hanging wall moving in the same direction of the mobile plate and piston. Therefore, as seen in Figure 2.2, the reverse fault will be called, from bottom to top: lower synthetic fault; middle antithetic fault; upper synthetic fault. A colour code of the faults is used in order to highlight the movement of the faults: green for an active fault only at the beginning of the deformation, red for an active fault during the deformation and yellow for an active fault at the end of the deformation. (Fig. 2.3).

2.3.1.- SHORTENING WITHOUT SEDIMENTATION $R = 0$ (FIG. 2.3A, BODE 19)

The major characteristic of the experiment is the same synthetic vergence of all reverse faults, and the propagation of the deformation forwards, in the direction of the piston. Overall, the experiment is asymmetric.

More precisely:

- After 5 cm of shortening (Fig. 2.3a1), the lower and middle sand layers are affected by a synthetic fault-bend fold; this geometry is caused by a slight penetration of the lower and middle sand layers into the middle and upper silicone layers, respectively. The upper sand layer is affected by a synthetic fault-propagation fold, which has a nearly horizontal dip.

- After 7.5 cm of shortening (Fig. 2.3a2), the deformation in the lower sand layer remains similar, the anticline formed by this sand layer is amplified related to an accumulation of silicone in a ridge in the lower silicone layer near the VD. The middle synthetic fault-bend fold grows in size and has rotated anticlockwise. The upper synthetic fault-propagation fold is still active and, forward, a pop-up structure develops. This pop-up partially accommodates the shortening in the upper sand layer (in yellow in Fig. 2.4a2).

- After 10 cm of shortening (Fig. 2.3a3), in the lower sand layer, the synthetic fault-bend fold has rotated anticlockwise and is not longer active. In addition, a new synthetic reverse fault is created forward (in yellow in Fig. 2.4a3). The middle synthetic fault-bend fold is not more active and continues its anticlockwise rotation. The upper synthetic fault-propagation fold is still active like the associated pop-up structure. The sand layers are affected by an amplification of the folding.

2.3.2.- SHORTENING WITH SYNKINEMATIC SEDIMENTATION AND EROSION

$R = 1/2$, $E = 1/4$ (FIG. 2.3B, BODE 10)

The major characteristic of the experiment is the change in the vergence of the deformation after 7.5 cm of shortening in the middle and upper layers. A new middle and upper reverse synthetic growth fault cuts the previous antithetic middle and upper reverse growth fault. At the same time, the lower reverse synthetic fault keeps the same vergence.

More precisely:

- After 5 cm of shortening (Fig. 2.3b1), the lower sand layer is affected by a synthetic fault-bend fold. The flat geometry of this fault is induced by the penetration of the sand inside the middle silicone layer. The middle and upper sand layers are affected by an antithetic fault propagation fold. Firstly, the middle antithetic reverse fault has a fault-bend fold geometry with a slight penetration of the middle sand layer into the upper silicone layer and then propagates with a higher dip in the upper sand layer. The upper sand layer is slightly eroded on the crest of the ramp anticline. The sediments deposited during the deformation show onlap geometry on the hanging wall of the upper fault propagation fold, and toplap geometry below the base of the reverse fault in the footwall.

- After 7.5 cm of shortening (Fig. 2.3b2), the brittle deformation observed is similar to that for 5 cm of shortening with the same synthetic fault-bend fold and antithetic fault propagation fold. The lower synthetic fault-bend fold shows a large penetration of the sand inside the middle silicone layer without anticline amplification. An amplification of the middle and upper anticline occurs mainly due to the thickening of the middle silicone layer. At the same time as this amplification, the middle and upper antithetic reverse fault is deformed with a higher dip at its base and lower dip at its top. The

erosion of the anticline only affects the upper sand layer. The sediments deposited during the deformation show the same global geometry as for 5 cm of shortening with more deformation on the hanging wall, and typical growth-strata geometry on the footwall.

- After 10 cm of shortening (Fig. 2.3b3), a synthetic reverse fault, growing from the middle silicone layer to the synkinematic sand with an constant dip, cuts the previous antithetic fault propagation fold. This produces an overall inversion of the vergence of the deformation. The previous antithetic fault propagation fold is cut and displaced passively on the hanging wall of the newly formed synthetic reverse fault. The sediments deposited during the growing of this synthetic reverse fault show onlap geometry on its hanging wall and seal the previous antithetic fault propagation fold. They show toplap geometry below the base of this synthetic reverse fault in the footwall. Thus, looking at the synkinematic sand sedimentation geometry, it is possible to specify when the vergence of the growth structures changed during the shortening. The lower sand layer penetrates deeply into the middle silicone layer through a reverse fault that is still active (in red in Fig. 2.3b3). An incipient antithetic reverse fault affects the lower silicone layer (in yellow in Fig. 2.3b3). This fault is deformed and all the anticlines are amplified related to an accumulation and thickening of the silicone in the lower and middle silicone layers near the VD.

2.3.3.- SHORTENING WITH SYNKINEMATIC SEDIMENTATION $R = 1$ (FIG. 2.3C, REPA 9)

The major characteristic of the experiment is that, first, all the sand layers are affected by reverse faults with opposite vergence in a typical fishtail structure, and finally, at the end of the shortening, the deformation becomes more symmetric.

More precisely:

- After 5 cm of shortening (Fig. 2.3c1), the lower sand layer is affected by a synthetic fault-bend fold. This geometry of the fault is induced by the penetration of the sand inside the middle silicone layer. The middle sand layer is affected by an antithetic fault-bend fold, with a slight penetration of the middle sand layer into the upper silicone layer. The upper sand layer is affected by a synthetic fault propagation fold high dipping with an incipient antithetic reverse fault on its hanging wall. This fault organization

with opposite vergence is typical of a fishtail structure. The sediments deposited during the deformation show onlap geometry on the hanging wall of the upper fault propagation fold, and toplap geometry below the base of the reverse fault in the footwall.

- After 7.5 cm of shortening (Fig. 2.3c2), the brittle deformation observed is similar to that for 5 cm of shortening with the same synthetic and antithetic reverse faults for the lower and middle sand layers. The lower synthetic fault-bend fold shows a large penetration of the sand inside the middle silicone layer. The growth of the middle antithetic fault-bend fold stopped and a new antithetic reverse fault is created and cuts the upper sand layer and affects the synkinematic sand. The previous synthetic fault propagation fold affecting the upper sand layer is cut and displaced passively on the hanging wall of the newly formed antithetic reverse fault. The sediments deposited during the growing of this antithetic reverse fault show onlap geometry in the direction of the anticline crest on both sides and this geometric organization of the sediments is not clearly discriminant for the thrust vergence .

- After 10 cm of shortening (Fig. 2.3c3), the lower synthetic fault-bend fold penetrates deeply into the middle silicone layer without anticline growth. The growth of the middle antithetic fault-bend fold continues until it is cut by new synthetic reverse faults. These faults have no constant dip, the middle reverse fault is nearly horizontal, and the upper reverse fault is nearly vertical at its base to 35° - 40° at its top. The amplification of the structures in the centre of the experiment occurred in association with a verticalization of the prekinematic layers. Because of the double vergence of the faults in the upper sand layer, the geometry of the sediments shows onlap in the direction of the anticline crest and they are not clearly discriminant for the thrust vergence.

2.3.4.- SHORTENING WITH SYNKINEMATIC SEDIMENTATION $R = 2$ (FIG. 2.3D, BODE 11)

The major characteristic of the experiment is that, first, all sand layers are affected by reverse faults with opposite vergence in a typical fishtail structure, and finally, at the end of the shortening, the deformation becomes completely symmetric.

There are reverse faults near the piston in the upper sand layers. These faults are due to border effects at the beginning of the shortening, which we will not take into account.

More precisely:

- After 5 cm of shortening (Fig. 2.3d1), the lower sand layer is affected by a synthetic fault-bend fold. This geometry of the fault is induced by a penetration of the sand inside the middle silicone layer. The middle sand layer is affected by an antithetic fault-bend fold, with a slight penetration of the middle sand layer into the upper silicone layer and it pushes the upper sand layer in order to create an incipient reverse antithetic fault. The upper sand layer is affected by a synthetic reverse growth fault (low dipping at its base and high dipping at its top) with an incipient antithetic reverse fault on its hanging wall. This fault organization with opposite vergence is typical of a fishtail structure but in this case, there is less folding and uplift than previously observed (Fig. 2.3c1). The sediments deposited during the deformation show a progressive decrease in the thickness of the hanging wall in the direction of the upper synthetic reverse fault, and with a nearly isopach geometry on its footwall.

- After 7.5 cm of shortening (Fig. 2.3d2), the brittle deformation observed is similar to that for 5 cm of shortening with the same synthetic and antithetic reverse faults. The lower synthetic fault-bend fold shows a large penetration of the sand inside the middle silicone layer. The growth of the middle antithetic fault-bend fold pushes the upper sand layer and affects the synkinematic sand by creating new antithetic reverse faults that are nearly parallel to the previous one. An incipient middle antithetic fault is created backward to the previous fault. The upper synthetic reverse fault is still active with the same geometry at its base and lower dip on its top. The sediments deposited during the deformation show a progressive decrease in the thickness of the hanging wall in the direction of the upper synthetic reverse fault, and with a nearly isopach geometry on its footwall.

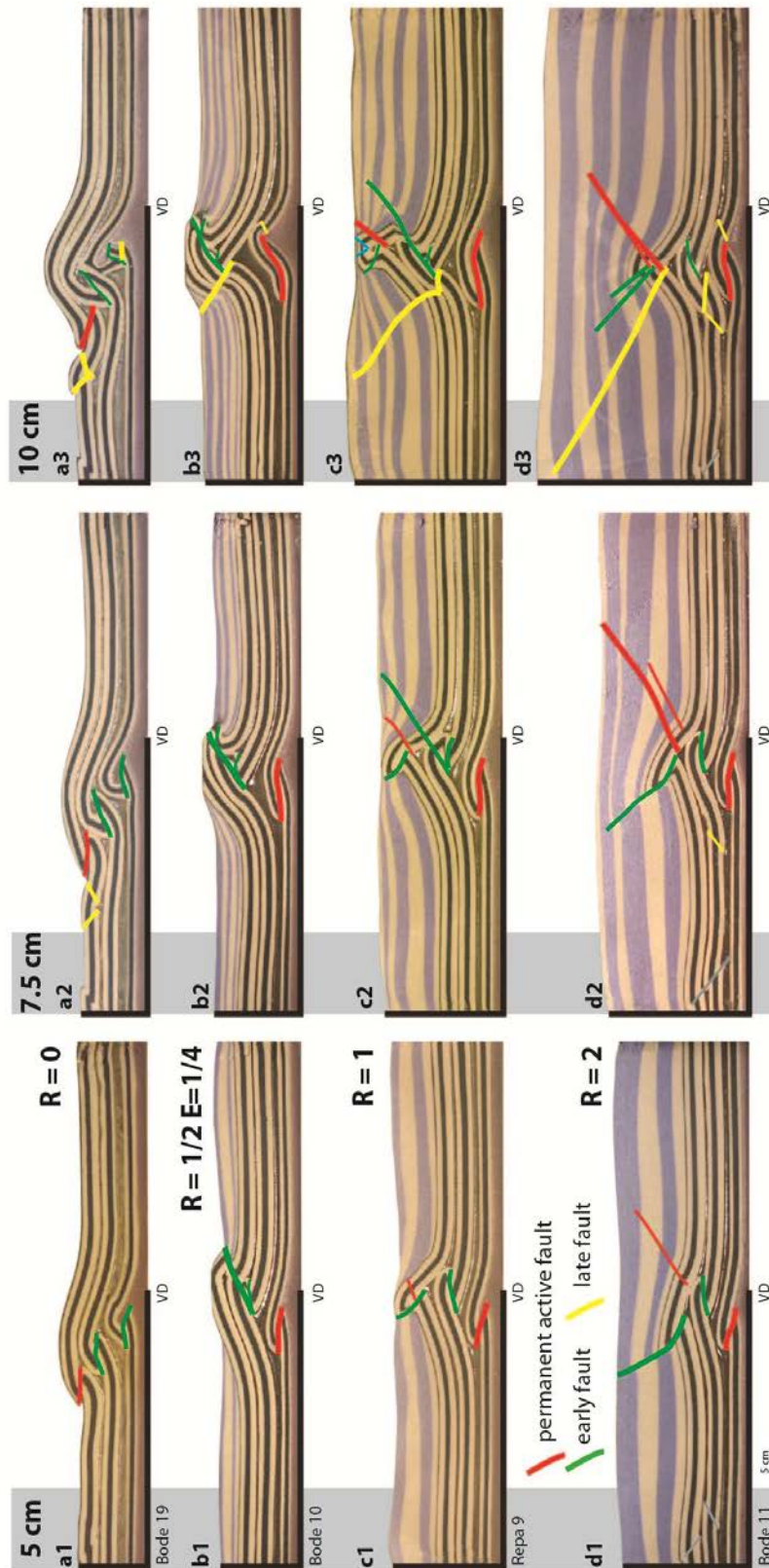


Fig. 2. 3: Cross-sections of experiments for 5, 7.5, 10 cm of shortening, (a1 to a3) for $R = 0$, (b1 to b3) for $R = 1/2$ and $E = 1/4$, (c1 to c3) for $R = 1$ and finally (d1 to d3) for $R = 2$

- After 10 cm of shortening (Fig. 2.3d3), the deformation observed becomes symmetric. The lower synthetic fault-bend fold (nearly horizontal) penetrates deeply into the middle silicone layer and the lower sand layer is also affected by an antithetic reverse fault that penetrates in the middle silicone layer. The middle antithetic fault-bend fold is cut by a major synthetic reverse fault and the incipient antithetic fault created backward is still active. The upper sand layers are affected by synthetic, antithetic and a new synthetic reverse fault that all cut the synkinematic sediments. These associated faults induce a major symmetry for the deformation of the upper sand and synkinematic sediment layers. Because of the double vergence of the faults in the upper sand layer, the geometry of the synkinematic sediments show a progressive decrease in thickness in the direction of the anticline crest and are not discriminant of the thrust vergence.

2.3.5.- EVOLUTION OF STRUCTURE UPLIFT (FIG. 2.4)

The evolution of the anticline uplift affects the lower and upper sand layer in completely different ways depending on the R ratio. The maximum uplift of the upper sand layer anticline is observed when the velocity of the sedimentation is equal to the velocity of the uplift ($R = 1$), and the minimum uplift of the upper sand layer anticline is observed when there is no sedimentation ($R = 0$), as noticed previously for fold and thrust faults (Nalpas et al., 1999; Barrier et al., 2002). On the contrary, when there is no sedimentation ($R = 0$) the maximum uplift of the lower sand layer structure is observed and when the velocity of the sedimentation is equal to the double of the velocity of the uplift ($R = 2$ or 1) the minimum uplift of the lower sand layer structure is observed. Therefore, the evolution of the structure uplift is inverted between the upper sand layer and the lower sand layer (Fig. 2.4). It is important to note that the amplitude of the uplift is nearly the same (around 4 cm) for the lower and upper sand structure when there is no sedimentation ($R = 0$). On the contrary, when the velocity of the sedimentation is equal to the velocity of the uplift ($R = 1$), the amplitude of the uplift is three times higher in the upper sand layer than the one in the lower sand layer (around 7.5 cm and 2.5 cm, respectively). Note that when the velocity of the sedimentation is between the two previous cases ($R = 1/2$, $E = 1/4$), the amplitude of the uplift is situated between these two cases. The uplift of the lower sand layer structure for $R = 2$ is lower than for $R = 1$ and follows the same trend, while the uplift of the upper sand layer structure for $R = 2$ is lower than $R = 1$ and $R = 1/2$, $E = 1/4$, as noticed by Barrier et al. (submitted).

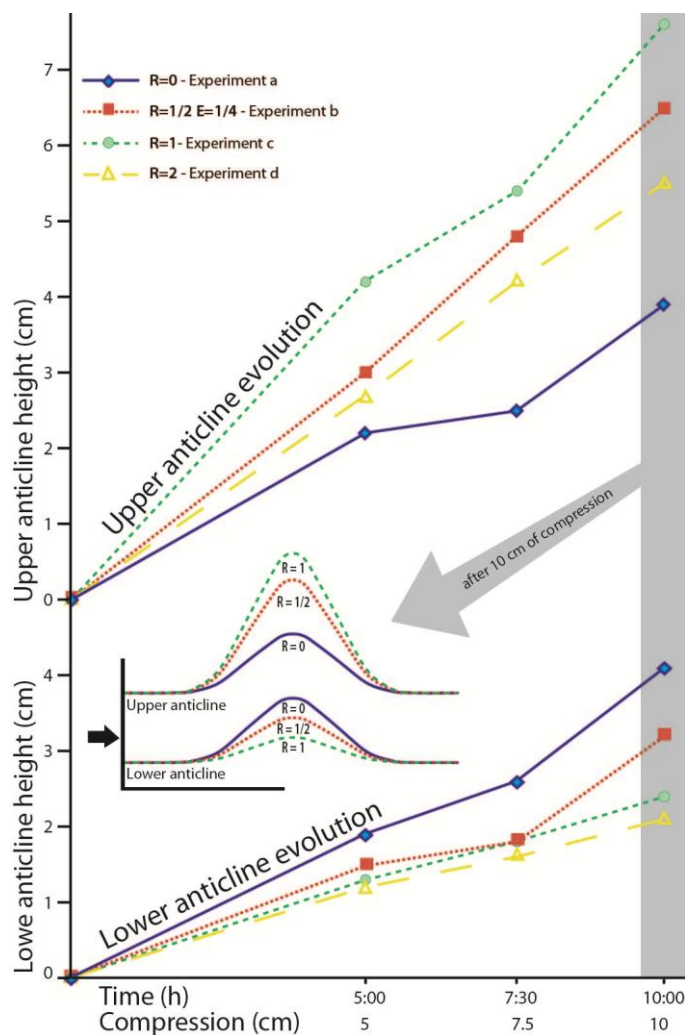


Fig. 2.4: Diagram showing the evolution of structure uplift during compression.

2.4.- DISCUSSION

2.4.1.- INFLUENCE OF THE INITIAL MECHANICAL STRATIGRAPHY

The initial mechanical stratigraphy is characterized by the presence of interbedded silicone layers between the sand layers that allow decoupling between these layers.

Firstly, the typical fault-bend fold for the lower and middle sand layers happens when the lower and middle reverse fault penetrates, with a flat geometry, into the lower and middle detachment levels respectively (Fig. 2.3). The geometry of the upper reverse fault is dependent on the sedimentation ratio (e.g. Barrier et al., 2002; Pichot and Nalpas, 2009) and shows an increase of its dipping with sedimentation.

Secondly, in relation to the penetration of a reverse fault inside the silicone layer, two superposed reverse faults could have an opposite vergence when the interbedded silicone layer acts as a décollement level (Figs. 2.3c1 and d1). When the middle and upper silicone layers act as a décollement level, the vergence of the lower and upper reverse fault have the same direction and the middle reverse fault has an opposite direction. These structures are called a "fishtail" structure and here, are only created when sedimentation occurs during deformation. Therefore, the presence of décollement levels is necessary but not enough to produce a "fishtail" structure. In the experiment without sedimentation, no "fishtail" structures are created (Fig. 2.3a). In the experiment with a low ratio of sedimentation and erosion on the structure ($R = 1/2$, $E = 1/4$), a "fishtail" structure is only present between the lower synthetic reverse fault and middle-upper antithetic reverse fault (Fig. 2.3b). In the experiment with a high ratio of sedimentation ($R = 1$ and 2), "fishtail" structures are present between all reverse faults (Figs. 2.3c and d).

Thirdly, the presence of a décollement level allows the deformation to propagate in front of the main structure (Figs. 2.3a2 and a3), but only if there is no sedimentation.

Finally, we suggest that the initial mechanical stratigraphy with several décollement levels is necessary to create specific structures such as the penetration of the sand layer into the silicone layer, the development of a "fishtail" structure and the propagation of the deformation, but it is not a determinant factor to explain the evolution and variability of the geometries of the structures.

2.4.2.- INFLUENCE OF THE AMOUNT OF SHORTENING

The increase in the amount of shortening induces a major deformation in the experiment with an increase in the structure uplift (Fig. 2.4), increase in the fault displacement and the creation of structures.

Firstly, during the increase in the shortening amount, two possible evolutions can be observed, or the experiment continually evolves into an overall asymmetric shape when there is no sedimentation (Figs. 2.3a1 to 3), or the experiment evolves from an asymmetric/symmetric shape to an overall symmetric shape when there is sedimentation (Figs. 2.3b, c, and d1 to 3). This overall shape is not directly related to the amount of shortening because, for the same amount, the asymmetric/symmetric shape is different.

Secondly, the increase in the shortening induces an increase in the penetration of the sand layer inside the silicone layer situated just above it.

Thirdly, the increase in the shortening allows the deformation to propagate in front of the main structure (Figs. 2.3a2 and a3), but only if there is no sedimentation. Also, it allows the creation of new structures.

Note that with higher amounts of shortening, the more the crests of the anticlines (lower and upper) are situated in the same vertical.

Finally, we suggest that the increase in the shortening amount is necessary to express the evolution of the overall shape of the experiment: for example, an asymmetric to symmetric shape, the penetration of the sand layer in the silicone layer, the propagation of the deformation; but it is not a determinant factor to explain why this evolution is possible.

2.4.3.- INFLUENCE OF SYNKINEMATIC SEDIMENTATION

The final geometry of the structure seems very dependent on the sedimentation ratio (Figs. 2.3 and 2.5).

Without sedimentation, the geometry of the structures is similar in the lower, middle and upper layers with the same synthetic vergence. The increase in the shortening is accommodated by a forward propagation of the deformation (Figs. 2.3a and 2.5a). On the contrary, with sedimentation, the geometry of the structures is different in the lower, middle and upper layers with different vergence and there is no propagation of the deformation during shortening but all the structures are stacked above the VD (Figs. 2.3b, c, d and 5b, c).

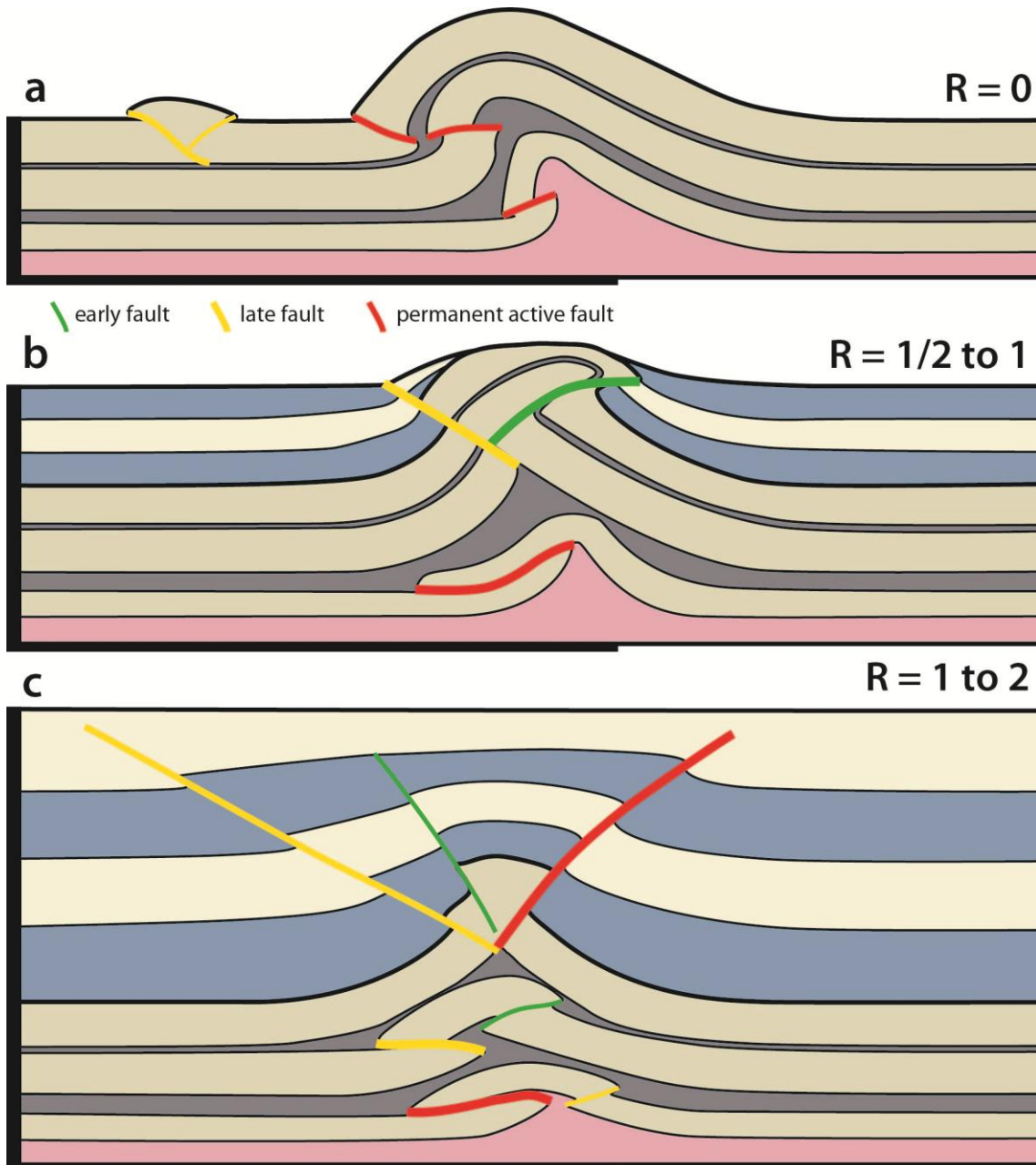


Fig. 2.5: Simple cross-sections showing the main characteristics of the experiments.

With sedimentation, the geometry of the faults shows a "fishtail" structure for the lower and middle sand layers when $R = 1/2$ with erosion ($E = 1/4$) and for all layers for $R = 1$ and 2 (Figs. 2.3 and 2.5). This means that when the sedimentation rate is higher, more "fishtail" structures develop. This is certainly related to the increase in the normal stress induced by the sediments which increases the strength of the interbedded sand layers and thus the differential strength between the sand and silicone layers increases, thereby making it easier for the sand layers to penetrate inside the silicone layers.

During the deformation, the overall shape of the experiment changes from asymmetric to symmetric in response to the change in the vergence of the structures from synthetic to antithetic. This is generated during the increase in the shortening but it is only possible with sedimentation. With an increase in the velocity of the sedimentation ($R = 1$ to 2), the experiment becomes more and more symmetric.

In agreement with previous experimental studies (e.g. Tondji-Biyo, 1995; Barrier et al., 2002; Nalpas et al., 2003; Pichot and Nalpas, 2009), the synkinematic sedimentation strongly influences the uplift of compressive growth structures. The maximum uplift is found in the experiment with $R = 1$ (Figs. 2.4, 2.5 and 2.6), but it is important to note that when the uplift of the upper structure is higher, the uplift of the lower structure is lower (Fig. 2.4). The uplift of the lower structure is inhibited by the weight of the sediments and that is why there is minor uplift for $R = 2$, and major uplift for $R = 0$. Therefore, the effect of shortening in the upper and lower layer is different according to the sedimentation ratio. When $R = 0$, the effect of shortening in the lower and upper layers is the same, with propagation of the deformation in the direction of the foreland proportional to the shortening. When $R = 1$, the effect of shortening in the lower and upper layers is different: the lower layer propagates horizontally in the direction of the foreland, while the upper layer grows vertically.

The main geometries observed for $R = 0$ are an asymmetric system with the same vergence of the structures. For $R = 1/2$ to 1 , a drastic change of the vergence of the upper structures, from antithetic to synthetic, is observed during deformation. And for $R = 1$ to 2 , a symmetrization of the structures occurs very quickly (Fig. 2.5).

2.5.- COMPARISON WITH NATURAL EXAMPLES

The structural style of the Bolivian Subandean foothills is characterized by elongated N-S trending tight folds in the Chaco Basin (Figs. 2.6a and b). The geometry of the fold and thrust belt is mainly controlled by lithology and the presence of three main potential décollement levels (Giraud and Limachi, 2001; Moretti et al., 2002). The basal décollement level is located in the Kirusillas shales (Late Silurian). The middle décollement levels are identified in Icla (Early Devonian) and Los Monos (Late Devonian), the potential décollement of which is controlled by their shaliness. The décollement levels partly disconnect the deformations observed at the surface (Tertiary to Lower Carboniferous series) from what happened at depth (Devonian sandstones

Huamampampa) (Fig. 2.6b). The upper décollement level, which is the thinnest one, is located in the Ipagazu Formation which is composed of gypsum and shales (Triassic).

The Chaco Basin is a classical foreland basin in a retro arc position (Uba et al., 2006). Tertiary sedimentation can be assimilated into a foreland basin sequence starting in the Late Oligocene to Early Miocene. Sedimentation starts with the unconformable fluvial Petaca Formation (Late Oligocene to Early Miocene) that may be attributed to a sediment accumulation in a forebulge-backbulge depocentre. The overlying Yecua Formation (Middle to Late Miocene) corresponds to the onset of active deformation and large-scale subsidence in response to thrust-belt loading at a regional scale (distal foredeep). The overlying Tariquia Formation (Late Miocene) is concomitant with the onset of deposition of Andean derived sediment in the medial-foredeep depocentre. In our study zone, these series may be considered as relatively isopach and thus as pre-tectonics as they will not influence the evolution of the structures.

The Guandacay Formation (Late Miocene to Early Pliocene) and Emborozu Formation (Late Pliocene to Pleistocene) represent the propagation of the deformation front in the Subandean Zone and then the true syntectonic deposits associated with the emplacement of the folds and thrust in our studied zone. Note that the Guandacay Formation corresponds to the peak of shortening calculated by Moretti et al. (1996). At the scale of our study, these two formations are the syntectonic series that may influence the evolution of the Incahuasi anticline. Their thickness can vary between 1000 - 3500 m.

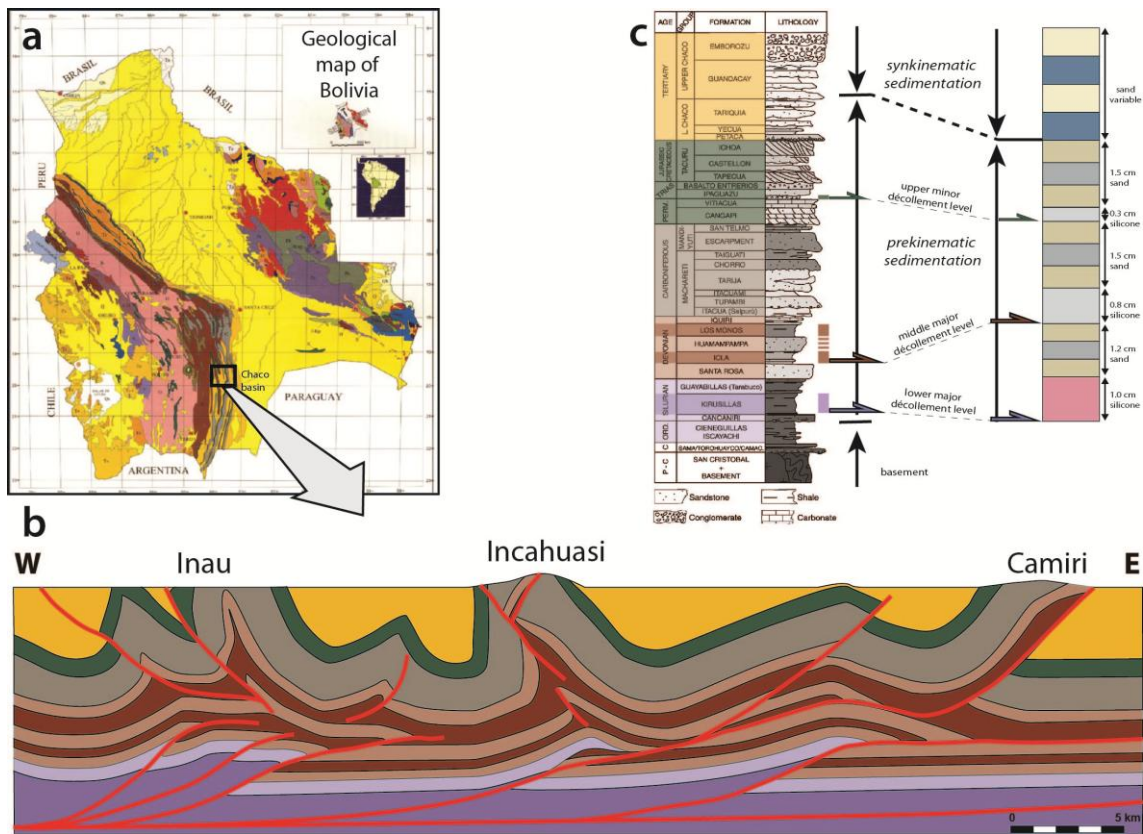


Fig. 2.6: (a) Geological map of Bolivia showing the location of the interpreted seismic line (YPFB-SERGEOMIN, 1996). (b) Cross-section of the Subandean fold and thrust belts across the Incahuasi structure. (c) Stratigraphic column of the Bolivian SubAndean zone (Moretti et al., 2002), interpreted in terms of mechanical stratigraphy, compared with the structures of the experiments.

As the hydrocarbon exploration in Bolivia targets a deep seated reservoir below the middle décollement level (devonian Los Monos), some of these N-S trending tight folds have been drilled and are sometimes partially covered by seismic lines. The seismic quality in the Subandean area cannot be used to correctly image the deep seated structures and therefore it is still difficult to interpret these images, often resulting in misleading interpretations. Among the series of folds in the area, the Incahuasi anticline presents some particularities. Three exploration wells drilled on the trend confirm that the top of Huamampampa has shifted by at least 1 km to the east with regards to the surface anticline axial plane (Fig. 2.7). The structure is overturned towards the west and shows a vergence contrary to that of most of the other trends in the Subandean area (Fig. 2.6). The main backthrust that accommodates this overfolding is rooted in the basal shale of the Los Monos close to the interface with the Huamampampa quartzites. The well data confirm the fact that the vergence of the deep seated thrust system

affecting the Huamampampa is also toward the west (hinterland). The geological sections constrained by field and well data confirm the fact that the Incahuasi thrust, verging towards the east, has been passively rotated by the emplacement of the backthrust (Figs. 2.6 and 2.7), which comes last, as is observed in analogue modelling (Figs. 2.3b and c).

A comparison between the Incahuasi subsurface data and the experiments allows us to propose an interpretation of the Incahuasi structure in a cross-section showing the spatiotemporal evolution of the thrust (Fig. 2.7). The overall evolution corresponds to an inversion of the vergence of the thrust. The first fault propagation fold is cut and displaced passively on the hanging wall of the newly formed thrust fault. Therefore, the change in the vergence in the Incahuasi case may be explained by the influence of the sedimentation rate. Figure 2.7, which compares the subsurface data, the interpreted cross-section of an experiment and the interpretation of subsurface data, shows the positive contribution of analogue modelling in order to better interpret seismic lines.

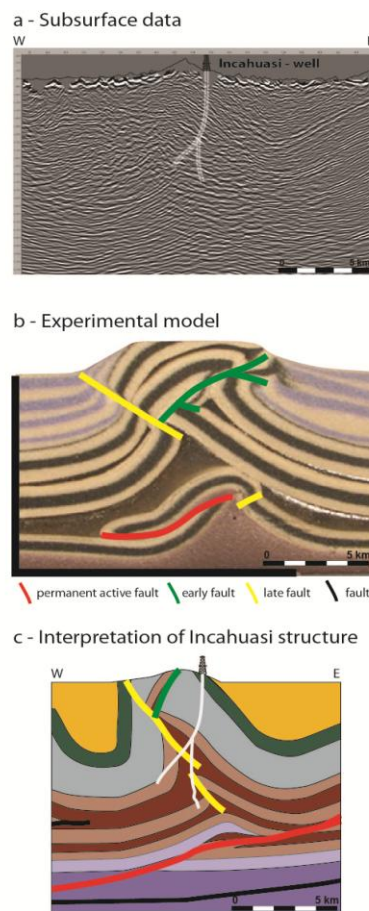


Fig. 2.7: (a) Subsurface data for Incahuasi's structure. (b) Cross-section of experiment b after 10 cm of shortening. (c) Interpretation of the Incahuasi structure.

This comparison between the experiments and subsurface data is also possible for the whole cross-section of the Subandean system. We propose that, in the eastern part, the structure of Camiri is characterized by a major asymmetric shape and the propagation of the deformation in the direction of the foreland, which is characteristic of the experiment with low sedimentation and/or shortening (Figs. 2.3a1, a2, a3, b1, b2; 5a). The central zone corresponding to the Incahuasi structure, described previously, corresponds to the experiment with a medium rate of sedimentation (Figs. 2.3b3, c2; 5b). The western structure of Inau is characterized by a major symmetric shape and vertical propagation of the deformation, which is characteristic of the experiment with high sedimentation and shortening (Figs. 2.3c3, d3; 5c). Thus, this lateral evolution of the structures is coherent with the increase in shortening from east to west and with the rate of sedimentation decreasing from hinterland toward foreland, assuming the fact that structures are more or less synchronous.

2.6.- CONCLUSIONS

The experimental results presented here suggest that:

a - The initial mechanical stratigraphy with the presence of several décollement levels is necessary to create specific structures related to the decoupling between sand layers, such as the "fishtail" structure and propagation of the deformation, but it is not a determinant factor to explain the evolution and variability of the geometries of the structures.

b - The final geometry of the structure seems to be very dependent on the sedimentation ratio.

When $R = 0$, the deformation propagates forward in an overall asymmetric shape.

When $R = 1/2$ or 1 , the deformation increases vertically with high dipping faults, and the vergence of the structure changes with the development of a fault in opposite vergence.

When $R = 2$, the deformation is very symmetric at the surface and at depth, with an evolution of a conjugate structure in the same time, and associated uplift.

c - The expression of the deformation in the lower brittle layers (below the upper décollement levels) is different than in the upper brittle layers (above the upper

décollement levels) depending on the decoupling and the mass transfer ratio. With low mass transfer, the lower and upper brittle layers are deformed in the same way with the same amount of uplift, whereas with high mass transfer, the lower brittle layers are much less uplifted than the upper brittle layers.

d - The application of the analogue modelling results to the Subandean compressive system suggests that the west to east evolution of the structures in the thrust and fold belt, from the symmetrical structure with several faults and high uplift to the asymmetrical structure with one major fault, is related to the variation in the amount of shortening and mass transfer.

e - In a compressive system where there is a large amount of deformation and the layers are verticalized, and therefore the seismic lines have low resolution, analogue modelling is a good tool to visualize the geometric possibilities with regards to the evolution of the structures in order to better interpret these seismic lines.

REFERENCES

- Allemand, P., Brun, J.-P., Davy, P., Van Den Driessche, J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, 445-451.
- Balé, P., 1986. Tectonique cadomienne en Bretagne nord. Interaction décrochement chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Ph.D. thesis, Université de Rennes 1.
- Ballard, J.F., 1989. Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Ph.D. thesis, Université de Rennes 1.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.-N., Casas, A., Bourquin, S., 2002. Influence of syntectonic sedimentation on thrusts geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modeling. *Sedimentary Geology* 146, 91-104.
- Casas, A.M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K. Roman Berdiel, T., 2001. Analogue models of transpressive systems. *Journal of Structural Geology* 23, 733-743.
- Cobbold, P.R., Clarke, B.J., Løseth, H., 2009. Structural consequences of fluid overpressure and seepage forces in the outer thrust belt of the Niger Delta. *Petroleum Geoscience* 15, 3-15.
- Couzens-Schultz, B., Vendeville, B. Wiltschko, D., 2003. Duplex style and triangle zone formation: insights from physical modeling. *Journal of Structural Geology* 25, 1623-1644.

- Davy, P., Cobbold, P. R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Dunn, J. F., Hartshorn, K. G., Hartshorn, P. W., 1995. Structural styles and hydrocarbon potential of the sub-Andean thrust belt of southern Bolivia. In: A. J. Tankard, R. Suárez S., H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62, 523-543.
- Faugère, E. Brun, J.-P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences* 299, 365-370.
- Gestain, V., Nalpas, T., Rouby, D., Barrier, L., 2004. Rôle des niveaux incompétents syncinématiques sur l'évolution des structures chevauchantes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 175, 351-359.
- Giraud R., Limachi R., 2001. Pre-Silurian control in the genesis of the central and southern Bolivian fold belt. *Journal of South American Earth Science* 14, 665-680.
- Horton, B.K., 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics* 18, 1292-1304.
- 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.
- Labaume, P., Moretti, I., 2001. Diagenesis-dependence of cataclastic thrust fault zone sealing in sandstones. Example from the Bolivian Sub-Andean Zone. *Journal of Structural Geology* 21, 1659-1675.
- 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.
- Liu, M., Yang, Y., Stein, S., Zhu Y., and Engeln, J., 2000. Crustal shortening in the Andes: Why do GPS rates differ from geological rates? *Geophysical Research Letters* 27, 3005-3008.
- Malavieille, J. 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes, *Bulletin de la Société Géologique de France* 26, 129-138.
- 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.
- Moretti, I., Baby, P., Mendez, E., Zubieta, D., 1996. Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Sub Andean zone from 18 to 22 degrees S, Bolivia. *Petroleum Geoscience* 2, 17-28.

- Moretti, I., Labaume, P., Sheppard, S.M.F., Boulègue, J., 2002. Compartmentalisation of fluid migration pathways in the sub-Andean Zone, Bolivia. *Tectonophysics* 348, 5-24.
- Nalpas, T., Györfi, I., Guillocheau, F., Lafont, F., Homewood, P., 1999. Influence de la charge sédimentaire sur le développement d'anticlinaux synsédimentaires. Modélisation analogique et exemples de terrain (Bordure sud du bassin de Jaca). *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 733-740.
- Nalpas, T., Gapais, D., Verges, J., Barrier, L., Gestain, G., Leroux, G., Rouby, D., Kermarrec, J.J., 2003. Effects of rate and nature of synkinematic sedimentation on the growth of compressive structures constrained by analogue models and field examples. *Geological Society of London Special Publication* 208, 307-319.
- Pichot, T., Nalpas, T., 2009. Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modeling. *Tectonophysics* 473, 466-475.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes - An Integrated Approach*. Special Publication, vol. 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 110-124.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Posamentier, H.W., Van Wagoner, J., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C. (Eds.), *Sea-level Changes - An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Publication, 125-154.
- Sephehr, M., Coscrove, J. W., Moieni, M. 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics* 427, 265-81.
- Smit, J.H.W., Brun, J.-P., Sokoutis, D., 2003. Deformation of brittle-ductile thrust wedges in experiments and nature, in *Journal of Geophysical Research* 108, B10, 2480, doi: 10.1029/2002JB002190.
- Tondji Biyo, J.J., 1995. Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. *Mémoires de Géosciences Rennes*.
- Uba, C.E., Heubeck, C., Hulka, C., 2005. Facies analysis and basin architecture of the Neogene Subandean synorogenic wedge, southern Bolivia. *Sedimentary Geology* 180, 91-123. doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.06.013.
- Uba, C.E., Heubeck, C., Hulka, C., 2006. Evolution of the late Cenozoic Chaco foreland basin, southern Bolivia. *Basin Research* 18, 145-170, doi: 10.1111/j.1365-2117.2006.00291.x.
- Vendeville, B., Cobbold, P., Davy, P., Brun, J.-P., Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: *Continental extensional tectonics*. Coward, J.F., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), *Geological Society of London Special Publications* 28, 95-107.
- Verges, J., Goodarzi, M. G. H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J., Gillespie, P., 2011. Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: Role of

mechanical stratigraphy. In: K. McClay, J. Shaw, J. Suppe, (Eds.), Thrust fault-related folding: AAPG Memoir 94, 69-94.

YPFB-SERGEOMIN, 1996. Mapa geológico de Bolivia 1:1 000 000.

3.- Effects of margin-parallel shortening and density contrasts on back-arc extension during subduction: experimental insights and possible application to Anatolia

ABSTRACT	43
3.1.-INTRODUCTION	43
3.2.- EXPERIMENTAL PROCEDURE.....	45
3.2.1.- STRENGTH PROFILES	45
3.2.2.- MATERIALS	45
3.2.3.- SCALING.....	47
3.2.4.- APPARATUS AND PROCEDURE	47
3.3.- EXPERIMENTAL RESULTS	50
3.3.1.- SERIES A	50
3.3.2.- SERIES B	52
3.3.3.- SERIES C	57
3.3.4.- EXPERIMENTS OF SERIES B AND SERIES C FOR VARIOUS DENSITY RATIOS.....	61
3.4.- DISCUSSION.....	64
3.4.1.- EFFECT OF DENSITY CONTRAST	64
3.4.2.- PISTON VELOCITY	67
3.4.3.- CONVERGENCE HISTORY	68
3.4.4.- VISCOSITY AND FLEXURAL RESISTANCE OF THE OCEANIC PLATE, SLAB BREAK-OFF	68
3.4.5.- CONDITIONS AT THE BASE OF A SUBDUCTING SLAB	68
3.5.- COMPARING MODELS AND NATURE.....	68
3.6.- CONCLUSIONS	72
REFERENCES	72

ABSTRACT

So as to investigate the parameters influencing subduction and back-arc extension, we have done three series of laboratory experiments (32 in all) on physical models. Each model consisted of adjacent oceanic and continental plates, floating on an asthenosphere. In experiments of Series A, a wide rigid piston, moving horizontally, controlled the rate of convergence of the oceanic and continental plates, whereas, in Series B or C, a wide or narrow piston produced lateral compression, parallel to the continent-ocean boundary (COB) and perpendicular to the subduction direction. The parameters that we tested were (1) the velocity of plate convergence (Series A), (2) the width of the compressing piston (Series B and C), and (3) the density ratio between oceanic and continental plates (Series B and C). This density ratio was a key factor. For a ratio of 1.4, the amount of extension in the continental plate increased regularly throughout time; for a ratio of 1.3, the extension remained small, until the piston stopped moving laterally; and for a ratio of 1.1, there was little or no extension. The width of the compressing piston had a smaller effect, although a narrow piston provided more space, into which the continental plate could extend.

One possible application of our models is to Anatolia. Despite similar geological settings, the areas north of the Hellenic and Cyprus subduction zones differ, in that extension is large in the former and much smaller in the latter. We suggest that one of the main driving forces for Aegean extension may have been a high density ratio between subducting oceanic lithosphere and a Hellenic-Balkan upper plate.

3.1.-INTRODUCTION

It is a common observation that continental margins next to subduction zones have undergone horizontal extension in directions perpendicular to the margins. According to Mantovani et al., (2001) and Heuret and Lallemand (2005), there are three main models for explaining how subduction can lead to such back-arc extension.

1. In the slab-pull model, back-arc extension results from the negative buoyancy of the subducting lithosphere with respect to the surrounding mantle (e.g. Molnar and Atwater, 1978; Dewey, 1980; Malinverno and Ryan, 1986; Royden, 1993). Several series of physical experiments have tested this model (Becker et al., 1999; Regard et al., 2003, 2005

and 2008; Faccenna et al., 1996, 1999, 2004 and 2006; Heuret and Lallemand, 2005; Heuret et al., 2007; Funicello et al., 2008; Guillaume et al., 2009).

2. In the corner flow model, back-arc extension results from mantle flow in the asthenospheric wedge overlying the subducting slab (e.g. Toksoz and Bird, 1977; Toksoz and Hsui, 1978; Jurdy and Stefanick, 1983; Rodkin and Rodnikov, 1996). Several series of physical experiments have tested this model also (Funicello et al., 2004; Heuret and Lallemand, 2005; Regard et al., 2008)

3. In the sea anchor model, back-arc extension results from landward motion of the overriding plate with respect to the subducting plate, which encounters viscous resistance in the asthenosphere (e.g. Scholz and Campos, 1995). Once again, several series of physical experiments have tested this model (Faccenna et al., 1996; Heuret and Lallemand, 2005).

In other models (Mantovani, 1997; Mantovani et al., 2001; Gelabert et al., 2001, 2002, 2004), back-arc extension helps to drive subduction. One of the possible reasons for such back-arc extension is compression parallel (or slightly oblique) to a continental margin. This might explain why some orogenic arcs start as straight features in plan view and then acquire curvature as their back-arc basins develop. Although a few physical experiments have tested this model (Faccenna et al., 1996), we know of none that have tested the relationship between back-arc extension and the density ratio between oceanic and continental plates. Therefore in this paper, we describe three series of experiments (32 in all), in which we tested the effects of (1) the density ratio between oceanic and continental plates and (2) shortening parallel to a continental margin.

Our experimental design follows that of Faccenna et al., (1996), who modelled the Tyrrhenian-Apennine system in a framework of collision between the African and Eurasian plates. Faccenna et al. (1996) in their experiments tested the influence of margin-parallel compression, but only within a continent. In contrast, we tested the effects of compression within oceanic and continental plates simultaneously, as well as the effects of a wider range of density ratios and velocities of plate convergence.

Finally, we have compared our experimental results with the history of back-arc extension in Anatolia.

3.2.- EXPERIMENTAL PROCEDURE

We did the experiments in the modelling laboratory at Géosciences Rennes (University of Rennes 1), using the experimental procedure of Davy and Cobbold (1988, 1991), which is based on simplified strength profiles of the lithosphere. For boundary conditions, we followed partially Becker et al. (1999).

The models simulated the formation of subduction zones and deformation at lithospheric scale. Each model consisted of one continental plate (CP) and one oceanic plate (OP). Between them was the continent-ocean boundary (COB).

3.2.1.- STRENGTH PROFILES

To calculate the vertical strength profile of the continental or oceanic lithosphere, we assume that the upper crust is brittle and that the lower crust is ductile. To model the mantle lithosphere, the number of layers should depend on the temperature: two-layer lithosphere for high temperatures; three-layer lithosphere for intermediate temperatures; four-layer lithosphere for low temperatures (Davy and Cobbold, 1991). For our purposes we assumed high temperature and therefore a two-layer lithosphere for Aegean system (see Gautier et al., 1999; Tesauro et al., 2009).

We consider that the oceanic lithosphere is a thermal boundary layer and its base is an isotherm. To calculate shapes of isotherms, we follow Turcotte and Schubert (1982). If the lithosphere cools in the same way as a semi-infinite half-space, a lithospheric segment that forms between 10 Ma and 35 Ma is up to 100 Km thick, moves at 3 cm/yr and, if the base of the lithosphere is at 1400⁰ K, has an average slope of about 3⁰. In our experiments, the base of the oceanic plate had a slope of 4⁰.

3.2.2.- MATERIALS

Following previous authors (Faccenna et al., 1996, 1999, 2004, 2006; Becker et al., 1999; Regard et al., 2003, 2005, 2008) we used sand to model the brittle upper crust, silicone putty for the ductile lower crust (Tables 1 and 2) and honey for the asthenosphere.

The sand was a pure dry variety from Fontainebleau, France. This consists of more than 95% quartz. Grains are well-rounded and their size is between 2×10^{-4} and 4×10^{-4} m. The material yields according to a Mohr-Coulomb envelope, with negligible cohesion and an angle of internal friction between 30° and 40° (Krantz, 1991). The pure sand has a density of $1,56 \text{ g/cm}^3$ ($\pm 0.6 \%$) and this is what we used for the oceanic plate. In contrast, for the continental plate the density was $1,36 \text{ g/cm}^3$ ($\pm 1.5 \%$), because we mixed the sand with ethyl-cellulose powder. This did not change the mechanical properties of the sand. We measured the density of the sand by first sieving it into a dish of known volume and then recording its weight. This we did 3 times, so as to obtain an average value.

The pink silicone putty (Silbione Gomme 70009, Rhône Poulenc, France) is a Newtonian fluid, in other words, it has a linear dependence of strain rate upon stress. At room temperature ($20 \pm 2^\circ\text{C}$), the density of the pure silicone is about 1.2 g/cm^3 and the viscosity is about 104 Pa s . The viscosity varies with temperature (Weijermars, 1986). To investigate the effects of various densities in the models, we mixed the silicone with heavy mineral powders, so that the density of the mixture for the continental plate was between $1,175$ and $1,346 \text{ g/cm}^3$ and the viscosity was between 31700 and 56800 Pa s ($\pm 10 \%$). For the oceanic plate, the density of the silicone was between $1,33$ and $1,67 \text{ g/cm}^3$ ($\pm 1 \%$), and the viscosity was between 26800 and 153000 Pa s . To measure the density, we first weighed a sample of silicone and then dropped it into water, to record the increase in volume. This we did 3 times, so obtaining an average value. To measure the viscosity and check the flow law, we used a thick-ring rotary viscosimeter, of the kind that was in use at Uppsala University in 1981 (see Weijermars, 1986; Cobbold and Jackson, 1992). In such a viscometer, both the stress and the flow rate vary radially, allowing the operator to obtain a flow law, by observing the change in shape of a radial line on the free surface. The precision of this method is $\pm 5\%$ and we repeated all measurements 3 times to decrease errors.

The density of the natural honey that represented the asthenosphere was $1,43 \text{ g/cm}^3$ and the viscosity was 10^2 Pa s . We measured and carefully controlled these values. We obtained the viscosity and the flow law from a thick-ring rotary viscometer, as well as by dropping spherical objects into a column of honey and using Stokes' Law (Lamb, 1994).

3.2.3.- SCALING

We adopted the experimental procedure of Davy and Cobbold (1988, 1991) for lithospheric modelling (see Table 3.1 for the parameters and model ratios). The length ratio was 3×10^6 (1 cm representing 30 km in nature). The density ratio was between 2 and 2.5, therefore, according to Davy and Cobbold (1991), the stress ratio was about 8×10^6 , and the time ratio was 6×10^9 .

In nature, the density of oceanic lithosphere varies, but in our models we did not take this into account. Instead, we used a silicone layer of uniform density, but variable thickness, having an average basal slope of 4° .

Parameter	Nature	Models	Nature/model
g (m/s)	9.81	9.81	1.00
Length	30 km	1 cm	3.0×10^6
Time	1 Ma	1 h	6.4×10^9
Thickness (cm)			
Oceanic lithosphere	7.2×10^6	0.7 to 1.2	7.5×10^6
Continental lithosphere	1.5×10^7	3.00	5.0×10^6
Density (kg/m³)			
Oceanic plate	3300	1670	1.98
Continental plate	3220	1250	2.58
Asthenosphere	3300	1432	2.30
Viscosity (Pa.s)			
Oceanic plate	2.5×10^{20}	2.7×10^4	9.3×10^{15}
Continental plate	2.5×10^{22}	5.7×10^4	4.4×10^{17}
Velocity			
	1.5 cm/y	0.5 cm/h	3.0×10^3

Table 3.1. Characteristic values of parameters in nature, models and corresponding model ratios.

3.2.4.- APPARATUS AND PROCEDURE

Each model consisted of two plates, an oceanic plate (in blue, Fig. 3.1) and a continental plate (in dark grey).

We built and deformed all models inside a rectangular tank ($40 \times 40 \times 15$ cm, corresponding to 1200×1200 km in Nature; Table 3.2). The base and walls of the tank were of rigid transparent material. The models were built up layer by layer.

To deform the models, we used two kinds of pistons (Fig. 3.1). In experiments of Series A, the piston was as wide as the model (40 cm), its leading edge was in contact with the oceanic plate and it advanced in a direction perpendicular to the COB. In experiments of Series B, the piston was also wide (40 cm), but its leading edge was perpendicular to the COB and it advanced in a direction parallel to the COB, compressing both the oceanic and continental plates. Finally, in experiments of Series C, the piston was narrower (20 cm), so that its leading edge spanned the continental plate. As in Series B, the piston was perpendicular to the COB and it advanced in a direction parallel to the COB. However, it compressed the continental plate only.

To record progressive deformation at the surface of the model, we laid down a grid of thin white lines of sand at a spacing of 5 cm and photographed it every 15 minutes. We also took photographs of the lateral boundaries of the model, visible through the transparent sidewalls.

To measure the amount of extension, we calculated local changes in surface area of the continental and oceanic plate, by counting pixels automatically on the photographs. This procedure yields the percentage areas of piston, continental plate and oceanic plate. Each of these values changed with time, the area of the piston varying at the same rate in all the experiments having the same piston size (see Fig. 3.6a, b, c, for Series A).

In our experiments, we did not investigate the possible effects of other parameters, such as (1) the viscosity and flexural resistance of the oceanic plate (Becker et al., 1999; Regard et al., 2003; Funiciello et al., 2008), (2) conditions at the base of a subducting slab (Regard et al., 2003; Guillaume et al., 2009), (3) slab break-off (Regard et al., 2008; Regard et al., 2003), (4) relative thicknesses of oceanic and continental plates (Faccenna et al., 1999; Nikolaeva et al., 2010), or (5) free lateral boundaries of subducting plates (Funiciello et al., 2004).

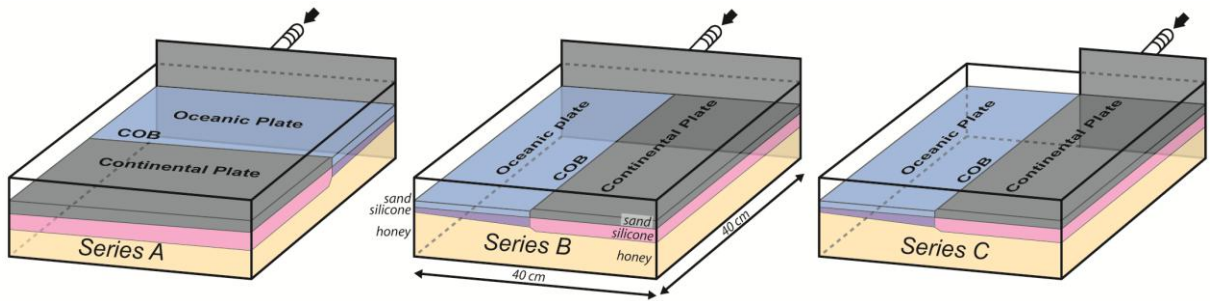


Fig. 3.1. Experimental apparatus and models. In experiments of Series A, wide piston (40 cm) advanced in direction perpendicular to continent-ocean boundary (COB). In Series B, wide piston (40 cm) advanced in direction parallel to COB. In Series C, narrow piston (20 cm) compressed continental plate in direction parallel to COB.

	Series A			Series B			Series C		
	Velocity test R=1.3			R = 1.1	R = 1.3	R = 1.4	R = 1.1	R = 1.3	R = 1.4
MODEL	1	2	3	5	7	9	4	6	8
Continental Plate									
h sand (cm)	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
ρ sand (g/cm ³)	1,32	1,32	1,32	1,32	1,32	1,36	1,36	1,32	1,36
h silicone (cm)	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5
ρ silicone (g/cm ³)	1,23	1,23	1,23	1,18	1,25	1,175	1,346	1,25	1,175
μ silicone Pa s	47200	47200	47200	32800	50000	46000	31700	56807	46000
Oceanic Plate									
h sand (cm)	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
ρ sand (g/cm ³)	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56
h silicone (cm)	0,7-1,2	0,7-1,2	0,7-1,2	0,7-1,2	0,7-1,2	0,7-1,2	0,7-1,2	0,7-1,2	0,7-1,2
ρ silicone (g/cm ³)	1,67	1,67	1,67	1,336	1,67	1,655	1,557	1,67	1,655
μ silicone Pa s	153000	153000	136000	66500	153000	78500	26800	136000	78500
Honey									
ρ (g/cm ³)	1,432	1,432	1,432	1,432	1,432	1,432	1,37	1,432	1,432
μ Pa s	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Piston Velocity									
cm/h	0,1	0,5	2,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Buoyancy number, F									
	--	--	--	0,26	1,32	2,48	7,81	1,49	2,48

Table 3.2. Values of experimental parameters for each of models 1 to 12 (h for layer thickness, ρ for density and μ for viscosity).

3.3.- EXPERIMENTAL RESULTS

Of the three series of experiments, those of Series A were to determine which was the most appropriate piston velocity, whereas those of Series B and C were to investigate the influence of the density contrast, for two different widths of piston.

To simplify the description (Figs. 3.2 to 3.5), we will use geographical coordinates, such that North is upwards and the piston is in the West. This means that the displacement of the piston is always eastwards.

Following previous workers (e.g. Faccenna et al., 1996, 1999, 2003, 2006; Becker et al., 1999; Regard et al., 2005, 2008), we used a rectangular box, which had rigid lateral boundaries. Inevitably, these led to some boundary effects, resulting from rigidity and from sidewall friction. In our experiments, the effects of friction were visible over a distance of 2 to 3 cm from the sidewalls. However, we realize that their mechanical effects may have extended further across the model, and they might have contributed to increase normal faulting near the north-eastern corner.

When continental material was spreading over the oceanic plate, the deformation affected the entire continental plate (sand and silicone).

We stopped the piston after 12 hours in almost all the experiments. For a piston moving at 0.5 cm/h, 12 hours corresponded to 6 cm of shortening, in other words, 120 km in nature, which is a reasonable value.

3.3.1.- SERIES A

In experiments of Series A, the piston was as wide as the model (40 cm), its leading edge was in contact with the oceanic plate and it advanced in a direction perpendicular to the COB. The piston velocities were 0.1, 0.5 or 2.5 cm/h. Surface views before deformation show an initially linear COB (Fig. 3.2, Series A). The total displacement was 2.4 cm for model A1 and 6 cm for models A2 and A3.

In Model A1 the velocity was 0.1 cm/h. Extension initiated in the continental plate, next to the COB, and propagated westward toward the piston. After 20 hours (2 cm of piston

displacement), the oceanic plate had subducted almost completely, while the continental plate had extended from 20 cm to about 35 cm. After 24 hours (2.4 cm of piston displacement), there was no further change and we stopped the experiment.

In Model A2 the velocity was 0.5 cm/h. Folding of the oceanic plate started after 2 hours (1 cm of piston displacement); subduction of the oceanic plate, after 4 hours (2 cm of piston displacement); and extension of the continental plate, after 7 hours (3.5 cm of piston displacement). At the end of the experiment, after 12 hours (6 cm of displacement), a zone in the continental plate near the COB was still undergoing extension, while the oceanic plate was shortening and subducting.

In Model A3 the velocity was 2.5 cm/h. Folding of the oceanic plate started after 0.5 hours (1.25 cm of piston displacement); subduction of the oceanic plate, after 1 hour (2.5 cm of piston displacement); but no extension was visible in the continental plate. When the piston stopped, after 2.4 hours (6 cm of piston displacement), the oceanic plate was still shortening and subducting.

In both models A1 and A2, extension of the continental plate and shortening of the oceanic plate occurred synchronously. However in model A2 displacement of the piston was balanced by shortening and subduction of the oceanic plate with minor deformation of the continental plate. Thus, after this first series of experiments, using different velocities, we decided to adopt a piston velocity of 0.5 cm/h (Fig. 3.2), corresponding to 1.5 cm/yr in nature (Table 3.1). In the future it might be interesting to test other velocities and to compare the results.

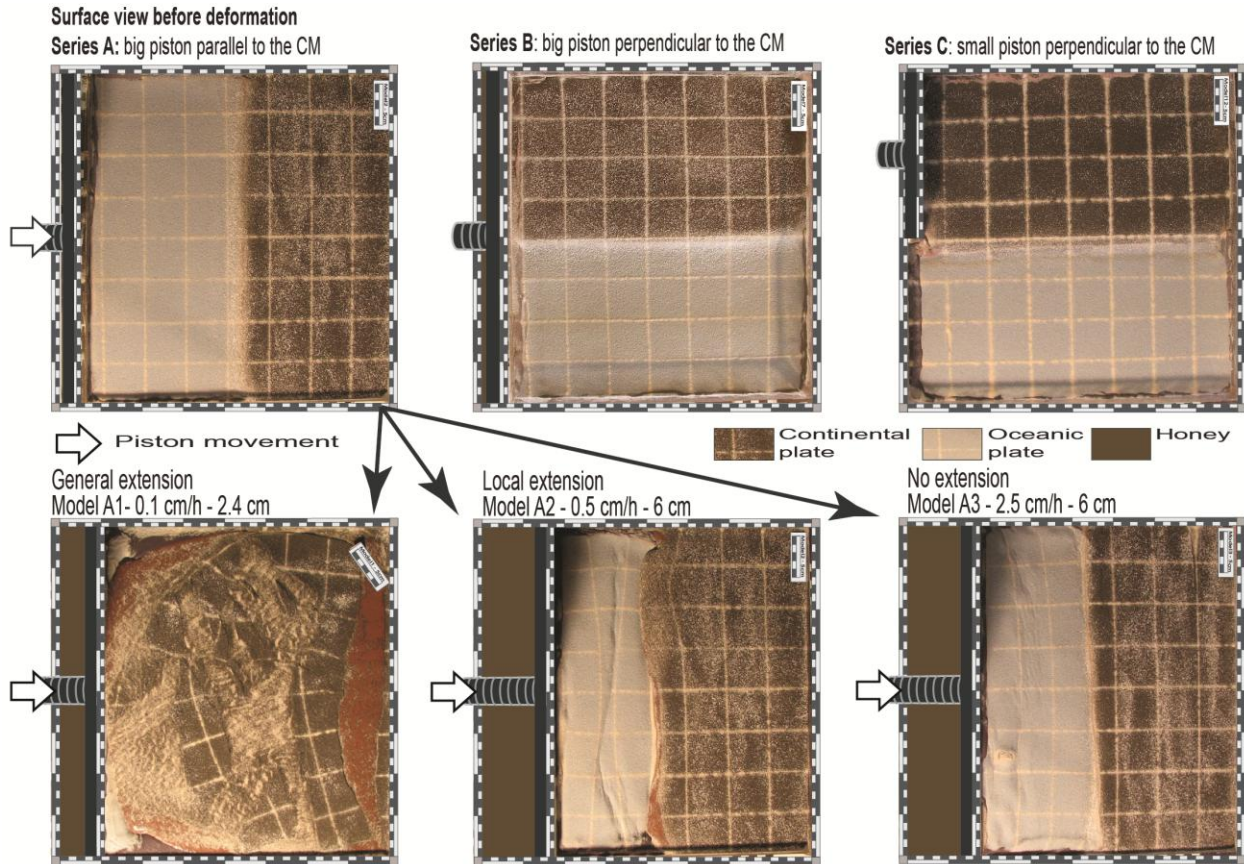


Fig. 3.2. Surface views of Series A, B and C before piston displacement (upper part of figure), and of Series A after deformation (lower part), for piston velocities of 0.1 cm/h (A1), 0.5 cm/h (A2) or 2.5 cm/h (A3).

3.3.2.- SERIES B

For this series, we again used a wide piston (40 cm), which moved eastwards, perpendicularly to the COB (Figs. 2 and 3). In the early stages (0 to 12 hours) the piston moved at a steady velocity of 0.5 cm/h, whereas in later stages (12 to 18 hours) it was stationary. Before deformation, the COB was straight (Fig. 3.2, Series B).

We will describe six stages in the development of Model 7 (after 3, 6, 9, 12, 15 and 18 hours, Fig. 3.3).

Stage 1 (3 hours). By this stage, the COB, especially its western part, had moved southwards. Slight bending, next to the piston and opposite sidewall, was a boundary effect, due to friction, and was also visible at later stages. In the south-western part of the

continental plate, where the displacement of the COB was larger, elements of the reference grid had become somewhat rectangular, so that the total area of the continental plate had increased by about 2.7%. In the north-western part of the oceanic plate, near the COB, E-W-trending folds (fo1) and reverse faults had appeared. Elsewhere in the oceanic plate, the square grid had not deformed.

Stage 2 (6 hours). By this stage, the COB had rotated counter-clockwise and its western part had moved further southward. At 21.5 cm from the piston, a slight change in strike defined an inflexion point (Inf). More generally, offsets of the grid lines demonstrated a small amount of right-lateral shear along the COB. In the continental plate, North-trending folds (fc1) appeared near the piston in the north-western corner of the model. Also, several major right-lateral faults (d) and minor conjugate left-lateral faults appeared in the south-western and central area of the continental plate. At the end of one right-lateral fault, a zone of extension (e1) developed. In western areas (at 5 to 15 cm from the piston), where the displacement of the COB was larger, elements of the reference grid had become more rectangular and, next to the COB, the sand layer had thinned and faulting was diffuse. At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 2.4% since the start of the experiment, but had decreased by 0.2% since Stage 1. In the oceanic plate, new North-trending folds (fo2) had appeared near the piston in the western area. Elsewhere in the oceanic plate, the square grid showed little or no deformation.

Stage 3 (9 hours). By this stage, southward displacement of the COB had increased. The inflexion point (Inf) had migrated eastward through the material, remaining at 21.5 cm from the piston. Right-lateral slip along the COB had increased. In the continental plate, new North-trending folds formed in the north-western corner of the model (fc1) and more centrally (fc2). Strike-slip faults formed a triangular pattern, with a new major left-lateral fault (s) in the North and right-lateral fault (d) in the South. At the eastern ends of these faults, in the centre of the continental plate, the original zone of extension (e1) had become more visible, while a new one (e2) had developed further north. Where the displacement of the COB was larger, near the piston, the zone of diffuse faulting had become wider. The greatest distortion of the surface grid was in an area about 5 to 15 cm in front of the piston. To a first approximation, elements of the grid had rotated about 6° clockwise in the south-

western area and 11° counter-clockwise in the south-central area. At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 5.9% since the start of the experiment, and by 3.4% since Stage 2. In the oceanic plate, the North-trending folds (fo2) had propagated to the South, while the COB had overridden them in the North. Where the displacement of the COB was larger, a sharp fold (dashed line) appeared within the oceanic plate, parallel to the COB. Elsewhere in the oceanic plate, the square grid showed little or no deformation.

Stage 4 (12 hours). At this stage we stopped the advance of the piston. Southward displacement of the COB had increased even more. The inflexion point was at 23 cm beyond the piston. Right-lateral slip along the COB reached a maximum at a point between 12 and 20 cm in front of the piston. In the continental plate, some of the folds, which had formed at Stage 3, were still active. The left-lateral fault (s) had lengthened and the right-lateral fault (d) had shortened. The previous zones of extension (e1 and e2) had become even more visible, while another one (e3) had appeared further South. Where the displacement of the COB was greater, in the western area, the zone of diffuse faulting had enlarged. The greatest distortion of the surface grid was in an area about 5 to 17 cm in front of the piston. To a first approximation, elements of the grid had rotated about 14° clockwise in the south-western area (8° since Stage 3), and 22° counter-clockwise in the south-central area (11° since Stage 3). At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 8.8% (2.9% since Stage 3). In the oceanic plate a new North-trending fold (fo3) had formed in front of the southern area of maximum curvature of the COB, the previous fold (fo2) had developed further, while the COB had overridden it in the North. Apart from the sharp fold (dashed line) within the oceanic plate, the square grid showed little or no deformation.

Stage 5 (15 hours). By this stage the piston was stationary. Southward displacement of the COB had increased even more. The inflexion point was still at 23 cm beyond the piston. Left-lateral slip had occurred along the first 4 cm of the COB in front of the piston and right-lateral slip was present further away. In the continental plate the left-lateral fault (s) had lengthened and almost traversed the model, from the piston to the opposite wall. The previous zones of extension (e1, e2 and e3) had increased, while another small one had

appeared (next to e2). Where the displacement of the COB was greater, in the western area, the zone of diffuse faulting had enlarged. The greatest distortion of the surface grid was within 23 cm of the piston. Elements of the grid had rotated, by about 25° counter-clockwise in the south-central area (3° since Stage 4). At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 17.9% (9.1% since Stage 4). Apart from the sharp fold (dashed line) within the oceanic plate, the square grid showed little or no deformation.

Stage 6 (18 hours). By this stage the piston was stationary. Southward displacement of the COB had increased even more. The inflexion point was still at 23 cm beyond the piston. Left-lateral slip had occurred along the first 4 cm of the COB in front of the piston and right-lateral slip was present further away. In the continental plate, the left-lateral fault zone (s) had widened and shortened (the fault had an extensional component). Right-lateral faults (d in the previous stage) had vanished. The previous zones of extension (e1, e2 and e3) had increased in area. Where the displacement of the COB was greater, in the west-central area, the zone of diffuse faulting had enlarged. The greatest distortion of the surface grid was within 26 cm of the piston. Elements of the grid had rotated about 29° counter-clockwise in the south-central area (4° since Stage 5). At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 26.3% (8.4% since Stage 3). In the oceanic plate a new East-trending fold (fo4) had formed to the SE of the COB. Apart from the sharp fold (dashed line) within the oceanic plate, the square grid showed little or no deformation.

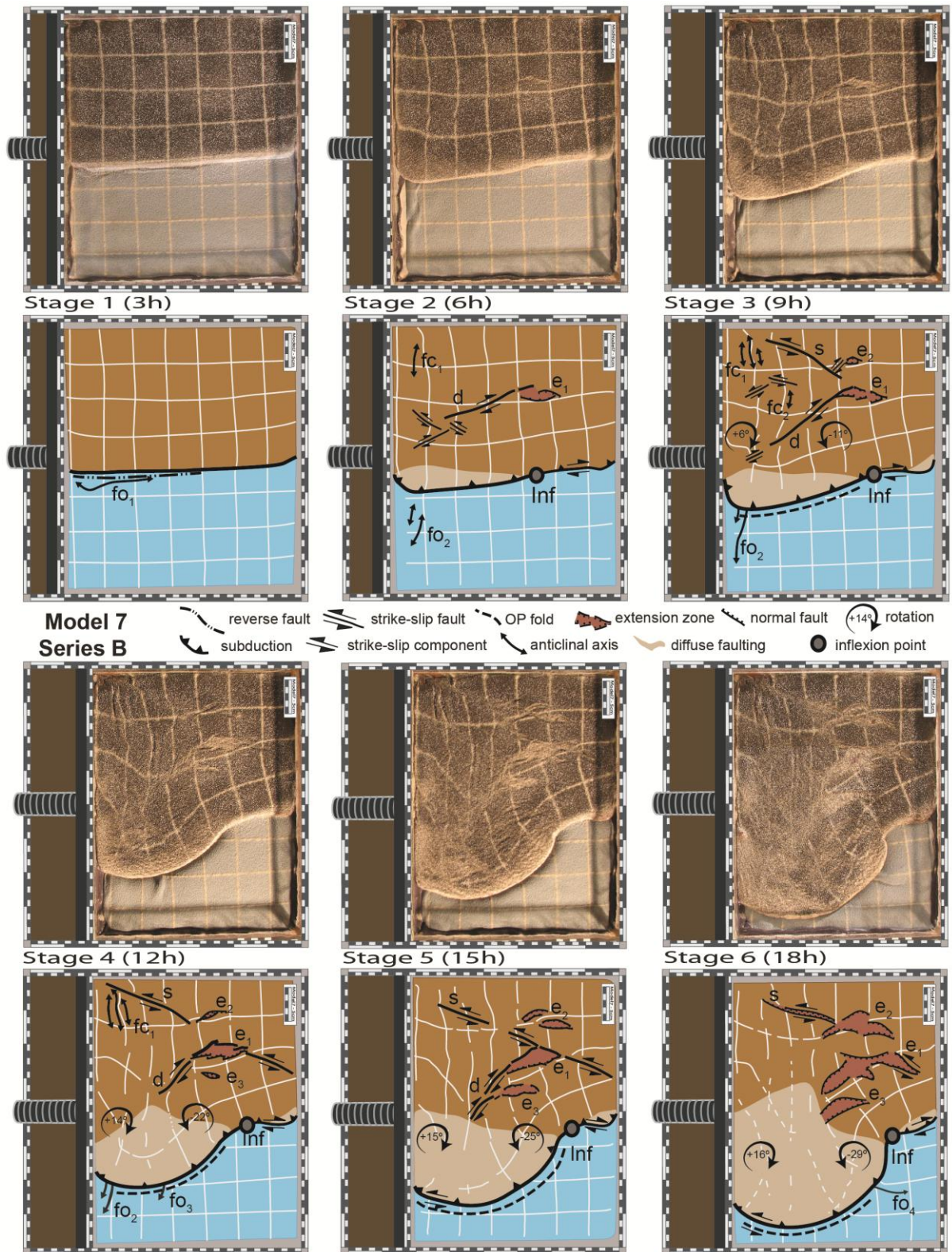


Fig. 3.3. Surface views (photographs and their interpretations) of Model 7 (Series B) after 3, 6, 9, 12, 15, and 18 h. Piston moved at 0.5 cm/h, then stopped after 12 h (6 cm of shortening).

3.3.3.- SERIES C

For this series, we used a narrow piston (20 cm), which moved eastwards, perpendicularly to the COB (Figs. 2 and 4). In the early stages (0 to 12 hours) the piston moved at a steady velocity of 0.5 cm/h, whereas in later stages (12 to 18 hours) it was stationary. Before deformation, the COB was straight (Fig. 3.2, Series C), after shortening the asymmetric curvature of the COB may be due to the size of the piston.

We will describe 6 stages in the development of Model 8 (after 3, 6, 9, 12, 15 and 18 hours, Fig. 3.4).

Stage 1 (3 hours). By this stage, the COB, especially its western part, had moved southwards. Slight bending, next to the piston and to the opposite sidewall, was probably due to friction. These boundary effects were visible also at later stages. At 23 cm from the piston, a slight change in strike defined an inflexion point (Inf). Left-lateral slip had occurred along the first 12 cm of the COB in front of the piston and right-lateral slip was present further away. In the continental plate, two elongate extension zones (e1 and e2) developed parallel to the COB, in northern and central areas. At the eastern end of the extension zones, we observed left-lateral faults (s) striking NW-SE. In western areas, where the displacement of the COB was larger, elements of the reference grid next to the COB had become somewhat rectangular, the sand layer had thinned and faulting was diffuse. In the eastern area, where the displacement of the COB was smaller, a group of small normal faults had appeared, striking NW-SE. At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 13.3%. Elsewhere in the oceanic plate, the square grid had not deformed.

Stage 2 (6 hours). By this stage, southward displacement of the COB had increased and had become symmetric. Left-lateral slip had increased along the first 12 cm of the COB in front of the piston and right-lateral slip was present further away. In the continental plate, the extension zones (e1 and e2) had propagated and branched out sideways. At the eastern end of these extension zones, left-lateral faults were still active. In front of the piston, strike-slip faults formed a triangular pattern, with a new left-lateral fault (s) in the North and a right-lateral fault (d) in the South. Normal faults appeared, next to the area of diffuse faulting,

and propagated in a direction almost perpendicular to the COB. The zone of diffuse faulting had become wider, forming a belt across the continental plate, north of the COB. The greatest distortion of the surface grid was in an area about 10 to 20 cm in front of the piston. To a first approximation, elements of the grid had rotated about 19° clockwise in the south-western area and 17° counter-clockwise in the south-central area. At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 30.6% since the start of the experiment (17.3% since Stage 1). In the oceanic plate, where the displacement of the COB was larger, a sharp fold (dashed line) had appeared within the oceanic plate, parallel to the COB. Elsewhere in the oceanic plate, the square grid showed little or no deformation.

Stage 3 (9 hours). By this stage, southward displacement of the COB had increased. Left-lateral slip had increased along the first 15 cm of the COB in front of the piston and right-lateral slip was present further away. In the continental plate, the extension zones (e1 and e2) had become larger. In front of the piston, strike-slip faults still formed a triangular pattern, with a left-lateral fault (s) in the North and a right-lateral fault (d) in the South. New normal faults appeared, next to the area of diffuse faulting, and propagated in a direction almost perpendicular to the COB. The zone of diffuse faulting, north of the COB, had become narrower. To a first approximation, elements of the grid had rotated about 30° clockwise in the south-western area and 25° counter-clockwise rotation in the south-central area. At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 39.8% since the start of the experiment (9.2% since Stage 2). Apart from the sharp fold (dashed line) next to the COB, the square grid showed little or no deformation in the oceanic plate.

Stage 4 (12 hours). At this stage we stopped the advance of the piston. Southward displacement of the COB had increased. Left-lateral slip had increased along the first 15 cm of the COB, in front of the piston, and right-lateral slip was present further away. In the continental plate, the extension zones (e1 and e2) had propagated further, surrounding rigid blocks, which had moved towards the oceanic plate. In front of the piston, left-lateral faults (s) were still active. The normal faults, which had formed roughly perpendicular to the COB, had become wider and somewhat longer. The zone of diffuse faulting had become narrower. To a first approximation, elements of the grid had rotated about 39° clockwise in the south-western area and 38° counter-clockwise in the south-central area. At this stage,

the total area of the continental plate had increased by about 49% since the start of the experiment (9.2% since Stage 3). Apart from the sharp fold (dashed line) next to the COB, the square grid showed little or no deformation in the oceanic plate.

Stage 5 (15 hours). By this stage the piston was stationary. Southward displacement of the COB had increased even more. Left-lateral slip had increased along the first 16 cm of the COB in front of the piston and right-lateral slip was present further away. In the continental plate, the extension zones had become larger, isolating more blocks. Left-lateral faults (s) were still active. The normal faults, which had formed roughly perpendicular to the COB, had become wider and longer, isolating a few blocks. The zone of diffuse faulting had become narrower. To a first approximation, elements of the grid had rotated about 48° clockwise in the south-western area and 49° counter-clockwise in the south-central area. At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 52.9% since the start of the experiment (3.9% since Stage 4). In the oceanic plate, where the displacement of the COB was larger, a sharp fold (dashed line) appeared within the oceanic plate, parallel to the COB. Elsewhere, the square grid showed little or no deformation in the oceanic plate.

Stage 6 (18 hours). By this stage the piston was stationary. Southward displacement of the COB had increased even more. Left-lateral slip had increased along the first 17.5 cm of the COB, in front of the piston, and right-lateral slip was present further away. In the continental plate, the extension zones had become larger, isolating more blocks. The zone of diffuse faulting in central areas had become so narrow, that continental blocks had reached the COB. To a first approximation, elements of the grid had rotated about 50° clockwise in the south-western area and 52° counter-clockwise rotation in the south-central area. At this stage, the total area of the continental plate had increased by about 67.8% since the start of the experiment (14.9% since Stage 5). Apart from the sharp fold (dashed line) next to the COB, the square grid showed little or no deformation in the oceanic plate.

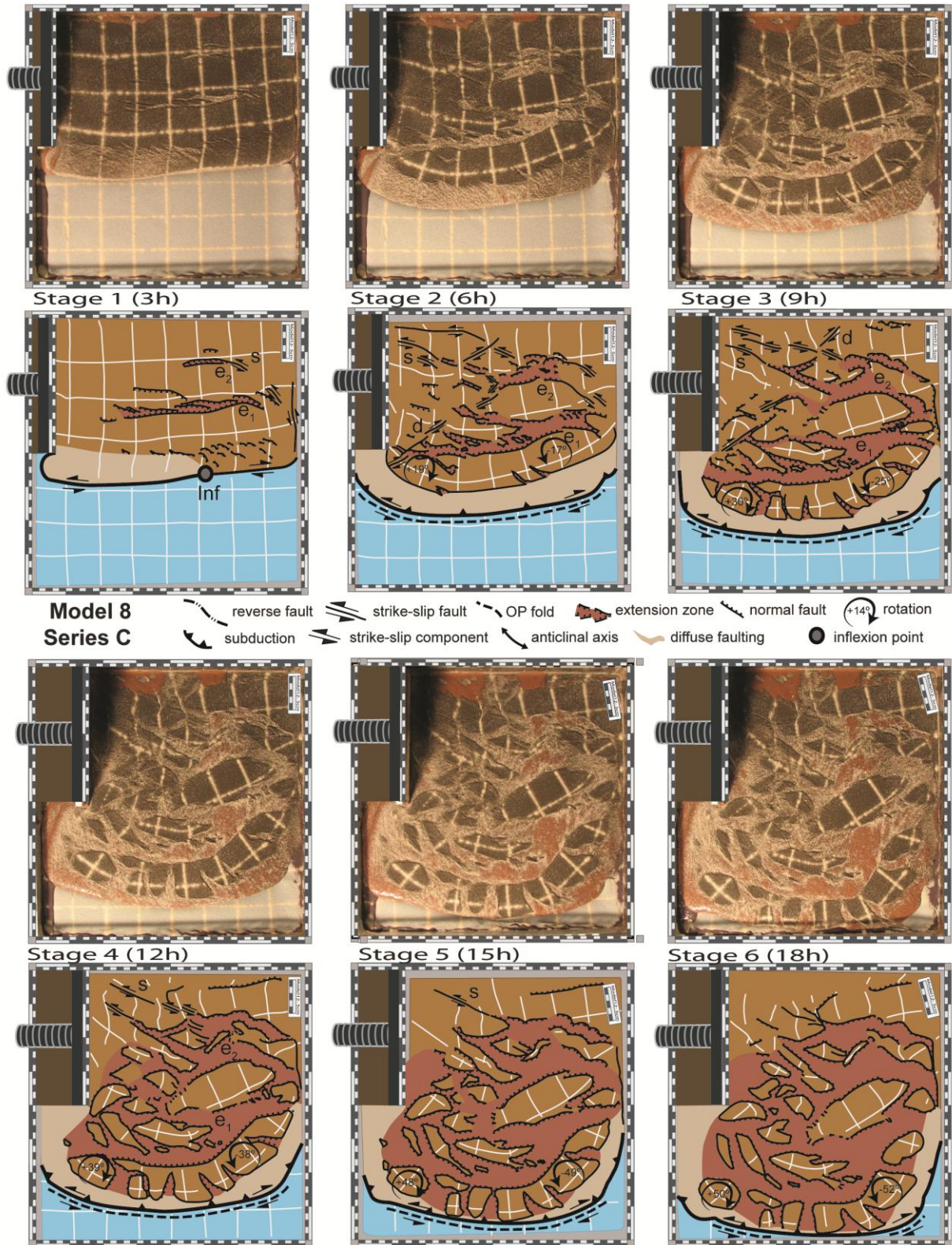


Fig. 3.4. Surface views (photographs and their interpretations) of Model 8 (Series C) after 3, 6, 9, 12, 15, and 18 h. Piston moved at 0.5 cm/h, then stopped after 12 h (6 cm of shortening).

3.3.4.- EXPERIMENTS OF SERIES B AND SERIES C FOR VARIOUS DENSITY RATIOS

We will now describe experiments of Series B and C (small or large piston) after 12 hours (6 cm of displacement), when the piston had stopped moving, and for various values of the density ratio ($R = \rho_o/\rho_c$), where ρ_o is the density of the oceanic plate and ρ_c is the density of the continental plate (Fig. 3.5).

DENSITY RATIO: 1.13 - 1.16

Model 5, Series B. For this density ratio (1.13 - 1.16), the pattern of grid lines at the COB showed bilateral symmetry, but little deformation. Offsets of the grid lines demonstrated a small amount of right-lateral shear along the eastern part of the COB. In the continental plate, North- and Northwest-trending folds developed on the western side of the model, near the piston. Strike-slip faults formed a triangular pattern, with a major left-lateral fault in the North and a right-lateral fault in the South. Another left-lateral slip fault formed at the northern boundary of the model. In the north-eastern part of the model, an extension zone developed. No zone of diffuse faulting was visible. In the oceanic plate, North-trending folds formed in three places: (1) in the western area, next to the piston, (2) in the centre, where the curvature of the COB was a maximum, and (3) in the eastern area, next to the sidewall. Furthermore, East-trending folds appeared in the southern area.

Model 4, Series C. For this density ratio (1.13 - 1.16), the pattern of grid lines at the COB showed very little deformation. Offsets of the grid lines demonstrated a small amount of right-lateral shear along the COB. In the continental plate, Northwest-trending folds formed in the northern area of the model and North-trending folds in the south-eastern area. A major Northwest-trending left-lateral fault formed between these two fold families. No zone of diffuse faulting was visible. At the northern edge of the oceanic plate, near the COB, E-W-trending folds appeared.

DENSITY RATIO: 1.33 - 1.34

Model 7, Series B. For this density ratio (1.33 - 1.34), the COB bulged southwards as far as the inflexion point. Right-lateral slip occurred along the COB. In the continental plate, North-trending folds appeared in the north-western area and major strike-slip faults

crosscut the plate, forming a zone of extension where they intersected. A zone of diffuse faulting appeared, where the displacement of the COB was greater. In the oceanic plate, a North-trending fold formed next to the COB and a sharp fold (dashed line) developed parallel to the COB, where its displacement was larger.

Model 6, Series C. For this density ratio (1.33 - 1.34), the COB bulged symmetrically southward. Slip was left-lateral along the western part of the COB and right-lateral along its eastern part. In the continental plate, there was a large area of diffuse faulting, where a series of minor left-lateral faults were visible. Where the displacement of the COB was larger, a sharp fold (dashed line) appeared within the oceanic plate, parallel to the COB.

DENSITY RATIO: 1.41 - 1.42

Model 9, Series B. For this density ratio (1.41 - 1.42), the COB underwent a large southward displacement. Right-lateral slip occurred along the COB. In the continental plate, extension zones linked, isolating rigid blocks, which also moved southwards, rotating clockwise in the south-western area and counter-clockwise in the south-central area. In the North, left-lateral faults were active. The zone of diffuse faulting formed a long narrow belt next to the COB. In the oceanic plate, where the displacement of the COB was larger, a sharp fold (dashed line) appeared within the oceanic plate, parallel to the COB.

Model 8, Series C. For this density ratio (1.41 - 1.42), the COB underwent a large southward displacement. Left-lateral slip occurred along the western part of the COB and right-lateral slip along its eastern part. In the continental plate, extension zones linked, isolating rigid blocks, which moved southwards, rotating clockwise in the south-western area and counter-clockwise in the south-central area. In the North, left-lateral faults were active. The zone of diffuse faulting formed a long narrow belt next to the COB. In the oceanic plate, where the displacement of the COB was larger, a sharp fold (dashed line) appeared within the oceanic plate, parallel to the COB.

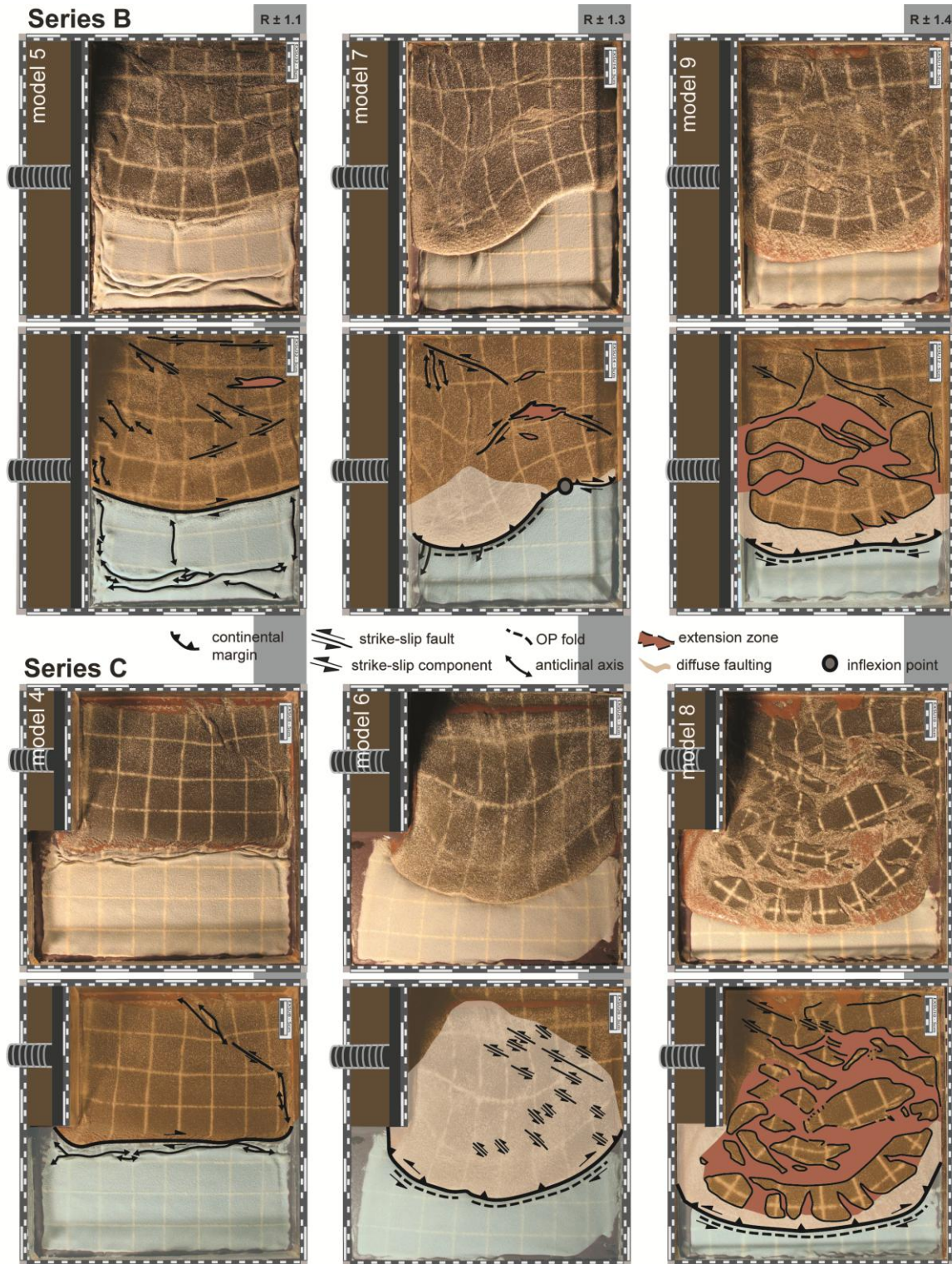


Fig. 3.5. Surface views (photographs and their interpretations) of Models 5, 7 and 9 (Series B, upper part of figure) and Models 4, 6 and 8 (Series C, lower part of figure) after 12h of shortening at 0.5 cm/h (6 cm of shortening) and for three values of density ratio (R) between oceanic plate and continental plate.

3.4.- DISCUSSION

3.4.1.- EFFECT OF DENSITY CONTRAST

In a first group of experiments (Model 5 of Series B and Model 4 of Series C), where the density ratio (between oceanic and continental plate) was 1.1, the percentage area of continental plate changed very little, while the piston was in motion. Until the end of each experiment (percentage area of 2.2 % for a wide piston and -2.2% for a narrow piston, after 18 hours) there was no extension and no oceanic subduction (Fig. 3.6a).

In a second group of experiments (Model 7 of Series B and Model 6 of Series C), where the density ratio was 1.3, the percentage area of continental plate changed little (8.7% for a wide piston and 20.8% for a narrow piston), while the piston was moving, but changed much more (17.4% for a wide piston and 32.3% for a narrow piston) after the piston had stopped (after 12 hours) and until the end of observations (18 hours for series B and 15 hours for series C). After 6h of compression, the oceanic plate started to subduct; the slab sank slowly, while the piston was in motion, but much more quickly, after the piston had stopped (Fig. 3.6b).

In a third group of experiments (Model 9 of Series B and Model 8 of Series C), where the density ratio was 1.4, the percentage area of continental plate increased steadily from the beginning to the end of the experiment (by 42.8% for a wide piston and by 67.8% for a narrow piston, after 18 hours). After 3h of compression, the oceanic plate started to subduct; the slab then sank continuously and fast (Fig. 3.6c). However, the surface area increased to higher values for the narrow piston than it did for the wide piston. A narrow piston provided more space for a continental plate to spread over the adjacent oceanic plate.

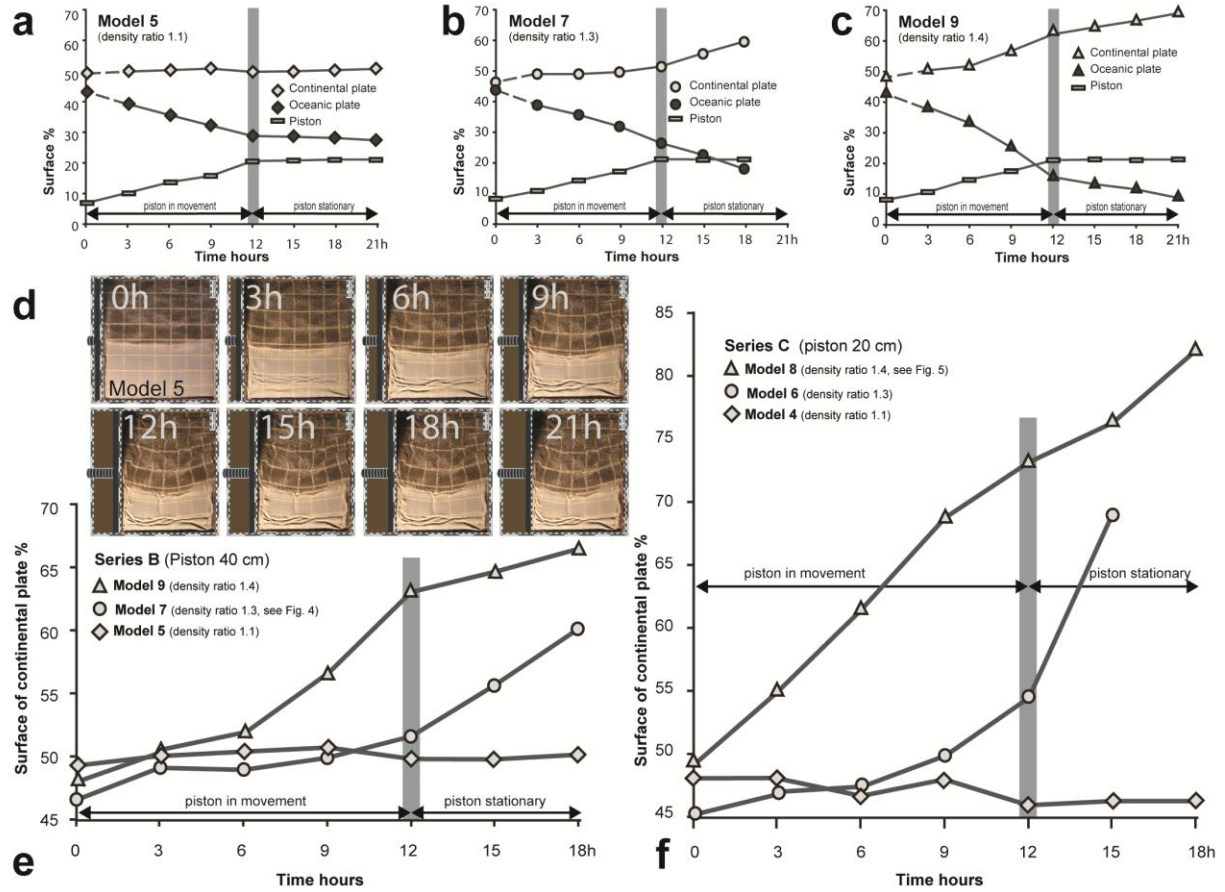


Fig. 3.6. Top: change in surface area (as % of total area) with time, for each of continental plate, oceanic plate and piston of Model 5 (a), Model 7 (b) and Model 9 (c) of Series B. Bottom: change in surface area (%) with time for continental plate of each of Models 5, 7 and 11 (Series B, left, e) and Models 4, 6 and 8 (Series C, right, f). In all graphs, thick grey vertical line marks moment when piston stopped.

For all these experimental results (Series B and C), we infer that the density ratio (between oceanic and continental plates) was a very important factor in facilitating extension in the continental plate during subduction (Fig. 3.7). When the density ratio was lower than 1.2-1.25, no extension occurred in the continental plate. When the density ratio was between 1.25-1.35, extension occurred in the continental plate, although mainly after compression stopped. Finally, when the density ratio was higher than 1.35, extension occurred in the continental plate from the very beginning of the experiment.

Most authors have assumed that an oceanic plate is denser than the underlying asthenosphere and some have investigated the effect of systematically varying the density

ratio between the two, either in physical models (Faccenna et al., 1999; Shemenda, 1994) or in numerical models (Becker et al., 1999; Nikolaeva et al., 2010). When other parameters remained constant, the rate of subduction was higher for larger density ratios and we agree with that conclusion.

The dimensionless buoyancy number, F (Houseman and Gubbins, 1997; Faccenna et al., 1999) is a measure of the density contrast between oceanic lithosphere and asthenosphere, as well as the thickness and ductile resistance of the oceanic lithosphere:

$$F = L^2 g \Delta\rho / u \eta \quad (1)$$

Here L is the thickness of the oceanic plate ($h_{\text{sand}} + h_{\text{silicone}}$), η is the viscosity (of what) (which we have denoted as μ), u is the velocity of convergence of the piston, g is the gravitational acceleration, and $\Delta\rho$ is the density contrast between the oceanic lithosphere and the asthenosphere.

We have calculated the buoyancy number for all of our experiments (Table 3.2). For the second and third group of experiments, $F > 1$ and we observed subduction, whereas for model 5 of the first group of experiments, $F < 1$ and there was no subduction. These results are in agreement with the observations of Faccenna et al. (1999). In contrast, for Model 4, $F > 1$, yet there was no subduction. We infer that, although the buoyancy number is important in determining if subduction will occur, it is not the only factor. We suggest that the density ratio between oceanic and continental plates is also important. In our experiments, subduction did not occur, even for $F > 1$, if the density ratio was not high enough (Table 3.2 and Fig. 3.7).

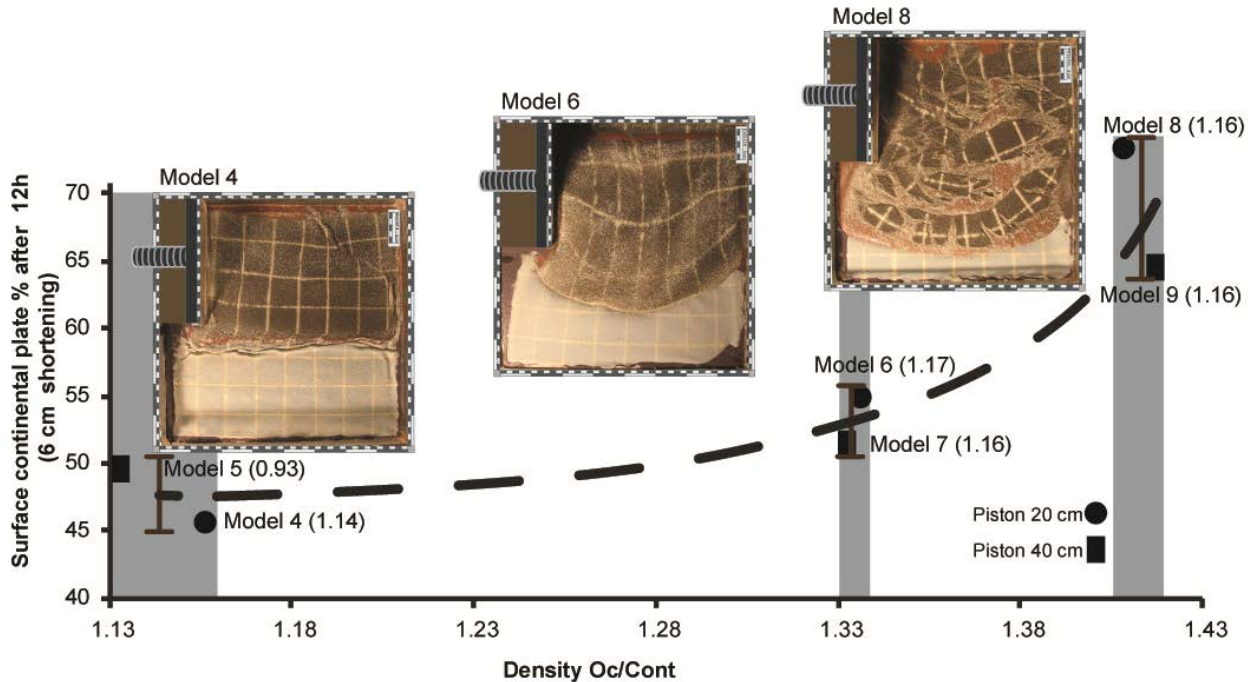


Fig. 3.7. Change in surface area (%) with time, for continental plates of 6 models, versus density ratio between oceanic plate and continental plate. Numbers in brackets indicate density ratios between oceanic plate and asthenosphere.

3.4.2.- PISTON VELOCITY

In previous experimental studies, as in our own, it is clear that piston velocity was one of the most important parameters controlling subduction and continental extension (Faccenna et al., 1996; Becker et al., 1999). When the piston velocity was fast, no extension was visible in the continental plate. In contrast, when the velocity was slow, extension of the continental plate and subduction of the oceanic plate occurred synchronously. However, these two processes did not always balance, so that in some experiments there was much extension, for almost no piston displacement (Fig. 3.2).

Having said this, we would like to make it clear that, in our experiments, the following parameters were equally important, if not more so, in controlling the amount of continental extension.

3.4.3.- CONVERGENCE HISTORY

Although some authors have described what happened when a converging piston stopped moving (Faccenna et al., 1996, 1999; Becker et al., 1999), we have investigated this more fully. For various density ratios between continental and oceanic plates, we found that extension continued to accumulate, even after the piston stopped (Fig. 3.6). Moreover we found that the density ratio between continental and oceanic plates had important effects on the styles of subduction and continental extension, for all directions of piston convergence.

3.4.4.- VISCOSITY AND FLEXURAL RESISTANCE OF THE OCEANIC PLATE, SLAB BREAK-OFF

Previous authors (Becker 1999; Regard et al., 2003, 2005, 2008; Funicello et al., 2008) have concluded that the rheological properties of the slab are important, in that they control the development of the subduction zone. According to Regard et al. (2008), viscous removal of the denser parts of the slab decreases the slab-pull force. However, if the slab is strong, it does not deform and the slab-pull force remains active. The other way for a slab to deform is by breaking off entirely. Pyskywec et al. (2000) have modelled this process numerically.

3.4.5.- CONDITIONS AT THE BASE OF A SUBDUCTING SLAB

In all experiments, the thickness of the lowermost ductile layer influences the development of viscous instabilities (Regard et al., 2003). A very thick layer favours the formation of instabilities, but we did not study this parameter. In all our models the initial thickness of honey was the same.

3.5.- COMPARING MODELS AND NATURE

The Aegean-Anatolian orocline and back-arc system have developed in a context of convergence of the African plate with Eurasia since the Upper Jurassic (Sengör and Yilmaz, 1981; Robertson and Dixon, 1984). The present-day Aegean-Anatolian system is bounded to the north by the right-lateral North Anatolian Fault (NAF), to the east by the left-lateral East Anatolian Fault (EAF) and to the south by the Hellenic and Cyprus Subduction Zones (Fig. 3.8).

Although both the Hellenic Subduction Zone and the Cyprus Subduction Zone have accommodated large amounts of plate convergence between Africa and Eurasia, the former has a back-arc area where extension is large - the Aegean Sea - whereas the latter has a back-arc area - Central Anatolia - where extension is small.

The back-arc area of the Hellenic Subduction Zone, North of Crete, includes the Aegean Sea and surrounding areas. Late Cenozoic extension has been responsible for exhumation of several metamorphic complexes (Cyclades, Menderez and at least some part of Rhodope) (Lister et al., 1984; Gautier et al., 1999 and Jolivet et al., 2012). Extension in a roughly NNE-SSW direction occurred by southward retreat of the Hellenic trench (Mercier et al., 1989; Le Pichon and Angelier, 1981; Gautier et al., 1999 and Van Hinsberger and Schmid, 2012). This was coeval with southward migration of magmatism, from the Rhodope Massif to the Cyclades (since about 35 Ma according to Jolivet et al., 2013).

The back-arc area of the Cyprus Subduction Zone, north of Cyprus, includes the region of Central and East Anatolia, a Mesozoic to Tertiary collision zone. This region consists of three main terrains with ophiolitic sutures. These terrains are, from north to south, the Pontides, Central Anatolian Crystalline Complex and Taurides (Moix et al., 2008). The Central Anatolian Crystalline Complex consists of high-grade metamorphic rocks intruded by late granitoids (Floyd et al., 2000). This complex was formerly covered by ophiolitic nappes, which are now widespread in the Anatolian terrains (Moix et al., 2008). For this region, South of the North Anatolian Fault, the tectonic setting during the Cenozoic is debatable. It could be a strike-slip system (Koçyigit and Beyham 1998) a compressional system (Gülyüz et al., in press) or an extensional system (Genç and Yürür, 2010). In any case, unlike in the Aegean area, there has not been so much extension as to produce a metamorphic core complex (see discussion in Gautier et al., 2002).

The question is: why, in one geodynamic setting, are the tectonic responses so different? According to Jolivet et al. (2013), extension in the Aegean began at 35 Ma or before. In contrast, westward extrusion of Anatolia may not have started before 10-13 Ma (Sengör et al., 1985). Therefore lateral shortening may have helped to control subduction and continental extension only during the later stages.

A map of Bouguer gravity anomalies for Turkey shows a residual positive anomaly in Central Anatolia (Ates et al., 1999), which could be due to the high density of deep crustal rocks. In contrast, the rocks forming the Aegean Sea are mainly sedimentary or metasedimentary, so of low density. Exceptions are metamorphic rocks in the Cyclades, Mendereç and the Rhodope Metamorphic Complex, of which the exhumation partly resulted from Aegean extension. Thus, prior to the extension, the density of the continental lithosphere could have been higher, north of the Cyprus Subduction Zone, than it was north of the Hellenic Subduction Zone. If so, and if the oceanic lithosphere had the same density south of both subduction zones, the density ratio between the oceanic and continental lithospheres was higher, across the Hellenic subduction zone, than it was across the Cyprus subduction zone. We suggest that a high density ratio has been an important driving force for Aegean extension, while in Central Anatolia a low density ratio may have prevented extension. Likewise in our models, density ratio has been a key factor.

In general, three other factors may influence the lithospheric density variations between subducting lithosphere and continental lithosphere in order to favour back-arc extension.

1) Initial properties of the oceanic plate. Variations in the properties of the subducting lithosphere (more oceanic versus less oceanic) may explain the difference in resulting back-arc extension. A more oceanic composition means that the density is higher, so that the density ratio between subducting lithosphere and continental lithosphere is higher, so favouring back-arc extension.

2) Hydration of the lithospheric upper plate. During subduction processes, dehydration of the downgoing plate (Peacock, 1993; Ringwood 1974) causes hydration of the upper mantle wedge (Hyndman et al., 2003; Arcay et al., 2005). This will change its physical properties, including density and seismic velocity (Bostock et al., 2002; Hacker et al 2003). A decrease in density of the upper plate, due to hydration of the mantle wedge, may contribute to back-arc extension (Arcay et al., 2005; Levander et al., 2011).

3) Initial continental thickness. The initial crustal thickness could have been large enough to favour gravity spreading.

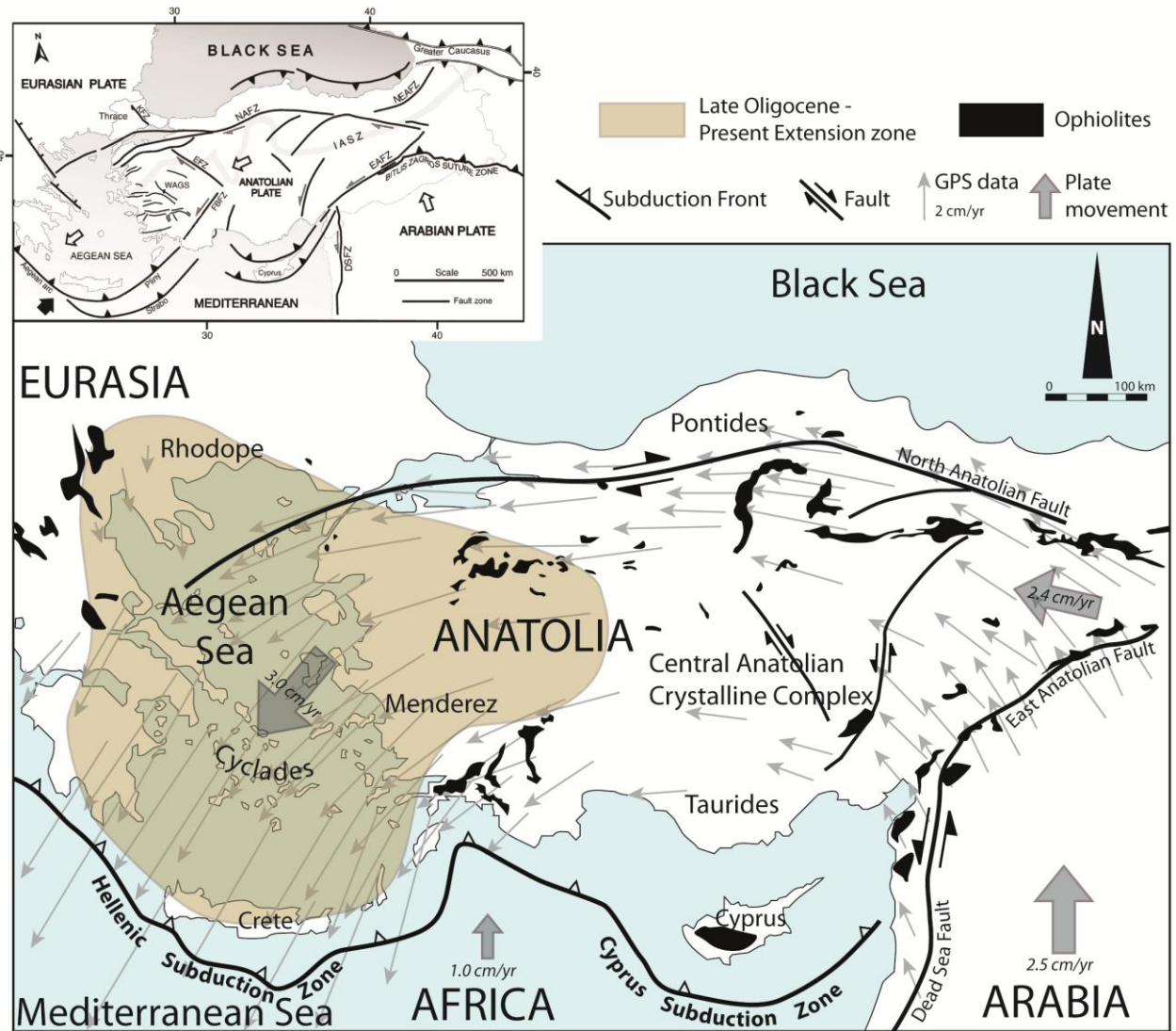


Fig. 3.8. Map of Aegean Sea, Anatolia and surrounding areas, showing main structural features and area of Late Oligocene to present-day extension (GPS data from Reilinger et al., 2010). Inset (top left) shows location with respect to Europe and Africa and the main tectonic elements of Turkey. Abbreviations in figure are KFZ, Kırklareli Fault Zone; NAFZ, North Anatolian Fault Zone; WAGS, West Anatolian graben System; EFZ, Eskişehir Fault Zone; FBFZ, Fethiye Burdur Fault Zone; IASZ, İzmir-Ankara Suture Zone; EAFZ, East Anatolian Fault Zone; DSFZ, Dead Sea Fault Zone; KTJ, Karlıova Triple Junction. (modified from Gürer and Bayrak, 2007).

3.6.- CONCLUSIONS

For the experiments, we draw the following conclusions.

- In every experiment, where there was extension in the continental plate, there was also subduction of the oceanic plate.
- However, in some experiments, there was subduction of the oceanic plate, but no extension in the continental plate. Therefore subduction was not enough to explain continental extension.
- Compression parallel to the continent-ocean boundary did not favour continental extension.
- In contrast, the density ratio between the oceanic plate and continental plate was a key factor: the higher the density ratio, the greater the amount of extension in the continental plate during subduction.

For the application to Anatolia, we draw the following conclusions.

- Despite similar geological settings, the areas north of the Hellenic and Cyprus subduction zones differ, in that extension is larger in the former and much smaller in the latter.
- In the light of our experiments, an important control on extension and retreat of the trench should be the density ratio between oceanic and continental plates. Accordingly, we suggest that Aegean extension was due to a high density ratio between subducting oceanic lithosphere and a Hellenic-Balkan upper plate of relatively low density, whereas in the Anatolian upper plate (of relatively high density) the density contrast was lower and there was less extension.

REFERENCES

- Arcay, D., Tric E., Doin, M.-P., 2005. Numerical simulations of subduction zones: Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 133-153.
- Ates, A., Kearey, P., Tufan, S., 1999. New gravity and magnetic anomaly maps of Turkey. *Geophysical Journal International* 136, 499-502.

- Becker, T.W., Faccenna, C., O'Connell, R.J., Giardini, D., 1999. The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 15207-15226.
- Bostock, M.G., Hyndman, R.D., Rondenay, S., Peacock, S.M., 2002. An inverted continental Moho and the serpentinization of the forearc mantle. *Nature* 417, 536-538.
- Chemenda, A.I., Hurpin, D., Tang, J.-C., Stephan, J.-F., Buffet, G., 2001. Impact of arc-continent collision on the conditions of burial and exhumation of UHP/LT rocks: experimental and numerical modelling. *Tectonophysics* 342, 137-161.
- Cobbold, P.R., Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony): A suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. *Tectonophysics* 210, 255-271.
- Davy, Ph., Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Davy, P., Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala, New Series* 14, 129-141.
- Dewey, J.F., 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. In: D.W. Strangway (Ed.), *The Continental Crust and its Mineral Deposits*, Geological Society of Canada Special Volume 20, 553-573.
- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P., Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins: Insights from laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 2749-2766.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V., 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 85-97.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.-P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M., Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International* 126, 781-795.
- Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A., Yaliniz, M.K., 2000. Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *Geological Society, London, Special Publications* 173, 183-202.
- Funicello, F., Faccenna, C., Giardini, D., 2004. Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: insights from laboratory experiments. *Geophysical Journal International* 157, 1393-1406.

- Funiciello, F., Faccenna, C., Heuret, A., Lallemand, S., Di Giuseppe, E., Becker, T.W., 2008. Trench migration, net rotation and slab-mantle coupling. *Earth and Planetary Science Letters* 271, 233-240.
- Gautier, P., Brun, J.-P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J., Jolivet, L., 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics* 315, 31-72.
- Gautier, P., Bozkurt, E., Hallot, E., Dirik, K., 2002. Dating the exhumation of a metamorphic dome: geological evidence for pre-Eocene unroofing of the Niğde Massif (Central Anatolia, Turkey). *Geological Magazine* 139, 559-576.
- Gelabert Ferrer, B., Sàbat i Montserrat, F., Rodríguez-Perea, A., Fornós, J.J., 2004. On the origin of the North Pacific arcs. *Geologica Acta* 2, 203-212.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14, 93-100.
- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., Fornós, J., 2001. About the origin of the northern hemisphere Pacific arcs. *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears* 44, 119-128.
- Genç, Y., Yürür, M.T., 2010. Coeval extension and compression in Late Mesozoic–Recent thin-skinned extensional tectonics in central Anatolia, Turkey. *Journal of Structural Geology* 32, 623-640.
- Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., Floyd, P.A., 1997. Post-collisional A-type magmatism in the central Anatolian crystalline complex: Petrology of the Idis Dagi intrusives (Avanos, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences* 6, 65-76.
- Guillaume, B., Martinod, J., Espurt, N., 2009. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modelling. *Tectonophysics* 463, 167-174.
- Gülyüz, E., Kaymakci, N., Meijers, M.J.M., van Hinsbergen, D.J.J., Lefebvre, C., Vissers, R.L.M., Hendriks, B.W.H., Peynircioğlu, A.A., Late Eocene evolution of the Çiçekdağı Basin (central Turkey): Syn-sedimentary compression during microcontinent–continent collision in central Anatolia. *Tectonophysics* (in press).
- Gürer, A., and Bayrak, M., 2007. Relation between electrical resistivity and earthquake generation in the crust of West Anatolia, Turkey. *Tectonophysics* 445, 49-65.
- Hacker, B.R., Peacock, S.M., Abers, G.A., Holloway, S.D., 2003. Subduction factory, 2, Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B1), doi: 10.1029/2001JB001129.
- Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., Lallemand, S., 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 473-483.

- Heuret, A., Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 31-51.
- Houseman, G.A., Gubbins, D., 1997. Deformation of subducted oceanic lithosphere. *Geophysical Journal International* 131, 535-551.
- Hyndman, R.D., Peacock, S.M., 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 417-432.
- Jolivet, L., Brun, J.-P., 2010. Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences* 99, 109-138
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., and others. 2013. Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics* 597, 1-33.
- Jurdy, D.M., Stefanick, M., 1983. Flow models for back-arc spreading. *Tectonophysics* 99, 191-206.
- 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.
- Kocyiğit, A., Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics* 284, 317-336.
- Lamb, H., 1994. *Hydrodynamics* (6th edition). Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-45868-9.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 3000, 357-372.
- Leroy, M., Dauteuil, O., Cobbold, P.R., 2004. Incipient shortening of a passive margin: the mechanical roles of continental and oceanic lithospheres. *Geophysical Journal International* 159, 400-411.
- Lister, G.S., Banga, G., Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology* 12, 221-225.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5, 227-245.
- Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C., Albarello, D., 2001. Back arc extension: Which driving mechanism? *Journal of the Virtual Explorer* 3, 17-45.
- Mantovani, E., Albarello, D., Tamburelli, C., Babbucci, D., Viti, M., 1997. Plate convergence, crustal delamination, extrusion tectonics and minimization of shortening work as main controlling factors of the recent Mediterranean deformation pattern. *Annali Geofisica* 40, 611-643.

- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., and others, 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 105, 5695-5719.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Vergely, P., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research* 2, 49-71.
- Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosselet, F., Stampfli, G.M., 2008. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics* 451, 7-39.
- Molnar, P., Atwater, T., 1978. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 41, 330-340.
- Nikolaeva, K., Gerya, T.V., Marques, F.O., 2010. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115 (B3), doi: 10.1029/2009JB006549.
- Peacock, S.M., 1993. Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chemical Geology* 108, 49-59.
- Pysklywec, R.N., Beaumont, C., Fullsack, P., 2000. Modeling the behavior of the continental mantle lithosphere during plate convergence. *Geology* 28, 655-658.
- Regard, V., Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., 2008. Laboratory experiments of slab break-off and slab dip reversal: insight into the alpine oligocene reorganization. *Terra Nova* 20, 267-273.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., 2005. Slab pull and indentation tectonics: insights from 3D laboratory experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 99-113.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., Thomas, J.-C., 2003. From subduction to collision: Control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B4), doi: 10.1029/2002JB001943.
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S., Vernant, P., 2010. Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone, *Tectonophysics* 488, 22-30.
- Ringwood, A.E., 1974. The petrological evolution of island arc systems. *Journal of the Geological Society, London* 130, 183-204.
- Robertson, A.H.F. and Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications* 17, 1-74.

- Rodkin, M.V. and Rodnikov, A.G., 1996. Origin and structure of back-arc basins: new data and model discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 93, 123-131.
- Royden, L.H., 1993. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics* 12, 303-325.
- Scholz, C.H. Campos, J., 1995. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 100, 22103-22115.
- Sengör, A.M.C., Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181-241.
- Shemenda, A., Grocholsky, A.L., 1994. Physical modeling of slow seafloor spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 9137-9153.
- Tesauro, M., Kaban M. K., Cloetingh S.A.P.L., 2009. A new thermal and rheological model of the European lithosphere. *Tectonophysics* 476, 478-495.
- Torsvik, T.H., Müller, R.D, Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina, C., 2008. Global plate motion frames: Toward a unified model. *Reviews of Geophysics* 46 (3), doi:10.1029/2007RG000227.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics: Applications of continuum physics to geological problems*. Wiley J, New York, 450 p.
- van Hinsbergen, D.J.J. and Schmid, S.M., 2012. Map view restoration of Aegean–West Anatolian accretion and extension since the Eocene. *Tectonics* 31, TC5005, doi:10.1029/2012TC003132.
- Weijermars, R., 1986. Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics* 124, 325-358.

4.- Analogue modelling of compressive systems: reproducibility and limitations

ABSTRACT	81
4.1.- INTRODUCTION.....	81
4.2.- EXPERIMENTAL PROCEDURE.....	82
4.2.1.- ANALOGUE MATERIALS	82
4.2.2.- APARATUS.....	83
4.2.2.1.- Crustal-scale.....	83
4.2.2.2.- Lithospheric scale.....	84
4.3.- RESULTS.....	85
4.3.1.- CRUSTAL-SCALE EXPERIMENTS	85
4.3.2.- LITHOSPHERIC-SCALE EXPERIMENTS.....	89
4.4.- ARE THE EXPERIMENTS REPRODUCIBLE?	91
4.4.1.- HETEROGENEITY DUE TO THE MATERIALS	91
4.4.1.1.- Honey.....	92
4.4.1.2.- Silicone	92
4.4.1.3.- Sand.....	92
4.4.2.- MODEL CONSTRUCTION.....	93
4.4.2.1.- Honey.....	93
4.4.2.2.- Silicone	93
4.4.2.3.- Sand.....	94
4.4.3.- MODEL REALISATION	94
4.4.4.- NATURAL HETEROGENEITY OF DEFORMATION	95
4.4.5.- RESULT ANALYSIS.....	95
4.4.5.1.- Crustal-scale experiments	95
4.4.5.1.- Lithospheric-scale experiments	96
4.5.- ROLE OF THE EXPERIMENTAL PROCEDURE	96
4.6.- CONCLUSIONS	96
REFERENCES	96

ABSTRACT

So as to investigate the reproducibility of analogue modelling techniques of compressive systems, we have done two series of experiments. The first one was on crustal-scale to simulate foreland compressive structures and the second one was at lithospheric-scale to simulate the deformation of the continental plate in subduction zones. The differences in experiments evolution may have result from (i) material's heterogeneity, (ii) construction of the experiment, (iii) realization of the experiment, (iv) natural heterogeneity of the deformation and finally, (v) location of observation. The results of these experiments show that not all the models have the same reproductibility, so on crustal-scale experiments the reproductibility is high and we can do a qualitative analysis, and on lithospheric scale.

4.1.- INTRODUCTION

Since the 19th century, experimental modelling has been used to try to understand tectonic processes in space and over time. It is based on reproducing such processes in a simplified version and with materials analogous to those found in nature. The first experiments were performed by Hall (1815). In the 20th century, the first studies involving scaling of experimental models were carried out by Koenigsberger and Morath, 1913; Maillet and Blondel, 1934; and Hubbert, 1937, 1945, 1951, 1959 among others; making experimental results comparable to natural cases. During the 20th century, some significant models were used at the crustal-scale (Faugère and Brun, 1984; Vendeville et al., 1987) and at the lithospheric-scale (Tapponnier et al., 1982; Shemenda and Grocholsky, 1992; Faccenna et al., 1996).

Modelling is a technique that allows us to study how geological processes work and how geological structures evolve in space and over time. It is based on reproducing simplified versions of geological processes using materials that are comparable to the natural ones. One of the strengths of modelling is that we can perform the same experiment several times, changing only one parameter each time, and thereby study the influence of each of them on the final structure separately.

Analogue modelling and numerical modelling involve the same primary idea, but the way of generating the results and the working method are very different. The main differences are: data acquisition, the way we construct the model, and how we introduce the parameters. The two modelling techniques can be complementary; some studies involve similar experiments with using two techniques, and then compare the results (Becker et al., 1999; Buitter et al., 2006).

Modelling has some limitations: we are never able to reproduce reality and always simplify. Scaling (time and space) is a problematic parameter for models (Davy and Cobbold, 1991). In analogue modelling, very few materials are able to satisfy the stringent scaling laws and perhaps the biggest drawback to analogue modelling is its inability to handle temperature gradients and simulate chemical processes.

The aim of this study is to test the reproducibility and the main characteristics of experiments. In it, we discuss which are principal structures and which are secondary ones, i.e., which are representative and which are not for some experiments.

I analyse reproducibility via factors such as: (i) the heterogeneity of the materials; (ii) building technique; (iii) problems when an experiment is running; (iv) natural heterogeneity of the deformation; and finally (v) a critical review of the how the result are analysed.

Analogue modelling offers the possibility to model almost all geological processes. I focus on simulated compressional regimes; at the crustal and lithospheric scales. Crustal-scale models use sand and silicone; and the lithospheric-scale models use sand, silicone and honey.

4.2.- EXPERIMENTAL PROCEDURE

We did two kinds of models, the first one was at crustal-scale to simulate foreland compressive structures and the second one was at lithospheric scale to simulate the deformation of the continental plate in subduction zones.

4.2.1.- ANALOGUE MATERIALS

The modelling techniques used in this section are similar to those classically used in the Laboratory of Experimental Tectonics of Geosciences Rennes (Université de Rennes 1, France) and which have been described in previous studies for experiments (e.g.: Balé, 1986 for the use of the DV crustal-scale; Faugère and Brun, (1984) for the use of the silicone and sand; Davy and Cobbold, (1991) for the scaling; and Faccenna et al., (1996) for lithospheric scale).

We used 3 different materials, the brittle layer were represented by sand, with an angle of internal friction ranging around 30-35° (Krantz, 1991), the ductile layer were represented by silicone putties, and finally the asthenosphere was represented by honey.

For the crustal-scale experiments the brittle layers correspond to pre and synkinematic sand layers with a density (ρ) around 1,5 g/cm³. And ductile layers represent décollement levels made of Silicone putties, the first ductile layer where made by pink silicone putty (Silbione Gomme 70009, Rhône Poulenc, France) with a viscosity (μ) around 10⁴ to 10⁵ Pa•s at 20°C and a density (ρ) close to 1,4 g/cm³, and for the upper detachment levels we use silicone putty (SGM 36, Dow Corning, USA) with a viscosity (μ) around 10⁴ Pa•s at 20°C and a density (ρ) close to 1,0 g/cm³.

For the lithospheric-scale experiments, we used sand to model the brittle upper crust and silicone putty for the ductile lower crust. To model the asthenosphere, we used honey. Sand had a density of (ρ) 1,56 g/cm³ (oceanic layer) or 1,36 g/cm³ (continental layer) because we mixed the sand with ethyl-cellulose powder. Silicone putties (Silbione Gomme 70009, Rhône Poulenc, France) with a density between 1,175 and 1,346 g/cm³ and a viscosity between 31700 and 56800 Pa•s for the pink continental

plate, and for the oceanic plate, we use the same silicone putty but with density between 1,33 and 1,67 g/cm³, and viscosity between 26800 and 153000 Pa•s at 20⁰C. The density of the natural honey that represented the asthenosphere was 1,43 g/cm³ and the viscosity was 10² Pa•s.

4.2.2.- APARATUS

4.2.2.1.- CRUSTAL-SCALE

The experimental apparatus consisted of a wall screwed to a rigid basal fixed plate, on one side, over which a wall fixed to a thin basal mobile plate was pushed at a constant rate in the other side (Fig. 4.1a). The limit of the basal mobile plate induces a velocity discontinuity (VD) at the base of the model, which localises the deformation (Malavielle 1984; Balé 1986; Allemand et al. 1989; Ballard 1989). The model was set in a 100 x 60 x 20 cm sandbox, wide enough to achieve a relatively large amount of shortening without border effects and to be able to cut the experiment several times after each phases of deformation.

The velocity of displacement of the piston, mobile basal plate, wall, and associated VD was 1 cm/h.

The prekinematic pile of the models was made up of, from bottom to top: 1 cm of purple silicone 1.2 cm of black and white sand; 0.8 cm of transparent silicone; and 3 cm of black and white sand composed of two 1.5 cm layers separated by a thin layer of 0.3 cm of silicone in order to allow flexural slip (Fig. 4.1a and 4.2).

In order to simulate synkinematic mass transfer, sedimentation was simulated, with the following ratio $R=1$, ($R=V_s/V_u$) Where R is the ratio between the velocity of the sedimentation (V_s) and the velocity of the structure uplift (V_u) (see Barrier et al., 2002). $R=1$ means the same amount of creation of accommodation spaces as creation of topography, and consequently, the same amount of sedimentation. (Fig. 4.1a). Synkinematic pile of the models was comprised of blue and white sand (Fig. 4.4. 1a and 2) what was continuously sprinkled manually onto the model during the shortening (Barrier et al., 2002, Pichot & Nalpas 2008, Driehaus et al., 2013). Photographs of the model surface were taken at regular time intervals in order to observe structure development. Brittle sand layers were made of black, blue and white sand in order to reveal the structures and to observe them on photographs. The colour of the sand does not modify its behaviour. After deformation, the internal structure and lateral evolution was observed on a series of cross-sections cut parallel to the compression direction (perpendicular to the VD).

The experiments were done in three step, first compression of 5 cm and the realization of cross sections in the first third of the experiment, second compression of 2.5 cm more in order to reach 7.5 cm of shortening and the realization of cross sections in the second third of the experiment, and third compression until 10 cm of shortening and the realization of cross sections in the rest of the experiment. The deformation is not affected by the stopping of the motor between two steps.

4.2.2.2.- LITHOSPHERIC-SCALE

The experimental apparatus consisted of a rectangular tank (40 x 40 x 15 cm). The base and walls of the tank were of rigid transparent material. The experiments were built up layer by layer.

Each model consisted of two plates, laying over a honey layer of 7.5 cm. An oceanic plate, made of silicone of variable thickness from 0.7 to 1.2 cm covered by a sand layer of 0.3 cm and a continental plate made of silicone of 2.5 cm covered by a sand layer of 0.5 cm. Between these plates was the continent-ocean boundary (COB) (Fig. 4.1b).

To record progressive deformation at the surface of the model, we laid down a grid of thin white lines of sand at a spacing of 5 cm and photographed it every 15 minutes.

To deform the experiments, we used a wide piston (40 cm), with a leading edge perpendicular to the COB and it advanced in a direction parallel to the COB, compressing both the oceanic and continental plates (Fig. 4.1b). The piston velocity was 0.5 cm/h in all models.

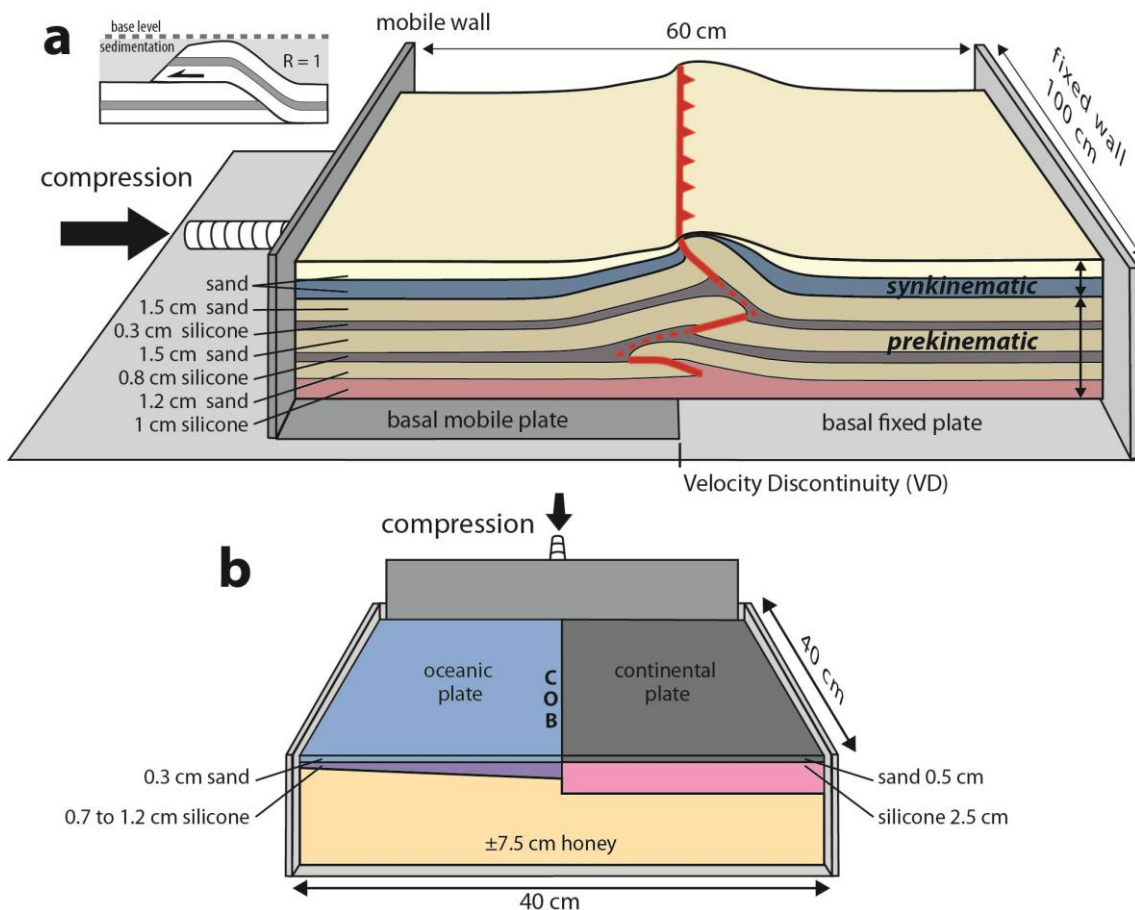


Fig. 4.1: (a) Experimental apparatus for sand/silicone experiments and sketch of homogeneous and local synkinematic sedimentation depositions. R is the ratio between the velocity of the sedimentation: V_s , and the velocity of the structure uplift: V_u ($R = V_s / V_u$, see Barrier et al., 2002) (b) Experimental apparatus for lithospheric-scale experiments.

4.3.- RESULTS.

4.3.1.- CRUSTAL-SCALE EXPERIMENTS

The structure of the silicone/sand pile of the models was made of several brittle-ductile layers. In order to simplify the description of the model we use the following terminology, from bottom to top. The layers deposited before deformation are prekinematic and composed the lower part of the experiments, the layers deposited during deformation are synkinematic and composed the upper part of the experiments (Fig. 4.2).

The prekinematic layers are called from bottom to top: lower silicone layer; lower sand layer; middle silicone layer; middle sand layer; upper silicone layer; upper sand layer. The synkinematic layers are called synkinematic sand layers (Fig. 4.2) (Driehaus et al., 2013).

The reverse fault will be called according to name of the layers affected and according to the definition of the VD that induces shear displacement (Ballard, 1989), so a synthetic reverse fault occurs when the hanging wall moves in opposite direction of the mobile plate and piston. On the contrary, an antithetic reverse fault is characterised by the hanging wall moving in the same direction of the mobile plate and piston. So the reverse fault will be called from bottom to top: lower synthetic or antithetic fault; middle synthetic or antithetic fault; upper synthetic or antithetic fault (see Fig. 4.2 for an example).

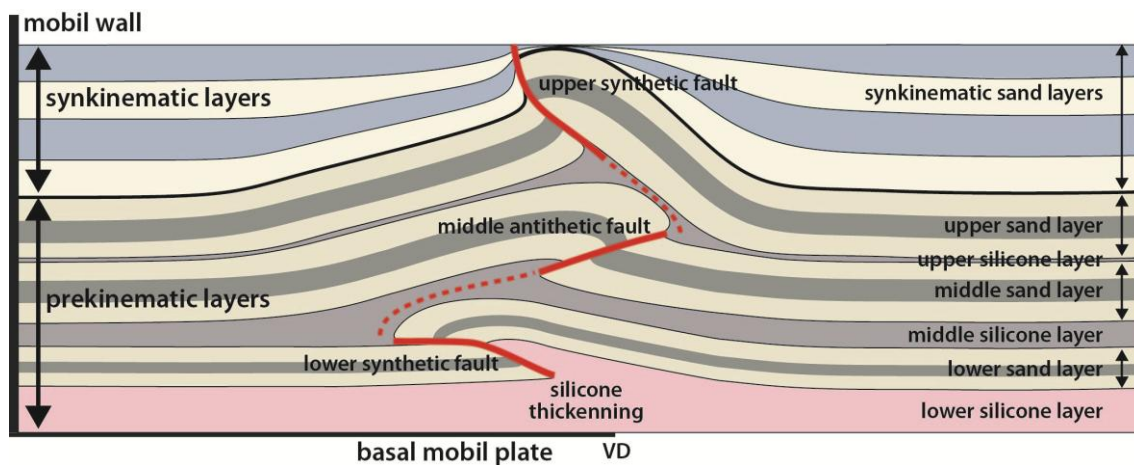


Fig. 4.2: Cross-section showing the terminology used in the description of the crustal-scale experiments.

We will describe 3 stages in the development of five experiments (after 5, 7.5 and 10 cm of shortening). Firstly we describe the major structures based mainly in experiments 1 and 2 (Fig. 4.3), secondly we focused on the general characteristics, based on a general schema (Fig. 4.4) and finally we describe the exceptions, and the variability of the structures for each experiment. (Fig. 4.3).

More precisely:

- After 5 cm of shortening (Fig. 4.3a and 4.4), the lower sand layer is affected by a synthetic fault-bend fold. This geometry of the fault is induced by a penetration of the sand inside the middle silicone layer. The middle sand layer is affected by an antithetic fault-bend fold, with a slight penetration of the middle sand layer in the upper silicone layer. The upper sand layer is affected by synthetic fault propagation fold. This fault organization with opposite vergence is typical of a fishtail structure. The sediments deposited during the deformation show onlap geometry on the hanging wall of the upper fault propagation fold, and top lap geometry below the base of the reverse fault in the footwall.
- After 7.5 cm of shortening (Fig. 4.3b and 4.4), the brittle deformation observed is similar than for 5 cm of shortening with the same synthetic fault-bend fold and antithetic fault propagation fold. The lower synthetic fault-bend fold shows a large penetration of the sand inside the middle silicone layer. The growth of the middle antithetic fault-bend fold push the upper sand layer and affect the synkinematic sand by a creation of a reverse antithetic fault. The previous synthetic fault propagation fold affecting upper sand layer is cut and displaced passively on the hanging wall of the newly formed antithetic reverse fault. This produces an inversion of the vergence of the general structure. The sediments deposited during the growing of this antithetic reverse fault show onlap geometry in direction to the anticline crest and are not clearly discriminant of one vergence.
- After 10 cm of shortening (Fig. 4.3c and 4.4), the lower synthetic fault-bend fold penetrates deeply in the middle silicone layer. The middle antithetic reverse faults continue growing and a synthetic reverse fault develops and cut all the synkinematic sand layers. This produces symmetry of the general structure. The amplification of the structures in the centre of the experiment occurred associated with a rotation of the prekinematic layers that increasing the dip. Because of the double vergence of the faults in the upper sand layer, the geometry of the sediments show onlap in direction to the anticline crest and are not clearly discriminant of one vergence.

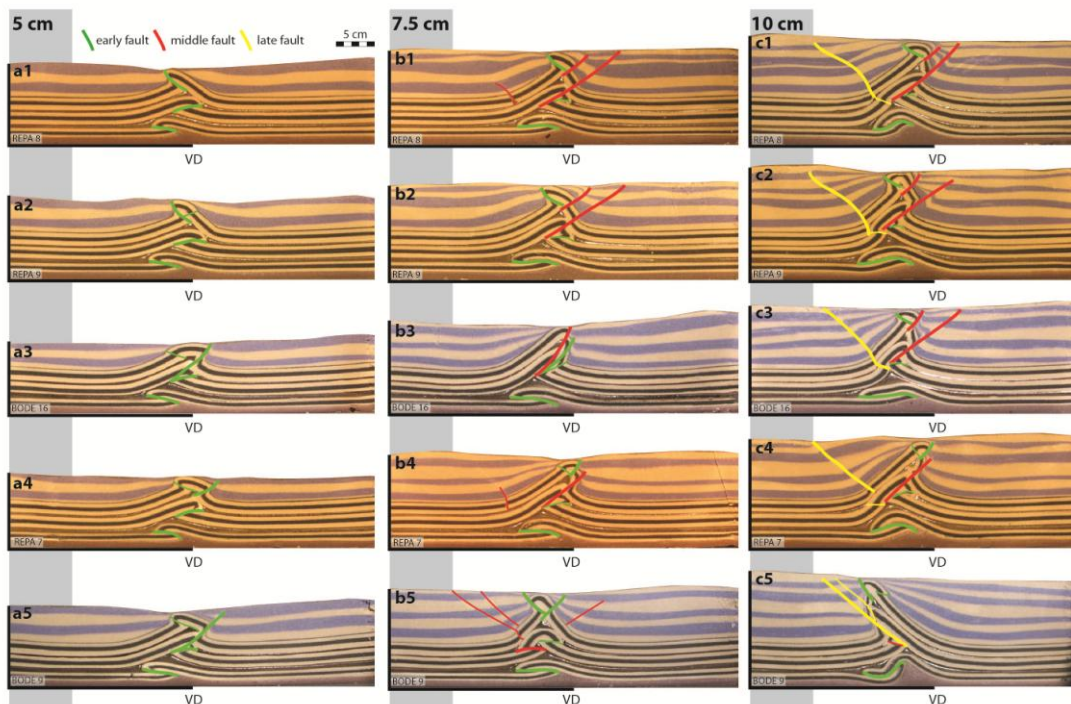


Fig. 4.3: Cross-sections of crustal-scale experiments for 5, 7.5, 10 cm of shortening

Summarizing the main characteristic of the experiments after 5 cm of shortening is that the majority of experiments have a typical fishtail structure (Fig. 4.4), after 7.5 cm of shortening we observe that a new middle antithetic fault develops and the old one is no more active, the upper synthetic fault decrease the activity and a upper antithetic fault grows, this produces a variation of vergence (Fig. 4.4), and after 10 cm of shortening the major characteristic is that a new middle synthetic fault appears and crosses all the synkinematic sand layers, this produces that the structures become more symmetric (Fig. 4.4).

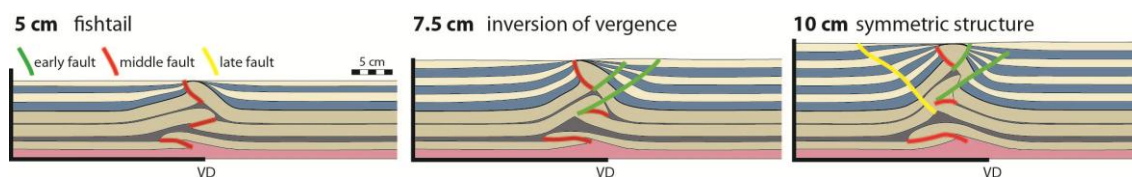


Fig. 4.4: Simple cross-sections showing the main characteristics of crustal-scale experiments.

Now we describe the variation of the main characteristics of deformation for 5 cm, 7.5 cm and 10 cm of shortening. (Fig. 4.3).

For 5 cm of shortening the main characteristic is the fishtail structure, the lower and middle sand layers present an organization with opposite vergence in all the experiments, the upper sand layer has not always an opposite vergence to the middle layer. (Fig.4.3a3, a4 and a5).

For 7.5 cm of shortening the main characteristic is the inversion of vergence of the upper layers. A new reverse antithetic fault is created and this produces the change of vergence in all the experiments with an initial fishtail structure, ergo, all except experiment a3. And experiment a5 what has a completely different behaviour. The structure starts to be symmetric, because of two new middle synthetic and one new middle antithetic reverse fault that cut totally or partially the synkinematic sand layers.

For 10 cm of shortening the differences lies in the symmetry, the experiments become more symmetric, experiment c4 is symmetric but not with the same fault organization. Experiment c5 is completely asymmetric it has four synthetic faults one in the lower layer, two affecting the middle layer and one in the upper layer.

If we check all the resultants we observe that only the experiment 5 is less comparable with the other ones, it is the only one who is really different, experiment 4 is a bit different but still comparable with the other ones.

The differences with experiment 5 are because it is a non cylindrical experiment (Fig. 4.7). It is fundamental that all the experiment is cylindrical, if no, it will not be comparable the structure at 5, 7.5 and 10 cm of shortening, because from the beginning the structure in the different zones is not the same.

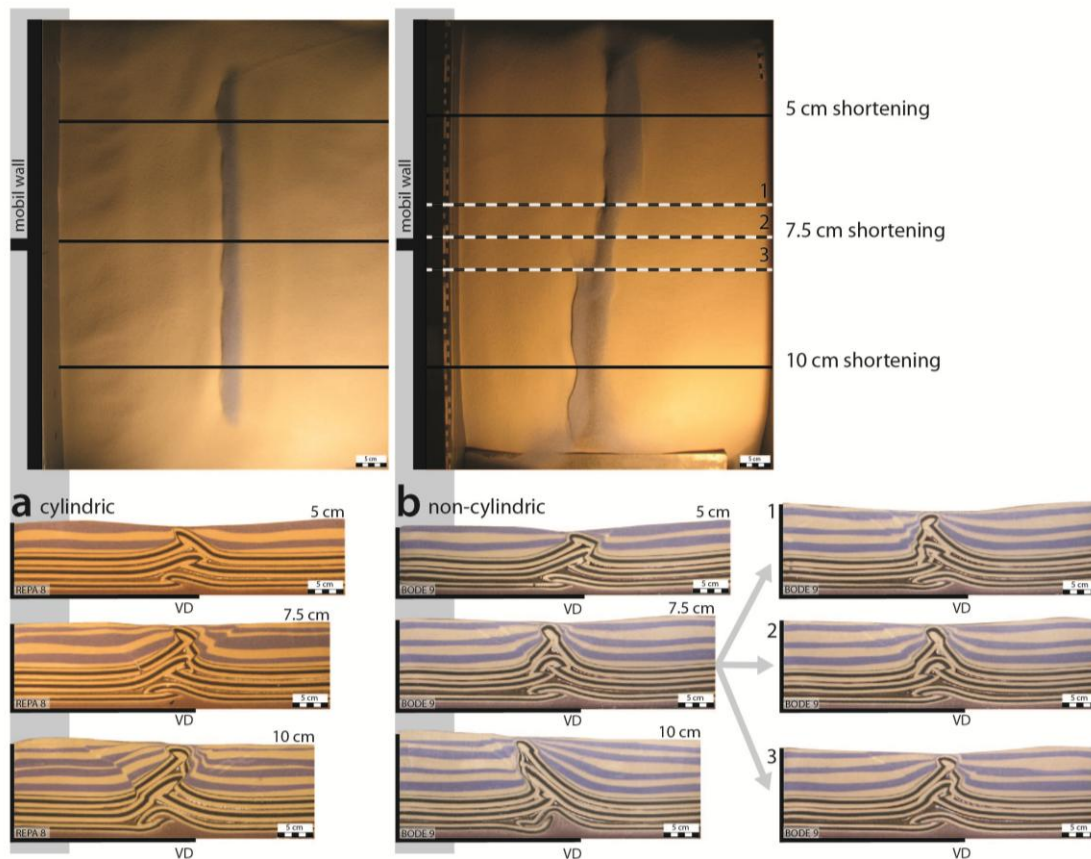


Fig. 4.5: Surface views and cross-sections for (a) cylindrical and (b) non-cylindrical crustal-scale experiments. Cross-sections showing the main characteristics for 5, 7.5, 10 cm of shortening and cross-sections 1, 2, and 3 showing the geometric variation after 7.5 cm of shortening in the non-cylindrical experiment.

4.3.2.- LITHOSPHERIC-SCALE EXPERIMENTS

The experiments simulated the formation of subduction zones and deformation at lithospheric scale. To simplify the description, we will use geographical coordinates, such that North is upwards and the piston is in the West. This means that the displacement of the piston is always eastwards.

In the early stages (0 to 12 hours) the piston moved at a steady velocity of 0.5 cm/h, whereas in later stages (12 to 18 hours) it was stationary. Before deformation, the continental oceanic border (COB) was straight.

We will describe 4 stages in the development of five experiments (before deformation 0 hours (0 cm of shortening), and after 6 hours (3 cm of shortening), 12 hours (6 cm of shortening), and 18 hours (6 cm of shortening) (Fig. 4.6).

Firstly a general description of the results based on figure 4.6.

At 0 hours, before deformation the COB was straight, and no anomalies were observed.(Fig. 4.6a).

At 6 hours the COB had moved further southward. In the continental plate, several right-lateral faults and conjugate left-lateral faults appeared in the continental plate. In the oceanic plate, new North-trending folds had appeared (Fig. 4.6b).

At 12 hours at this stage we stopped the advance of the piston. Southward displacement of the COB had increased. The right-lateral faults and left-lateral fault have become more open so that extension zones between them appear. Where the displacement of the COB was larger, the sand layer had thinned also extension zones appear. In the oceanic plate new North-trending fold had formed in front of the southern area of maximum curvature of the COB (Fig. 4.6c).

At 18 hours by this stage the piston was stationary. Southward displacement of the COB had increased. In the continental plate, the extension zones had propagated further, surrounding rigid blocks, which had moved towards the oceanic plate and forming a huge extension zone. In the oceanic plate the previous folds had been overridden in the North by the COB (Fig. 4.6d).

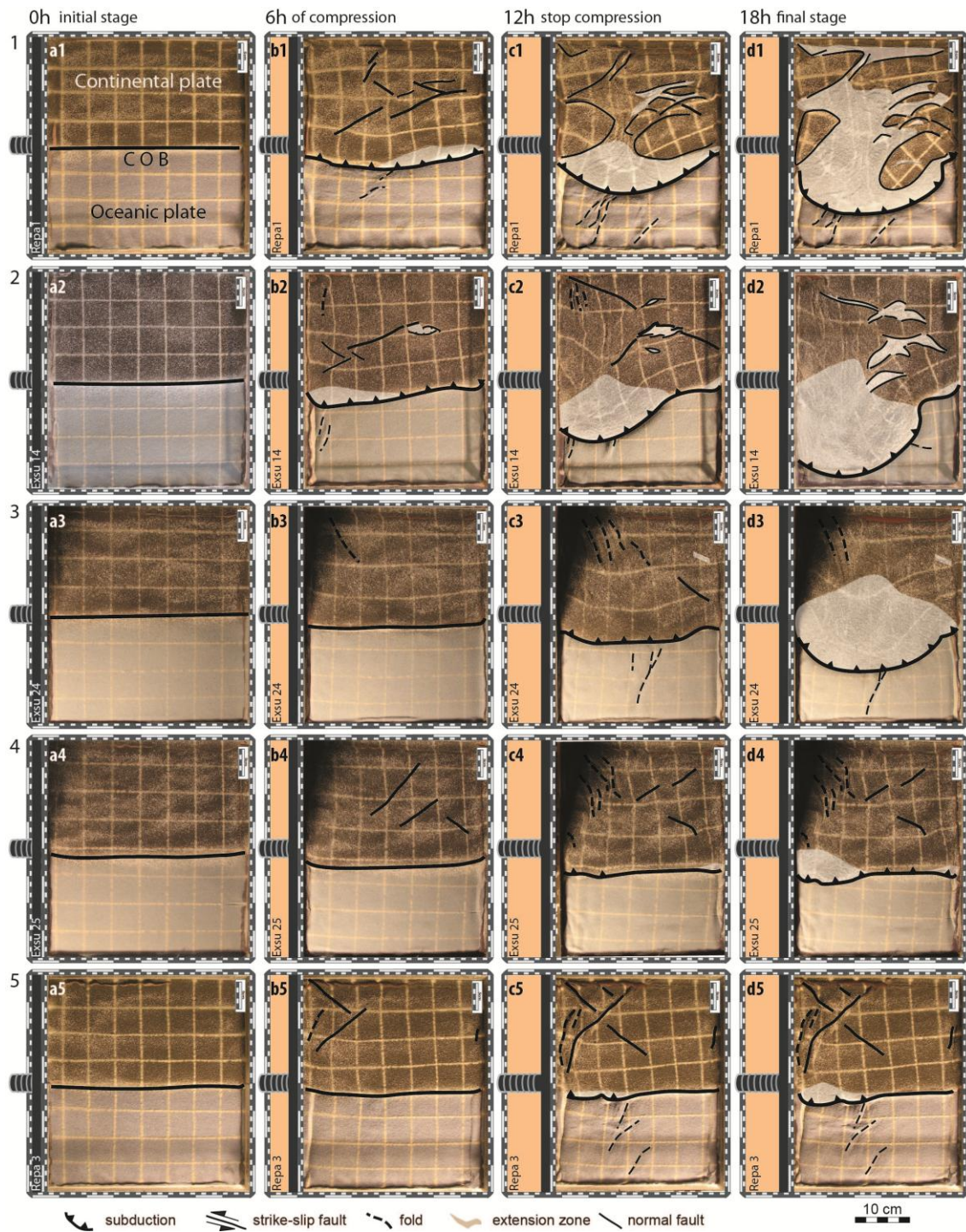


Fig. 4.6: Surface views of lithospheric-scale experiments for 0, 6, 12 and 18 hours.

Summarising the main characteristic of the experiments after 3 cm of shortening (6 hours) are that the majority of experiments have strike-slip faults (Fig. 4.7), after 6 cm of shortening (12 hours) we observe that these strike-slip faults are still active and extension zones appears, the subduction process clearly has started. (Fig. 4.7), and after 6 cm of shortening (18 hours) the major characteristic is the Southward displacement of the COB what produces a huge extension zones and subduction (Fig. 4.7).

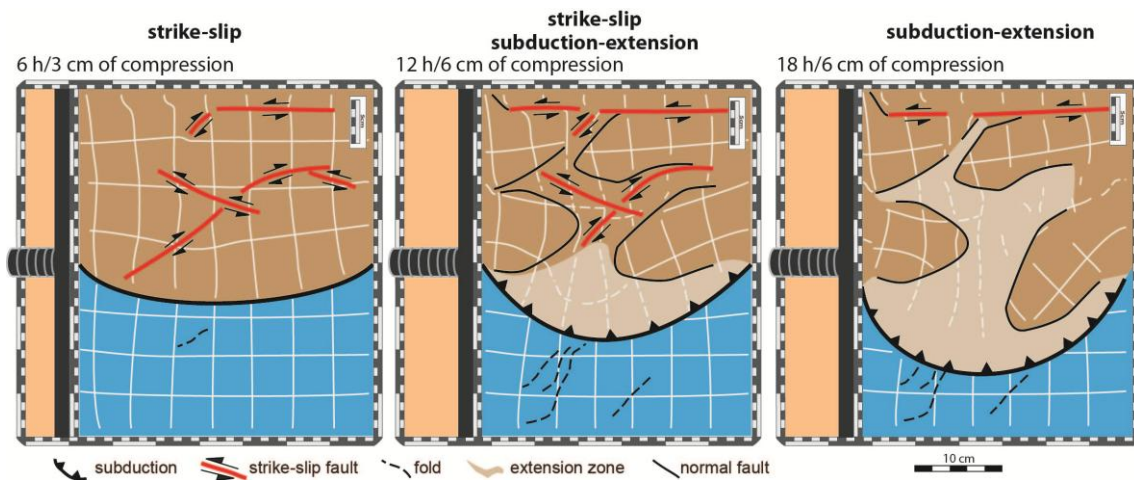


Fig. 4.7: Surface views showing the main characteristics of lithospheric-scale experiments for 6, 12 and 18 hours.

This has been the description of the main characteristics; below we will analyze some particularities result for 6 hours, 12 hours and 18 hours of shortening. (Fig. 4.6)

For 6 hours the differences with the general example lies on the behavior of the COB, there is no displacement in experiments b3, b4 and b5. In the continental plate in experiment b4 and b3 there are no conjugate faults. And in the oceanic plate in experiments b3, b4 and b5 there are no folds.

For 12 hours the differences with the general example are that the experiments c3, c4, and c5 the COB only moves slightly southward and faults does not opened in the continental plate. And the continental plate of experiment c1 does not have any fold.

For 18 hours the differences with the general example are that the experiments d4, and d5 the COB only moves a bit southwards but not as far as in the other experiments. The continental plate of d4 and d5 does not have big extension zones.

If we check all the resultants we observe that only the experiment 4 and 5 are not comparable with the other ones, they are really different, but this difference lies on a corner subduction process, the oceanic plate subduces in the Southeast corner of the plexiglas box, this process is related with technical problems of the model building.

4.4.- ARE THE EXPERIMENTS REPRODUCIBLE?

After repeating the same experiment five times, I noticed that they are not completely reproducible. We identified different points that influence the results of the experiments: (i) the heterogeneity of the materials, (ii) the construction of the experiment, (iii) how the experiment is performed, (iv) the natural heterogeneity of the deformation, and finally, (v) how the results are analysed.

4.4.1.- HETEROGENEITY DUE TO THE MATERIALS

Heterogeneity is an uncontrollable factor, but the variability due to this factor can be estimated.

4.4.1.1.- HONEY

For the lithospheric-scale experiments, we use acacia honey as an analogue material for the asthenosphere. The acacia honey we use has a viscosity (μ) between 104 to 105 Pa·s at 20°C and a density (ρ) close to 1,40 g/cm³. The viscosity of the honey is dependent on the temperature (Juszczak and Fortuna 2006; Recondo et al., 2006) and the storage time (Smanalieva and Senge 2009), but do not significantly change for one set of experiments.

4.4.1.2.- SILICONE

Silicone putties represent ductile layers in nature. Main parameters are density and viscosity.

Original density is dependent on the manufacturer of the silicone. To modify this density we mix the initial silicone with other heavier or lighter silicone, with lead (Pb) shavings or with sand. The density can be modified by the experimentator, and is a parameter easily controllable. The only concern is that the new mixture has to be homogeneous, so that all the silicone has to have the same density.

Viscosity is also dependent on the manufacturer and is variable function of temperature (Nalpas and Brun, 1993). To change viscosity you have to mix silicone with oleic acid. Viscosity is a parameter difficult to control because it is highly dependent on the temperature.

Density is easier to control than viscosity. Previous studies (Driehaus et al., 2013) show that the density has a higher influence on the results than viscosity.

4.4.1.3.- SAND

The internal friction of the sand is the main factor controlling the dip of the faults in our cortical scale models that consist of sand and silicone layers. Reverse faults generates with a dip ranging between 33° and 43°, which is in concordance with the Mohr–Coulomb theory and the internal friction angle mentioned above.

We use pure dry sand (Fontainebleau, France) as an analogue for brittle material. The sand consists of well-rounded grains of more than 95% quartz, with a granulometry ranging between 2×10^{-4} and 4×10^{-4} m. The density used in the crustal-scale experiments and in the oceanic plate of the lithospheric-scale experiments is around 1,5 g/cm³; whereas in the continental plate of the lithospheric-scale experiments it is 1.36 g/cm³. To reduce the density, we mix the sand with ethyl-cellulose powder. This sand yields according to a Mohr–Coulomb envelope, with negligible cohesion and an angle of internal friction of between 30° and 35° (Krantz, 1991).

The internal characteristics of the sand are not systematically the same and may influence the results of the experiments even though all the sand we use comes from the same supplier and has gone through the same industrial process.

The sand is white, but we coloured it black and blue in order to reveal the structures in cross-sections. The sand's colour does not modify its behaviour.

The internal friction of the sand is the main factor controlling the dip of the faults in our cortical-scale models that consist of sand and silicone layers. Reverse faults are generated with a dip ranging between 33° and 43° , which is in agreement with the Mohr–Coulomb theory and the internal friction angle mentioned above.

4.4.2.- MODEL CONSTRUCTION

We repeated the same model with the same characteristics several times, but found some difficulties in performing it identically many times. This was due to the technique used to construct the models and the limitations when measuring thickness.

4.4.2.1.- HONEY

The honey does not present problems; it is a liquid that we pour inside the experimental box, so that we can construct the other layers floating over it. The only point we have to be careful with is that the thickness of this layer has to be the same in all the experiments. When measuring this layer, an error of 1 mm can be introduced due to the curve in the upper surface (meniscus) of the honey close to the wall of the experimental box, caused by surface tension.

4.4.2.2.- SILICONE

The thickness of the silicone layers should always be identical in all the experiments. We can only measure the thickness with a precision of 0.5 mm, and that is 17% of a layer of 3 mm. Another uncontrollable factor is the air bubbles introduced by mixing silicones. Despite knowing that this happens, we cannot quantify or control it.

An additional problem arises when placing the silicone layer inside the experimental box. Placing a silicone layer over different materials has various levels of difficulty. When placing it over Plexiglas, small deformations are induced due to the hardness of the material. When placing a silicone layer over a non-consolidated material such as sand, more deformation is induced in the silicone. Moreover, it is important to be careful not to deform the sand layer below the silicone. To place a silicone layer above honey is a critical process. To place the silicone layer we use a sheet of cellulose acetate (also known as rhodoid). We place the silicone layer over the rhodoid and then turn it over so that the silicone layer is in contact with my hand with the rhodoid over it. Finally, we put the silicone layer over the model and remove the rhodoid. Some deformation cannot be avoided where the fingertips were in contact with the silicone; these deformations are around 1-2 mm and can represent 50% of a layer of 3 mm. The deformation induced in removing the rhodoid is an elongation near the border of the silicone layer. This elongation is around 4 cm, which represents 5% in a layer 80 cm

long. This elongation only affects zones close to the edges of the experimental box and these are rejected.

The major deformation is the one induced by the fingertips when turning the silicone layer. These deformation is not controllable but it can be reduced by experience, although never eliminated, at least using this technique. However, we did not detect any influence of this anthropic deformation on the evolution of the model during the experiment.

When constructing the model, the main factor introducing heterogeneities is placing the silicone layer inside the experimental box.

4.4.2.3.- SAND

To deposit the sand layer, we sprinkle the sand manually over the silicone with a sieve. To avoid preferential orientation of the sand grains, we sprinkle sand in two perpendicular directions. Preferential orientation of the sand grains could favour deformation.

Thickness accuracy for prekinematic sand layers is around 0.5 mm, which is 10% on a 0.5 cm layer. It is so accurate because after sprinkling the sand, we level it with a calibrated tool.

4.4.3.- MODEL REALISATION

It is important to ensure that all the experiments are performed under the same conditions. All the parameters have to be equal, for instance: velocity, direction and quantity of movement of pistons have to be the same. Additionally, the experimental apparatus has to have the same characteristics. All these factors are easily controllable.

Parameters like temperature and humidity should be the same in all the experiments. As mentioned before, the viscosity of the silicone is dependent on temperature. The ideal solution is to perform the experiments in an isolated room, so that these parameters can be easily controlled.

Finally, when making synkinematic layers in cortical-scale experiments, sand is sprinkled manually with a sieve. The thickness of these layers is less controllable than the prekinematic layers because here we cannot use any tool to level the sand and the error is around 1 mm. Another important factor is to sprinkle synkinematic material at equal time intervals in all experiments.

Our experiments are performed with $R=1$, so we cannot control the amount of synkinematic sedimentation, because it is linked to the structural uplift and both variables have to be equal. Only if the structural uplift in two different experiments is different, will the amount of sedimentation be different.

4.4.4.- NATURAL HETEROGENEITY OF DEFORMATION

Even if all the previous parameters were exactly the same, the resulting model would not be the same because structural features could be random. There is always a natural heterogeneity of deformation.

Even if we have neither layer thickness variation nor material heterogeneity, we cannot be sure that the organization of deformation will be the same. In our cortical-scale experiments the random influence is clearly visible in experiment 5 (Fig. 4.7b) which shows opposite vergence in different cross-sections, corresponding to a non-cylindrical arrangement of the whole structure. At 7.5 cm of shortening, the structure changes laterally from synthetic, through symmetric to antithetic organization (Fig. 4.7b). In some cases, the vergence of the first fault, which is random, is determinant for the final organization of the deformation.

The natural heterogeneity of deformations leads to variability in the resultant structure when the same model is repeated several times. This variability is present despite the models being made in the same laboratory by the same team, and with identical parameters. Variability is even higher when comparing models made in different laboratories (Schreurs et al., 2006) using the same procedures. If the natural heterogeneity of deformations results in high variability, the models could not be considered reproducible and analogue modelling would not be a valid technique.

4.4.5.- RESULT ANALYSIS

How and where analyse the results are also an important factor, it is necessary to choose a representative section or area to do it.

4.4.5.1.- CRUSTAL-SCALE EXPERIMENTS

To analyse crustal-scale experiments we use surface photo and cross-sections. The zones close to the limits of the experimental box are not representative due to border effects. If the structure is cylindrical all the cross-sections show the same structure and all of them are comparable. The evolution of the structure can be reconstructed using cross-sections through successive portions of the model made at different times during the experiment. The models with a non-cylindrical structure do not allow to reconstruct the model evolution.

We did five repetitions of the cortical model and four of them show similar results. During their evolution they went through the same stages: fish-tail structure after 5 cm of shortening, inversion of vergence after 7.5 cm and symmetric structure after 10 cm. Moreover, the final structure of these four models was similar.

In order to get qualitative results (structures style, vergence of the faults,...) a minimum of two experiments done with the same apparatus and under the same parameters are required when results are exactly the same. If results show significant differences, a third experiment is necessary. If quantitative results (uplift of the folds, space between faults, fault slip, fault dip, fault orientation,...) are expected more experiments are

necessary in order to determine the range of variability. In any case, five experiments seem to be a minimum.

4.4.5.1.- LITHOSPHERIC-SCALE EXPERIMENTS

To analyse lithospheric-scale experiments we use surface photographs. We performed five repetitions of a lithospheric model and two of them showed similar results. During their evolution they went through the same stages: strike-slip after 6 hours and 3 cm of shortening, strike-slip and subduction-extension after 12 hours and 6 cm shortening, and subduction-extension after 18 hours and 6 cm shortening. We classified the experiments into three groups, experiment 1 and 2 are valid and show similar results, experiments 4 and 5 are not valid because there is a corner subduction (subduction of the oceanic plate against the plexiglas wall), and experiment 3 shows a subduction similar to that in experiments 1 and 2, but the continental extension is very different.

Lithospheric-scale experiments have a low reproducibility. However, the main processes of deformation (subduction and extension) and the structural style are similar in the valid experiments. Quantitative analysis in order to determine structural features such as fault geometry are not achievable. Qualitative analysis is feasible but we need several experiments to do it. Four experiments seems to be a minimum.

4.5.- ROLE OF THE EXPERIMENTAL PROCEDURE

Our results and the previous discussion suggest that before testing the influence of one specific parameter on the resulting structure it is necessary to determine the reproducibility of this kind of experiment.

The first step should be to repeat two, three or more times the same experiment under the same parameters. This step is necessary to determine the variability of the structural features. Once we know the variability of the experiment, we can discern if quantitative analysis is possible or only a qualitative one. A low variability allows a quantitative analysis. If the variability is high, the results are less constrained and only qualitative analysis can be performed. If the variability is even higher, the reproducibility of the model is low and the experiments are not valid.

The next step consists of modifying only the parameter we are studying and then repeating the same experiment the number of times determined during the first step. In this way we can distinguish between representative and non-representative features and guarantee correct analysis. By doing this, the influence of the parameter studied can be isolated.

4.6.- CONCLUSIONS

- Analogue modelling is a valid tool only if models are reproducible.
- A model can only be reproducible if all the physical parameters are exactly the same in all the experiments. The materials have to be homogeneous, the model has to be constructed carefully using the same protocol, and environmental conditions have to be constant.

- The natural heterogeneity of deformation is a random factor giving rise to a variable final structure. When the variability is limited, the characteristics of the structural features can be bounded.
- Each type of model has its own reproducibility. The analysis of the results can be qualitative or quantitative according to the reproducibility of the model. For example, our cortical-scale models support a quantitative analysis whereas only a qualitative analysis can be obtained from our lithospheric models.
- The minimum number of experiments under the same parameters increases as the reproducibility decreases and the required results increase.

REFERENCES

- Allemand, P., Brun, J.-P., Davy, P. and Van Den Driessche, J. 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(V), 445-451.
- Balé, P. 1986. Tectonique cadomienne en Bretagne nord. Interaction décrochement chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Thèse de 3ème cycle, Université de Rennes 1.
- Ballard, J.F., 1989. Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure Doctorat, Université de Rennes 1, 301 p.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.-N., Casas, A. and Bourquin, S., 2002. Influence of syntectonic sedimentation on thrusts geometry. Field examples from the Iberian Chain (Spain) and analogue modeling. *Sedimentary Geology* 146, 91-104.
- Becker, T.W., Faccenna, C., O'Connell, R.J., Giardini, D., 1999. The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 104, 15207-15226.
- Buiter, S. J. H. and Schreurs, G. (Eds.), 2006. *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*. Geological Society, London, Special Publications 253, 1-27.
- Davy, P. and Cobbold, P. R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Driehaus, L., Nalpas, T., Cobbold, P.R. Gelabert, B., Sàbat, F., 2013 Effects of margin-parallel shortening and density contrasts on back-arc extension during subduction: experimental insights and possible application to Anatolia. *Tectonophysics*, (in press).
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.-P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M., Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International* 126, 781-795.

- Faugère, E. Brun, J.-P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences* 299, 365-370.
- Hall, J., 1815. On the vertical position and convolutions of certain strata and their relation with granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 7, 79–108.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America* 48 (10), 1459–1519.
- Hubbert, M.K., 1945. Strength of the earth. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 29 (11), 1630–1653.
- Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Bulletin of the Geological Society of America* 62 (4), 355–372.
- 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. *Bulletin of the Geological Society of America* 70 (2), 115–166.
- Juszczak, L., Fortuna, T., 2006. Rheology of selected Polish honeys, *Journal of Food Engineering* 75, 43-49.
- Koenigsberger, J., Morath, O., 1913. Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 65, 65–86.
- 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.
- Maillet, R., Blondel, F., 1934. Sur la similitude en tectonique. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 4, 599–602.
- Malavielle, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes, *Bulletin de la Société Géologique de France*, XXVI(1), 129-138.
- Nalpas, T., and Brun J.-P., 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal-scale. *Tectonophysics* 228, 349-362.
- Pichot, T., Nalpas, T., 2009. Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modeling. *Tectonophysics* 473, 466-475.
- Recondo, M.P., Elizalde, B.E., Buera M.P., 2006. Modeling temperature dependence of honey viscosity and of related supersaturated model carbohydrate systems. *Journal of Food Engineering* 77, 126-134.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.-Y., Armijo, R., Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10, 611-616.

- Schreurs, G., Buitter, S.J.H., Boutelier, D., Corti, G. Costa, E. Cruden, A.R., Daniel, J.M., Hoth, S., Koyi, H.A., Kukowski, N., Lohrmann J., Ravaglia A., Schlische R.W., Withjack M.O., Yamada Y., Cavozi C., Delventisette C., Elder Brady J.A., Hoffmann-Rothe A., Mengus J.M., Montanari D., Nilforoushan F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. in: Buitter, S.J.H. Schreurs G. (Eds.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes*, Analogue benchmarks of shortening and extension experiments, 253, Geological Society, London, Special Publications 1-27.
- Shemenda, A. and Grocholsky, A., 1992. Physical modeling of lithosphere subduction in collision zones. *Tectonophysics* 216, 273-290.
- Smanalieva, J., Senge B., 2009. Analytical and rheological investigations into selected unifloral German honey. *European Food Research and Technology* 229, 107-113.
- Vendeville, B., Cobbold, P., Davy, P., Brun, J.-P., Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: *Continental extensional tectonics*. Coward, J.F., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), Geological Society of London Special Publications 28, 95-107.

5.- Discusión

5.1.- REFLEXIONES GENERALES	103
5.2.- REFLEXIONES ESPECÍFICAS A PARTIR DE LOS MODELOS REALIZADOS	105
5.3.- PERSPECTIVAS DE FUTURO.....	108
BIBLIOGRAFÍA	109

5.1.- REFLEXIONES GENERALES

La modelización analógica como técnica tiene mucho que aportar a la geología y es una herramienta complementaria de otros métodos de estudio.

La historia de esta técnica muestra que la modelización evoluciona y mejora con la aparición de nuevos materiales y nuevas tecnologías. La utilización de las siliconas, de los pistones controlados por ordenador, de los microdifusores que controlan el tamaño de las gotas que simulan la lluvia fueron algunos de los grandes hitos en la historia de la modelización. Actualmente se están utilizando tecnologías médicas tales como la Tomografía Computerizada de Rayos X para poder examinar con mayor facilidad la evolución de los experimentos pero todavía queda un largo camino por recorrer.

La modelización siempre tendrá limitaciones a pesar de la evolución y la mejora de las técnicas y de los materiales. Algunas limitaciones son por ejemplo: Los materiales nunca tendrán exactamente las mismas propiedades que los naturales, los modelos son estáticos (es imposible reproducir en unas cuantas horas o días las reacciones químicas que se producen en la naturaleza durante millones de años) y los gradientes térmicos son difíciles de modelar. La modelización resulta de gran utilidad una vez se han asumido sus limitaciones y se es consciente que no pretende reproducir una realidad geológica concreta, si no que es útil para mejorar la comprensión de los procesos. La modelización permite estudiar qué parámetros condicionan los procesos, y es un instrumento eficaz para entender su dinámica y cinemática.

Una dificultad a la hora de utilizar esta técnica es la falta de un protocolo básico para cada tipo de experimento. Es decir, en cada artículo se explica cómo es el “apparatus” pero nunca se explica cómo se realiza el montaje del experimento, como se realizan o depositan las diferentes capas y tampoco se menciona como se visualizan los resultados o cómo se realizan las secciones del modelo. Un protocolo de las diferentes técnicas de modelización facilitaría y simplificaría la tarea de los modelizadores y haría más comparables los experimentos realizados en diferentes laboratorios. Esta cuestión fue abordada por Schreurs et al. (2006) comparando modelos analógicos realizados bajo condiciones similares en diferentes laboratorios. En este trabajo se concluye que los modelos realizados por distintos laboratorios son comparables únicamente si solo involucran materiales frágiles. Por el contrario, los resultados presentan diferencias significativas si los modelos involucran tanto materiales frágiles como dúctiles. Por ello es importante explicar detalladamente las características del “apparatus”, las propiedades de los materiales viscosos utilizados y donde se localizan las secciones interpretadas (Fig. 5.1).

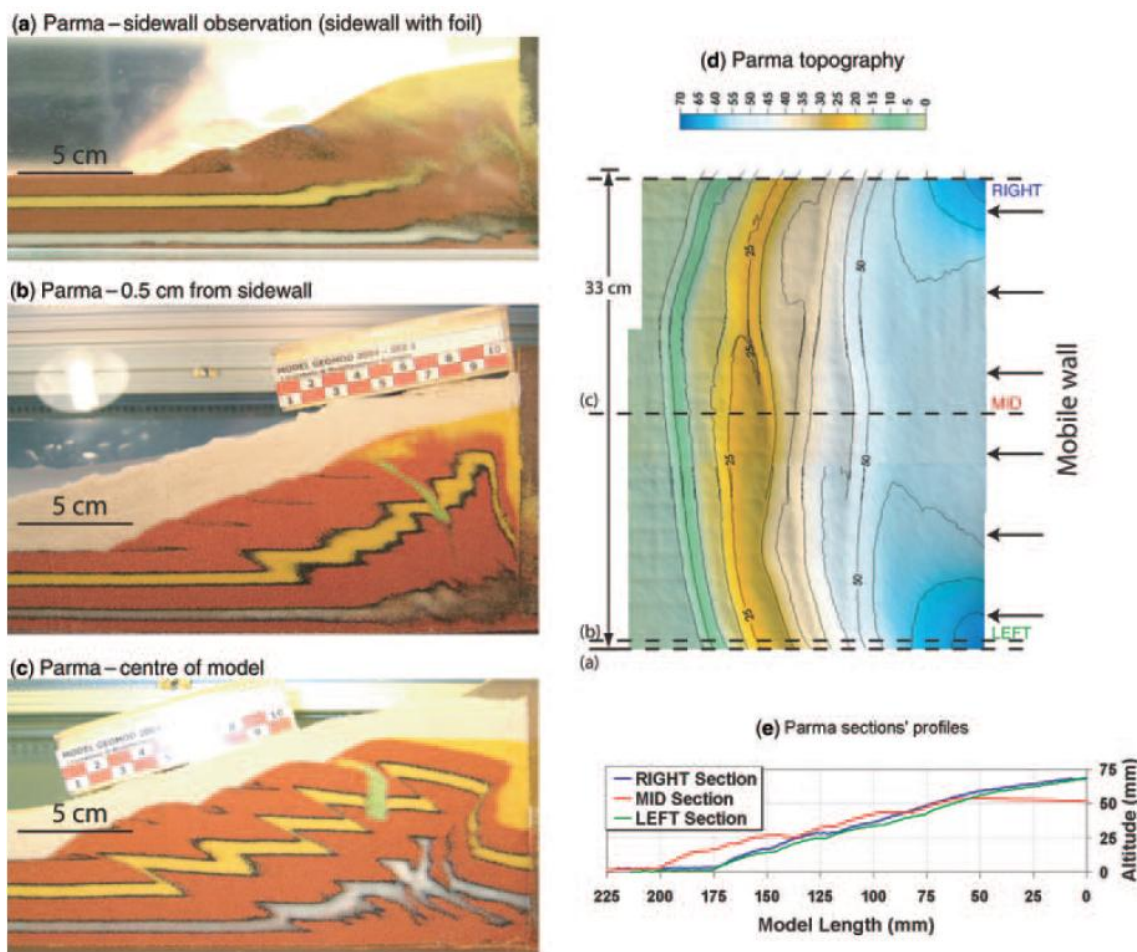


Fig 5.1. Diferentes secciones de un mismo modelo, a) cortes realizados a través de una placa cristal, b) corte realizado a 5 cm de la placa de cristal, c) corte realizado en la parte central del experimento, d) mapa mostrando la topografía del experimento, medido con escáner, e) perfiles topográficos a 0.5 cm de la placa de cristal (right & left sections) y en la parte central del experimento (mid section) (Figura obtenida de Schreurs 2006).

Una cuestión generalmente poco tratada es la reproducibilidad de los modelos en los distintos tipos de experimentos. Tal como se ha demostrado en el capítulo anterior, no todos los tipos de modelos analógicos presentan la misma reproducibilidad; los modelos realizados solo con arena presentan una reproducibilidad más elevada que los modelos realizados con arena y silicona (Schreurs et al., 2006; Cubas et al., 2010), y los modelos realizados con miel, silicona y arena presentan una reproducibilidad muy baja.

Un aspecto importante es determinar si una estructura es relevante o aparece de forma casual debido al azar o a un fallo en el montaje del experimento. Una estructura es relevante si aparece en todas las repeticiones que se hagan del mismo modelo y si tiene un papel primordial en la evolución del modelo. Una estructura que en las sucesivas repeticiones del modelo pueda o no formarse, no podrá ser considerada como relevante. Repetir más de una vez el mismo experimento utilizando exactamente los mismos

parámetros debería ser un paso indispensable en el protocolo habitual de la modelización analógica (Fig. 5.2).

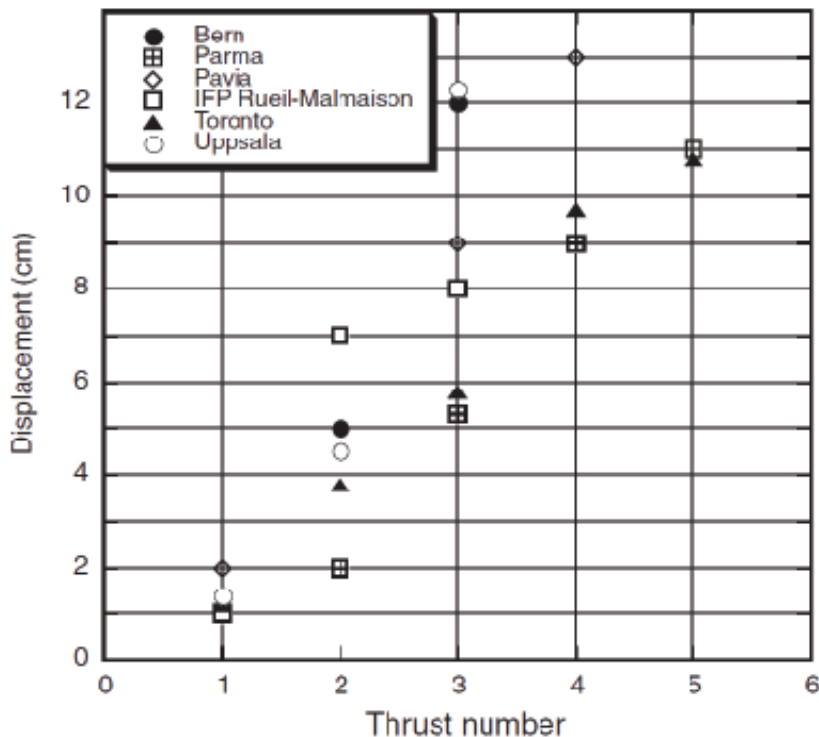


Fig. 5.2. Comparación cuantitativa entre seis experimentos a escala cortical realizados en diferentes laboratorios. En el eje de las ordenadas el acortamiento (cm) cuando se empiezan a formar los cabalgamientos y en el eje de las abscisas el número de cabalgamiento formado. (Tomado de Schreurs et al., 2006)

5.2.- REFLEXIONES ESPECÍFICAS A PARTIR DE LOS MODELOS REALIZADOS

En esta tesis se han hecho modelos a escala litosférica y a escala cortical.

Los modelos a escala cortical presentan una reproducibilidad elevada. Se ha analizado la influencia de la compresión y de la sedimentación sincinemática en la evolución de una estructura aislada. La estructura estudiada resulta de la deformación de un paquete constituido por una alternancia de capas dúctiles y frágiles. La estructura resultante consiste en una combinación de fallas y pliegues, y en algunas ocasiones es de tipo “fishtail”. Generalmente con el incremento del acortamiento se incrementa la simetría de la estructura resultante, pero el parámetro fundamental es la tasa de sedimentación sincinemática. Sin sedimentación la estructura resultante es asimétrica y la deformación se propaga hacia delante. En cambio, si hay sedimentación durante la deformación, la estructura asimétrica inicial tiende a adquirir una cierta simetría. Esta simetría se obtiene con la generación de cabalgamientos de vergencia opuesta. En el caso de que la tasa de sedimentación sincinemática sea elevada, la estructura resultante es simétrica.

La aplicación de nuestros modelos corticales al Subandino boliviano ilustra perfectamente una de las posibles aplicaciones de la modelización analógica. En aquellos casos en que los datos de subsuelo son insuficientes para realizar un corte geológico unívoco, la modelización analógica ofrece una herramienta complementaria, eficaz y económica. Para que la modelización analógica sea útil en la construcción de un corte geológico hay que trabajar de forma paralela en dos campos distintos.

- Por una parte hay que estudiar lo más detalladamente posible las características geológicas del ejemplo natural y determinar el valor de los parámetros más influyentes en la evolución y en el resultado final de la estructura (por ejemplo: número, espesor y eficiencia de los niveles de despegue; tasas de sedimentación, de acortamiento y de erosión; etc.).

- Por otra parte, el modelo analógico se debe construir con algunas características básicas comunes al ejemplo natural y probar el efecto que tienen sobre el resultado final cada uno de los parámetros que se quieran considerar (por ejemplo: la distribución, los grosores, las densidades y las viscosidades de las capas, la velocidad de desplazamiento del pistón, las tasas de sedimentación y de erosión, etc.).

Una vez estudiados los diferentes parámetros experimentales y cuando se ha llegado a comprender cuál es la influencia de cada uno de ellos en la formación y evolución de la estructura, se puede volver al ejemplo natural para analizarlo incluyendo los datos de campo y los resultados de la modelización analógica. Si se quiere hacer un análisis cuantitativo detallado es necesario repetir el mismo experimento cuantas más veces mejor y, si el experimento es reproducible, incluso se podría llegar a hacer análisis estadísticos sobre un determinado parámetro. Este procedimiento permite obtener un conocimiento más completo de la estructura.

Los modelos a escala litosférica tienen una reproducibilidad baja, aunque se controlen todos los factores y sean siempre las mismas personas las que preparen los experimentos utilizando las mismas técnicas. Hay muchos factores que son difíciles de controlar; pero a pesar de todo se puede llegar a resultados válidos.

Los modelos a escala litosférica se han hecho para estudiar la extensión continental en situaciones donde se produce subducción. Para ello consideramos principalmente dos parámetros: la relación de densidad entre las placas oceánica y continental, y el acortamiento paralelo al margen continental. El factor clave es la relación de densidad entre las placas oceánica y continental. Para una relación de densidades elevada, la extensión aumenta con el tiempo independientemente del comportamiento del pistón. Para una relación mediana, la extensión es moderada mientras el pistón está en movimiento y cuando este se encuentra parado la extensión aumenta. Para una relación de densidades baja, no se produce extensión.

Después de haber hecho un estudio de reproducibilidad (capítulo 4) de uno de los modelos a escala litosférica, podemos concluir que los resultados del capítulo 3 son representativos. De todas formas este modelo presenta una variabilidad elevada y no

permite hacer un análisis cuantitativo. Los resultados validos son solo sobre procesos (subducción, extensión, extrusión, etc.) y no sobre estructuras, así pues los grados de rotación del arco y el número o la orientación de las fallas no son resultados fiables.

Inicialmente estos modelos se realizaron intentando demostrar la hipótesis de que la compresión paralela al margen facilita la extensión continental y contribuye a la iniciación de la subducción (Gelabert et al., 2002). Los resultados de la modelización analógica presentados en Faccenna et al. (1996) indican que la compresión paralela al margen es uno de los tres factores que contribuyen a la extensión continental siendo los otros dos, la subducción y el colapso gravitacional del área continental. Los resultados obtenidos a partir de nuestros modelos han mostrado que la hipótesis inicial no es correcta. La compresión dificulta más que ayuda a la extensión continental ya que, en algunos casos, al finalizar la compresión el ritmo de la extensión aumenta.

Una compresión tal y como se ha llevado a cabo en nuestros modelos con el desplazamiento del pistón puede producir distintos resultados: Engrosamiento, pliegues, subducción y fallas. En nuestros modelos los pliegues principales en lugar de ser perpendiculares a la compresión son paralelos a ella y afectan principalmente a la placa oceánica, este hecho es debido a que la placa continental experimenta un engrosamiento y una extensión perpendicular a la compresión que deben ser compensados con la generación de los pliegues mencionados en la placa oceánica. Las fallas principalmente son direccionales y simétricamente dispuestas en relación a la compresión, y contribuyen a la extensión orientada perpendicularmente a la compresión. La amplitud de las estructuras depende de la velocidad de la compresión, de la reología y el contraste de densidades de los materiales, y de la geometría del modelo. A pesar de que en nuestros experimentos no se ha investigado la influencia de la reología de los materiales en la evolución del modelo y en la estructura resultante, sospechamos que juega un papel muy importante. Nuestros resultados muestran que la subducción viene acompañada por la extensión y el colapso gravitacional de la placa continental. Este colapso, en la forma mostrada en nuestros experimentos, es solo excepcionalmente observado en la naturaleza (por ejemplo, en la zona de la subducción Helénica y del mar Egeo). Ello sugiere que nuestros resultados son solo aplicables a determinados casos, aunque los materiales y espesores que hemos utilizado son los comúnmente aceptados en los modelos litosféricos (por ejemplo, Davy and Cobbold, 1991, Faccenna et al., 1996).

En algunos de nuestros modelos se genera subducción y ello a pesar de que no hay convergencia entre las placas oceánica y continental. Tal como ya se ha dicho, la subducción en nuestros modelos está genéticamente ligada a la extensión continental. Por el contrario, en la mayoría de los trabajos que exploran la relación entre la deformación de la placa cabalgante y la subducción se considera la existencia de convergencia (o divergencia) entre las placas (Regard et al., 2003; Regard et al., 2005; Faccenna e al., 2006). Además se considera que la densidad y el buzamiento de la losa que subduce, la variación de este buzamiento y el retroceso o avance de la fosa oceánica también influyen en la dinámica del sistema. Heuret et al., (2007) concluye que la

deformación de la placa cabalgante es función del desplazamiento de esta placa con relación a la fosa de subducción, siendo extensional si la placa se aleja y contraccional si la placa se acerca. En aquellos de nuestros modelos en los que se produce extensión, necesariamente la subducción retrocede debido a que no hay movimiento relativo entre las placas oceánica y continental. El papel que desempeña el retroceso de la fosa de subducción en la extensión de la placa cabalgante ha sido ampliamente discutido en la literatura (Shemenda & Grocholsky, 1994; Hassani et al., 1997) y, aunque no hay acuerdo sobre este punto, muchos autores consideran que es fundamental. Por el contrario, Heuret & Lallemand, 2005, después de estudiar todas las subducciones de la Tierra llegan a la conclusión de que la deformación, extensión o contracción, en la placa cabalgante depende fundamentalmente del movimiento absoluto de esta placa y está poco influenciada por la migración (avance o retroceso) de la fosa de subducción.

5.3.- PERSPECTIVAS DE FUTURO

Con la aparición de los modelos numéricos parecía que los modelos analógicos iban a caer en desuso, pero no ha sido así. De hecho en los últimos años, tanto en el ámbito académico como en la industria del petróleo, se continúa recurriendo a ellos y se están abriendo nuevos laboratorios alrededor del mundo. Ello es así debido a algunas ventajas que presentan los modelos analógicos sobre los numéricos: Mayor facilidad de construir modelos 3D, manejo más intuitivo de los parámetros, correlación más fácil entre modelos y casos naturales, etc.

El futuro está abierto a nuevos materiales analógicos, a nuevas tecnologías y a nuevos temas.

- Como nuevos materiales sería útil disponer de un material inocuo y económico que mezclado con la arena permitiese disminuir su densidad sin alterar las demás características que superara a la actual etil-celulosa que es cara y delicada de manejar. Un paso importante sería disponer de materiales que cambiasen sus propiedades de forma controlada, por ejemplo materiales que se endureciesen o ablandasen con la deformación.

- En cuanto al aspecto tecnológico el punto más importante a superar sería poder realizar cortes no destructivos del modelo durante su deformación. Actualmente esto se hace utilizando Tomografía Computerizada de Rayos X y aunque las imágenes que se obtienen son de buena calidad, estos aparatos son caros y difíciles de utilizar. Otros aspectos a superar son: poder controlar la subsidencia mediante pequeños pistones gobernados por ordenador, poder determinar los esfuerzos mediante microcaptores situados en el interior del modelo, etc.

- En cuanto a trabajar en nuevos temas, actualmente se está investigando en la interacción entre tectónica, sedimentación y erosión, y en la sobrecompresión de fluidos. En el futuro los modelos serán cada vez más complejos y tratarán de estudiar la interacción entre más procesos, aunque esto pueda conllevar la dificultad de asignar el papel correcto a cada uno de los procesos o de los parámetros que influyen en la evolución de

la estructura. Sería extraordinariamente interesante que en el futuro se pudiesen modelizar fácilmente procesos térmicos (gradientes térmicos y sus variaciones en el tiempo, y metamorfismo) y procesos químicos (hidratación y cambios de volumen...). En este tipo de procesos la modelización numérica tiene ventajas sobre la analógica pero constantemente los modelizadores analógicos inventan nuevos dispositivos que amplían las posibilidades.

Por último destacar que la modelización analógica debe ser sometida a un análisis crítico desde el punto de vista de la reproducibilidad. Solo si después de repetir un cierto número de veces un determinado modelo obtenemos una estructura final comparable, aunque con una cierta variabilidad, podemos concluir que el modelo es reproducible y por lo tanto aceptable. Se trata de determinar cuáles son los límites de la modelización analógica y establecer si la variabilidad en los resultados obtenidos implica que el experimento sea o no reproducible. A pesar de que un experimento sea reproducible los resultados nunca serán iguales, cuando construimos un experimento siempre introducimos heterogeneidades y es esperable una cierta variabilidad. Esta variabilidad puede ser estudiada y comparada con la de los casos naturales, por ejemplo un pliegue subcilíndrico puede ser ligeramente vergente y sus vergencias pueden ser opuestas en sus dos extremos. Para cada tipo de modelo se debe establecer si su variabilidad permite un análisis cuantitativo o solo cualitativo. Es decir, determinar si el modelo solo nos permite intuir o, por el contrario, entender realmente la formación y evolución de una determinada estructura y, por lo tanto, comparar los modelos con un caso real concreto.

También sería útil establecer un protocolo básico para cada tipo de modelo que permitiese comparar fácilmente los resultados obtenidos en distintos laboratorios.

BIBLIOGRAFÍA

- Davy, P. and Cobbold, P. R. 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.
- Cubas, N., Maillot, B., Barnes C., 2010. Statistical analysis of an experimental compressional sand wedge. *Journal of Structural Geology* 32, 818-831.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V., 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 85-97.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J.-P., Funicello, R., Giardini, D., Mattei, M., Nalpas, T., 1996. The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International* 126, 781-795.

- Gelabert, B., Sàbat, F., Rodríguez-Perea, A., 2002. A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14, 93-100.
- Hassani, R., Jongmans, D., Chery, J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using twodimensional numerical Models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102, 17951-17965.
- Heuret, A., Funiciello, F., Faccenna, C., Lallemand, S., 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 473-483.
- Heuret, A., Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 31-51.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., 2005. Slab pull and indentation tectonics: insights from 3D laboratory experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149, 99-113.
- Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., Bellier, O., Thomas, J.-C., 2003. From subduction to collision: Control of deep processes on the evolution of convergent plate boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B4), doi: 10.1029/2002JB001943.
- Schreurs, G., Buitter, S.J.H., Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A.R., Daniel, J.M., Hoth, S., Koyi, H.A., Kukowski, N., Lohrmann J., Ravaglia A., Schlische R.W., Withjack M.O., Yamada Y., Cavozi C., Delventisette C., Elder Brady J.A., Hoffmann-Rothe A., Mengus J.M., Montanari D., Nilforoushan F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. in: Buitter, S.J.H. Schreurs G. (Eds.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes, Analogue benchmarks of shortening and extension experiments*, 253, Geological Society, London, Special Publications 1-27.
- Shemenda, A., Grocholsky, A.L., 1994. Physical modeling of slow seafloor spreading. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, 9137-9153.

6.- Conclusiones

6.1.- GENERALES.....	113
6.2.- EXPERIMENTOS A ESCALA CORTICAL	113
6.3.- EXPERIMENTOS A ESCALA LITOSFÉRICA	114

6.1.- GENERALES

En esta tesis se han hecho modelos analógicos y se ha realizado un análisis crítico de esta técnica y un estudio de la reproducibilidad de estos modelos.

- La modelización siempre tendrá limitaciones a pesar de la evolución y la mejora de las técnicas y de los materiales. Los modelos nunca representan la realidad geológica al 100%.
- En la modelización analógica falta un protocolo básico para cada tipo de modelos. Este protocolo facilitaría comparar los resultados obtenidos en distintos laboratorios.
- La modelización analógica debe ser sometida a un análisis crítico desde el punto de vista de la reproducibilidad. Si un modelo no es reproducible no es válido.
- Sin un análisis de reproducibilidad no es posible determinar la importancia de cada estructura. No se puede saber si la estructura es relevante o aparece de forma casual debido al azar o a un fallo en el montaje del experimento.

6.2.- EXPERIMENTOS A ESCALA CORTICAL

Los modelos a escala cortical presentados en este trabajo se han hecho para estudiar el efecto de la sedimentación sincinemática sobre una estructura unitaria compresiva que involucra varios niveles de despegue.

- Estos modelos a escala cortical presentan una reproducibilidad elevada. Para poder realizar un análisis cualitativo son necesarios 2 experimentos como mínimo y 5 experimentos para realizar un análisis cualitativo.
- En estos modelos el incremento del acortamiento se traduce en un incremento de la simetría de la estructura resultante.
- El parámetro fundamental en estos experimentos a escala cortical es la tasa de sedimentación sincinemática. Este parámetro determina la estructura resultante.
- Sin sedimentación ($R = 0$) la estructura resultante es asimétrica y la deformación se propaga hacia delante.

-Si hay sedimentación ($R = 1/2$ o 1) la estructura resultante es inicialmente asimétrica y tiende a adquirir una cierta simetría. Esta simetría se obtiene con la generación de cabalgamientos de vergencia opuesta.

-Si la sedimentación sincinemática es elevada, ($R = 2$) la estructura resultante es totalmente simétrica, debido a la presencia de fallas conjugadas.

- En sistemas compresivos donde las estructuras presentan flancos con buzamientos fuertes, donde las imágenes sísmicas no tengan buena, la modelización analógica es una buena herramienta para sugerir las posibles geometrías compatibles con el sistema y hará comprender la evolución de las estructuras. Ello facilitará una mejor interpretación de las líneas sísmicas.

6.3.- EXPERIMENTOS A ESCALA LITOSFÉRICA

Los modelos a escala litosférica presentados en este trabajo se han hecho para estudiar la extensión continental en situaciones donde se produce subducción comprimiendo paralelamente al margen oceánico-continental.

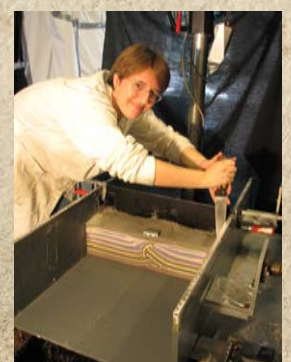
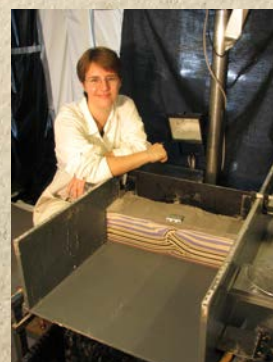
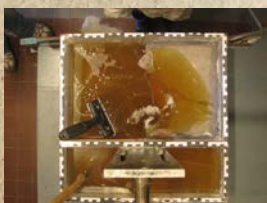
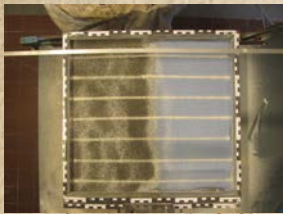
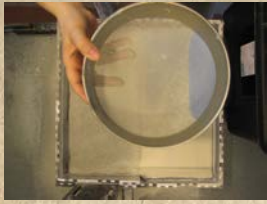
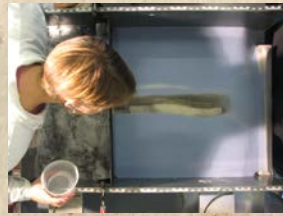
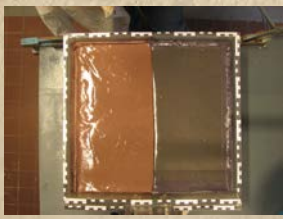
- Los modelos a escala litosférica presentan una reproducibilidad baja que no permite hacer un análisis cuantitativo. Para poder realizar un análisis cualitativo son necesarios 5 experimentos.

- El factor clave que condiciona la extensión continental es la relación de densidad entre las placas oceánica y continental.

-Para una relación de densidades elevada, la extensión aumenta con el tiempo independientemente del comportamiento del pistón.

-Para una relación mediana, la extensión es moderada mientras el pistón está en movimiento y cuando este se encuentra parado la extensión aumenta.

-Para una relación de densidades baja, no se produce extensión.



RESUMEN

Esta tesis presenta una serie de modelos analógicos en sistemas compresivos a diferentes escalas. Los de escala cortical simulan estructuras compresivas de antepais y los de escala litosférica simulan la deformación de la placa continental en zonas de subducción.

Los de escala cortical se han realizado para comprobar la evolución de una única estructura perteneciente a un sistema de pliegues y cabalgamientos. Esta estructura está sometida a sedimentación sincinemática durante la compresión y tiene dos niveles de despegue precinematicos. La estructura resultante es asimétrica en el caso de poca sedimentación y poco acortamiento, y su simetría aumenta cuando la sedimentación sincinemática y el acortamiento aumentan. Los resultados se han aplicado al Subandino boliviano.

Los de escala litosférica se han realizado para investigar los parámetros que influyen la subducción y la extensión trasarco. Cada modelo consiste en dos placas adyacentes compuestas de arena y silicona, que simulan una placa continental y otra oceánica. Estas placas están flotando sobre miel que simula la astenósfera. Los parámetros estudiados son: (1) la velocidad de convergencia, (2) el tamaño del pistón y (3) la diferencia de densidades entre las placas continental y oceánica. Esta diferencia de densidades es el parámetro clave para explicar la extensión trasarco, y cuanto menor es esta diferencia menor es la extensión que se produce. El caso natural donde se han aplicado estos modelos es Anatolia.

Finalmente estos modelos anteriores han sido utilizados para analizar la reproducibilidad y las limitaciones de la modelización analógica. Los parámetros que pueden influenciar los resultados son: (i) la heterogeneidad de los materiales, (ii) la técnica de construcción del modelo, (iii) los posibles problemas que pueden aparecer cuando el experimento está en marcha, (iv) la heterogeneidad natural de la deformación y (v) la localización de la observación. Los resultados muestran que no todos los modelos tienen la misma reproducibilidad, los experimentos a escala cortical permiten análisis cuantitativos mientras que los de escala litosférica solo permiten análisis cualitativos.