



**HAL**  
open science

# Interprétation structurale et équilibre mécanique : La calcul à la rupture appliqué aux chaînes d'avant-pays. Cas du Jura.

Typhaine Caër

► **To cite this version:**

Typhaine Caër. Interprétation structurale et équilibre mécanique : La calcul à la rupture appliqué aux chaînes d'avant-pays. Cas du Jura.. Géologie appliquée. Université de Cergy Pontoise, 2016. Français. NNT : 2016CERG0812 . tel-01413088

**HAL Id: tel-01413088**

**<https://theses.hal.science/tel-01413088>**

Submitted on 9 Dec 2016

**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.



ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET INGÉNIERIE  
de l'université de Cergy-Pontoise

## THÈSE

Présentée pour obtenir le grade de docteur d'université  
Spécialité : Sciences de la Terre

# Interprétation structurale et équilibre mécanique : Le calcul à la rupture appliqué aux chaînes d'avant-pays.

Cas du Jura.

par

**Typhaine CAËR**

Laboratoire Géosciences et Environnement Cergy (GEC, EA 4506)

sous la direction de :

Pr. Bertrand MAILLOT ..... Directeur de thèse  
Dr. Pascale LETURMY ..... Co-directrice de thèse  
Dr. Pauline SOULOUMIAC ..... Co-directrice de thèse

Soutenue le 13 septembre 2016  
à la Maison Internationale de la Recherche  
devant le jury composé de :

Pr. Bertrand MAILLOT ..... Directeur de thèse  
Dr. Stefan SCHMALHOLZ ..... Président du Jury  
Pr. Jon MOSAR ..... Rapporteur  
Pr. Yves-Marie LEROY ..... Rapporteur  
Dr. Christophe NUSSBAUM ..... Examineur  
Dr. Tristan CORNU ..... Examineur  
Dr. Philippe ROBION ..... Examineur  
Dr. Yves MISSENARD ..... Examineur



## Résumé

Les chaînes plissées d'avant-pays sont des objets géologiques qui se forment dans un contexte compressif et représentent la partie externe des orogènes. Elles sont composées de nombreuses structures plissées associées à des chevauchements généralement enracinés au sein d'un niveau de décollement peu profond situé dans la partie basale de la couverture sédimentaire. Ces objets géologiques ont été beaucoup étudiés au XXème siècle. Ils ont été modélisés cinématiquement, analogiquement et mécaniquement. S'il est indispensable de tenir compte de l'aspect mécanique en géologie structurale, les modèles mécaniques restent cependant trop peu utilisés par le géologue structuraliste. L'objectif de cette thèse est de montrer comment apporter des contraintes mécaniques à l'étude des structures géologiques, grâce à une théorie mécanique facilement utilisable en géologie structurale. Cette théorie, le calcul à la rupture (Limit Analysis), représente en effet un bon intermédiaire entre les modèles cinématiques et les modèles mécaniques en éléments finis, très complets mais relativement complexes d'utilisation. Nous étudions ici des exemples appartenant à la chaîne plissée d'avant-pays du Jura et utilisons les logiciels Optum G2 et SLAMTec. Nous procédons alors selon deux approches. La première approche, présentée en première partie de ce manuscrit consiste à étudier la déformation passée. Nous nous focalisons sur la région de Saint-Ursanne dans le Nord-Est du Jura, en Suisse et réalisons dans un premier temps une coupe géologique d'une structure que nous étendons ensuite en 3D via une série de coupes balayant l'ensemble de la zone d'étude. Pour réaliser ces coupes nous utilisons à la fois des principes d'équilibrage cinématique, des modélisations mécaniques par calcul à la rupture et des modélisations analogiques en boîte à sable. Nous montrons ainsi l'importance de l'héritage tectonique sur la mise en place des structures de cette région et modélisons mécaniquement l'influence d'un décalage du niveau de décollement par une faille normale héritée, lors d'un épisode compressif ultérieur. Nous montrons alors que ce décalage représente un générateur de failles ainsi qu'un point d'accroche qui ralentit la propagation du front de déformation, contrôlant par ailleurs la direction de la structure qui se développera. Nous montrons également que la topographie joue un rôle majeur dans la mise en place des structures géologiques. Dans la deuxième partie du manuscrit nous abordons une seconde approche qui consiste à étudier la déformation actuelle. Nous changeons cette fois-ci d'échelle pour nous intéresser à la tectonique actuelle de l'ensemble du Jura. Nos modélisations prédisent que cette chaîne plissée, formée par une tectonique de couverture, est aujourd'hui partiellement affectée par une tectonique de socle. Alors que la partie ouest du Jura serait toujours affectée par une tectonique de couverture, le socle devrait aujourd'hui être impliqué dans la déformation au niveau de la partie nord-est. Nous montrons cependant qu'une tectonique de socle n'empêche pas l'activation simultanée des niveaux de décollements situés dans la couverture (les évaporites triasiques, dans le cas du Jura). L'intérêt pratique de ces méthodes est illustré par des questions industrielles : le dernier chapitre présente une étude des coupes géologiques d'un terrain d'étude de la Nagra, situé dans l'est du Jura. Nous regardons la réponse mécanique actuelle en compression de l'interprétation structurale proposée. Les outils numériques utilisés dans l'ensemble de ce travail ont, par ailleurs, fait l'objet d'un tutoriel réalisé dans le cadre d'une mission au sein de l'entreprise Total.

*Mots-clés : chaînes plissées, Jura, interprétation structurale, calcul à la rupture, expériences analogiques.*



## Abstract

Fold-and-thrust-belts form in a compressive geological context and represent the external part of orogens. They are composed of numerous folds and thrusts generally rooted in a shallow décollement level located in the basal part of the sedimentary cover. These belts have been studied extensively during the XX century. They have been modeled kinematically, analogically and mechanically. The mechanical aspect of deformation must be taken into account in structural geology, but yet, mechanical models remain underused by the structural geologist. The objective of this thesis is to show how to bring mechanical constraints to the study of geological structures with a mechanical theory easily usable in structural geology, the Limit Analysis. This theory represents a good compromise between the kinematic models and the finite element mechanical models, very complete but relatively complicated to use. We study here examples from the Jura fold-and-thrust belt and use the softwares Optum G2 and SLAMTec. We proceed with two different approaches. The first one is presented in the first part of this manuscript and consists in studying the past deformation. We focus on Saint-Ursanne area, in the North-East Switzerland Jura. We construct first a 2D geological cross section of the Mont Terri structure and then we extend this work in 3D by a series of cross sections that scan the whole Saint Ursanne area. These cross-sections are drawn using kinematical rules, mechanical modeling with Limit Analysis and analog sandbox modeling. We show the importance of the tectonic inheritance on the onset of structures in the studied region and we mechanically model the influence of a décollement offset due to an inherited normal fault during a subsequent compressive episode. We show that this offset represents a “fault generator” and a catching point that slows the propagation of the deformation front and furthermore controls the orientation of the structure that develops. We also show that the topography plays a major role in the establishment of geological structures. In the second part of the manuscript we follow a second approach that consists in studying the current deformation. We change of scale and study the current tectonics of the entire Jura. Our models predict that this belt, formed in thin-skin tectonics, is currently partially affected by thick-skin tectonics. The western Jura would be still affected by a thin-skin tectonics, but the basement should be involved in the deformation in the north-east Jura. However, we show that a thick-skin tectonics does not preclude the simultaneous activation of the shallower décollements contained by the sedimentary cover (Triassic evaporites, in the Jura). Practical interest of these methods is illustrated by industrial questions : the last chapter presents a study of geological cross-sections from a studied area of Nagra in the eastern Jura. We look at the current mechanical answer under compression of the proposed structural interpretations. The numerical tools used in this work have been the subject of a tutorial made during a mission at Total company.

*Keywords : fold-and-thrust belts, Jura, structural interpretation, Limit Analysis, analogue experiments.*



Comprendre c'est regarder,  
s'émerveiller,  
s'élargir sans cesse.

---

Louis Pauwels



## Remerciements

Je remercie tout d'abord l'ensemble du jury d'avoir accepté de juger mon travail de thèse et adresse un remerciement particulier à mes rapporteurs, Jon Mosar et Yves Leroy, merci pour l'intérêt que vous portez à mon travail.

J'ai eu la chance de réaliser ma thèse dans des conditions idéales : un sujet passionnant, de très bons encadrants, un laboratoire très agréable et une liberté rêvée dans mon travail. Je voudrai donc remercier beaucoup de personnes.

Premièrement, je voudrais adresser un grand merci à mes trois encadrants, Bertrand, Pascale et Pauline, pour leur présence, leur gentillesse et la confiance qu'ils m'ont portée. Merci aussi pour votre aide, pour vos encouragements et votre disponibilité, j'ai beaucoup aimé travailler avec vous et j'ai beaucoup appris à vos côtés. Merci Bertrand d'avoir été un très bon directeur de thèse et merci, entre autres, de m'avoir permis de faire du terrain en dehors de mon sujet de thèse. Merci Pascale et merci Pauline pour votre présence au quotidien et tout votre investissement dans mon travail.

Je remercie également Christophe Nussbaum, pour toutes nos collaborations et les discussions intéressantes que cela suscite à chaque fois et Paul Bossart pour m'avoir permis de venir passer un séjour très agréable à swisstopo afin de me former au logiciel MOVE. Merci également aux autres membres de swisstopo que j'ai eu l'occasion de côtoyer. Je remercie aussi Dominique Frizon De Lamotte pour son aide précieuse et pour m'avoir accompagnée sur le terrain, merci pour tout ce qu'il m'a appris. Merci à Claude Gout de m'avoir permis de faire une mission doctorale en entreprise chez Total et à tous les gens que j'y ai côtoyé, pour leur accueil chaleureux. J'en profite pour remercier encore Yves Leroy pour les discussions très intéressantes que nous avons eues durant cette mission. Merci à Nadaya Cubas pour ses conseils et son intérêt pour mon travail. D'une manière générale je remercie tous ceux qui se sont intéressés à mon travail, merci pour vos conseils.

Je remercie également l'ensemble du laboratoire GEC, c'est très agréable de travailler parmi vous. Merci à Danielle Lacoeylle pour sa gentillesse et tous les services rendus. Merci en particulier aux doctorants et assimilés : à Nathalie, qui a partagé cette fin de thèse avec moi, pour toute son amitié et pour m'avoir beaucoup encouragée ! Au chef des lapins, Baptiste Mary, pour son aide tout au long de ma thèse, pour tous les petits (gros) problèmes qu'il m'a aidé à résoudre et pour tout le temps que ça lui a pris ! Merci à Mélanie pour tout son soutien et son amitié, à Audrey pour ses encouragements et sa joie de vivre, à Thibault et Romain pour leur présence et tous les petits (gros) services qu'ils m'ont rendus et enfin merci à Gildas, Xavier, Josselin et Xiaoping pour leur agréable compagnie. Merci à tous d'être aussi sympathiques ! Un petit clin d'œil aussi à mes amis de licence et master : Elsa, Isabelle, Simon, Thomas, Emily, Jessica, Ronan, Romain et

les autres, c'était un plaisir de partager ces années d'études à vos côtés. Merci aussi à mes amis non géologues, notamment Shirley et Grâce qui m'ont beaucoup soutenues. Je remercie aussi les professeurs de l'université d'Orsay qui m'ont formé à la géologie et plus particulièrement à Yves pour son soutien et ses encouragements. Petite pensée également à ceux que j'ai côtoyé pendant leur passage au laboratoire GEC : Mahamadou, Mathilde, Raquel, Antoine et les autres...

Un grand merci à mes parents et mes trois frères Arthur, Gwenaël et Simon pour tout leur soutien, leurs attentions et pour m'avoir donné la possibilité de faire des études, je leur dédie ce manuscrit. Merci également à mes grands-parents que je porte chaleureusement dans mon cœur. Enfin un grand merci à Baptiste, d'avoir vécu cette thèse quotidiennement à mes côtés, merci pour tes encouragements, ta patience et ta compréhension et pour m'avoir aidé à relativiser et à dé-stresser, merci merci merci ☺. Pour finir, merci à Dieu pour cette belle planète que j'ai grand plaisir à étudier.

# Sommaire

<b>1</b>	<b>Introduction générale</b> .....	13
1.1	Contexte et objectifs .....	13
1.2	Les chaînes plissées d'avant-pays.....	15
1.3	La modélisation des chaînes d'avant-pays .....	19
1.4	Le calcul à la rupture.....	23
1.5	L'exemple du Jura .....	30
1.6	Les questions structurales traitées dans ce manuscrit.....	42
 <b>PARTIE I Comprendre la déformation passée</b> .....		45
<hr/> <hr/>		
<b>2</b>	<b>Le Mont Terri : Interprétation 2D</b> .....	47
2.1	Article : Mechanical validation of balanced cross sections : The case of the Mont Terri anticline at the Jura front (NW Switzerland).....	49
	Points clés du chapitre 2.....	66
<b>3</b>	<b>Influence de la topographie du socle</b> .....	67
3.1	Introduction.....	69
3.2	Parametric study of a disrupted décollement .....	73
3.3	Numerical mechanical results .....	75
3.4	Confrontation with sandbox experiments .....	79
3.5	Discussion.....	84

3.6	Conclusion .....	87
	Points clés du chapitre 3 .....	88
<b>4</b>	<b>Le Mont Terri : Interprétation 3D .....</b>	<b>89</b>
4.1	Introduction .....	89
4.2	Contexte géologique .....	90
4.3	Données et méthode .....	91
4.4	Géométrie des structures .....	97
4.5	Interprétation cinématique .....	107
4.6	Conclusion .....	116
	Points clés du chapitre 4 .....	117
<b>PARTIE II Etudier la déformation actuelle .....</b>		<b>119</b>
<hr/>		
<b>5</b>	<b>Analyse du style tectonique actuel du Jura .....</b>	<b>121</b>
5.1	Introduction .....	123
5.2	Tectonic settings .....	125
5.3	Parametric study of the current Jura tectonics .....	127
5.4	Results .....	131
5.5	Discussion .....	135
5.6	Conclusion .....	140
5.7	Appendix : Sensibility of the results to the properties of the lower crust ....	140
	Points clés du chapitre 5 .....	144
<b>6</b>	<b>Jura Est : Tectonique actuelle .....</b>	<b>145</b>
6.1	Rapport d'étude : Mechanical analysis of the eastern end of the Jura (NE switzerland) : role of basement ramps and inherited faults .....	147
	Points clés du chapitre 6 .....	186

<b>7</b>	<b>Conclusion générale et perspectives .....</b>	<b>187</b>
7.1	Conclusions structurales .....	187
7.2	Conclusions méthodologiques et mécaniques .....	189
7.3	Perspectives .....	190
	<b>Bibliographie</b>	<b>201</b>
	<b>Annexes</b>	<b>203</b>
<b>A</b>	<b>Rapport d'étude :</b> <b>Etude mécanique de structures géologiques par Analyse Limite</b> <b>avec Optum G2 et SLAMTec : Tutoriels et exemples d'application.</b>	
	205	
<b>B</b>	<b>Modélisation analogique : Cas d'une marche montante .....</b>	<b>253</b>



# CHAPITRE 1

## Introduction générale

### 1.1 CONTEXTE ET OBJECTIFS

---

Que ce soient des exemples de terrain, à petite, moyenne ou grande échelle, des exemples expérimentaux et analogiques ou encore des résultats de modélisations numériques, les exemples de structures issues de la déformation aident à la compréhension de la déformation géologique et nourrissent la discipline de la géologie structurale. De nos jours, de nombreux modèles ont pour objectif de mieux comprendre cette déformation, c'est le cas notamment des modélisations en boîtes à sable, qui sont une source d'inspiration parfaite pour le géologue structuraliste. Mais il existe également de nombreux modèles numériques. Les modèles cinématiques d'une part qui permettent de modéliser la formation d'une structure en respectant les principes d'équilibrages tels que la conservation des longueurs et des aires et d'autre part les modèles mécaniques qui apportent quant à eux des contraintes concernant l'équilibre mécanique de la mise en place des structures. Parmi les méthodes utilisées en modélisation mécanique dans le domaine de la géologie, on peut citer les modèles en éléments finis, en différences finies ou encore les modèles en éléments discrets et les modèles de minimisation de la dissipation d'énergie. Chaque type de modélisation présente évidemment ses avantages et ses inconvénients, les modèles cinématiques par exemple sont facilement utilisables par le géologue structuraliste mais ne tiennent pas compte de la réalité mécanique, tandis que les modèles en éléments finis permettent de réaliser des études très complètes mais sont complexes et nécessitent un temps de calcul non négligeable. Le calcul à la rupture, appelée aussi "Analyse Limite" est une théorie mécanique utilisée en génie civil pour déterminer la force maximale qu'un ouvrage peut supporter avant de rompre. Il y a maintenant une dizaine d'années, des géologues mécaniciens ont eu l'idée d'appliquer cette théorie à l'étude de structures géologiques. Dans un premier temps, les recherches ont été concentrées sur le développement d'un outil utilisant le calcul à la rupture qui soit efficace pour l'étude de structures géologiques. Les thèses de Cubas (2009); Souloumiac (2009); Mary (2012) and Yuan (2016) ont ainsi permis de développer différents logiciels principalement en 2D, mais également en 3D. Le plus abouti, SLAMTec, permet aujourd'hui de modéliser en 2D, mécaniquement et en évolution, le développement d'une séquence de chevauchements à partir d'un prototype simple. Un autre logiciel très complet, OptumG2, a également été développé par l'équipe de Kristian Krabbenhoft au sein de l'université de Newcastle en Australie en collaboration avec le travail de Souloumiac (2009) et permet quant à lui

de considérer des prototypes complexes et d'en calculer la géométrie de rupture instantanée. Ces travaux ont permis d'étudier des questions mécaniques d'ordre général telles que la localisation des structures, la durée de vie d'une faille, l'influence de la topographie, etc... et de commencer quelques travaux concernant de réelles structures géologiques. Aujourd'hui les outils développés sont assez mûrs pour permettre de réaliser des études dédiées aux structures géologiques réelles. Ma thèse s'inscrit donc dans la continuité de cet ensemble de thèses mais marque cependant un tournant vers l'application de ces techniques à des objets géologiques tandis que d'autres projets continuent dans la voie du développement. L'objectif principal de ce travail était donc de montrer comment apporter à la géologie structurale des contraintes mécaniques à travers des outils relativement simples d'utilisation. L'utilisation couplée d'OptumG2 et SLAMTec a permis de soulever et d'étudier de nombreuses questions mécaniques auxquelles nous avons cherché à apporter des éléments de réponse 2D, suite à quoi nous avons commencé à aborder la problématique 3D. Nous nous sommes focalisés sur l'étude de structures compressives appartenant à une chaîne plissée d'avant-pays typique, le Jura. Différentes questions ont été étudiées, ainsi que différentes échelles, de l'échelle kilométrique à l'échelle régionale. A cette échelle, nous avons vraiment atteint les limites de cette méthode car il faut commencer à considérer des domaines ductiles que l'on ne peut modéliser avec le calcul à la rupture.

Deux grands axes d'étude sont ressortis de ce travail et constitueront les deux grandes parties de ce manuscrit. **Tout d'abord l'étude de la déformation passée.** Après une introduction qui permettra de présenter le contexte géologique, la théorie du calcul à la rupture et les deux outils utilisés, le second chapitre de cette thèse sera dédié à l'interprétation structurale et mécanique 2D de l'anticlinal du Mont Terri. Nous y aborderons différents problèmes mécaniques, tels que la réactivation de failles normales héritées, le rôle de la topographie ou encore la succession de deux modes de plissement. Nous y soulèverons également la question de l'influence d'un décalage du niveau de décollement par une faille héritée lors d'un épisode compressif qui fera l'objet d'une étude dédiée, au chapitre 3. Dans ce troisième chapitre, présenté également sous forme d'article, nous nous écarterons donc de la problématique du Mont Terri pour nous intéresser à cette question mécanique d'ordre plus général. Enfin nous reviendrons vers l'étude de la structure du Mont Terri dans le chapitre 4, enrichis des résultats du chapitre 3 et y aborderons la problématique 3D via la construction d'une série de coupes géologiques. Ce travail, amené à se poursuivre après la thèse, a été réalisé dans un souci de cohérence géologique, géométrique et mécanique 3D, sans toutefois être soutenu par de réelles modélisations mécaniques en 3D, les logiciels ne permettant pas de réaliser de modélisation en 3D pour le moment. **En deuxième partie** de ce manuscrit nous nous intéresserons à la **déformation actuelle** à travers deux études différentes. Dans la première, présentée sous forme d'article au chapitre 5, nous nous intéresserons à l'étude du style tectonique actuel de l'ensemble du Jura, nous y donnerons les conditions mécaniques requises pour qu'une tectonique de socle soit actuellement en place sous le Jura. Enfin dans le chapitre 6 nous nous focaliserons sur la tectonique actuelle affectant la terminaison orientale du Jura par le biais d'une étude à but industriel réalisée dans le cadre d'un contrat de recherche avec l'organisme swisstopo. Ce dernier chapitre sera présenté sous la forme d'un rapport d'étude. Nous finirons par conclure sur les réponses structurales apportées par l'ensemble de ces études et les méthodologies développées, avant d'ouvrir sur les perspectives offertes par ce travail.

## 1.2 LES CHAÎNES PLISSÉES D'AVANT-PAYS

---

Nous nous intéressons dans cette thèse à des objets géologiques de diverses échelles ayant le point commun d'appartenir à une chaîne plissée d'avant-pays, le Jura. Ces chaînes se forment dans un contexte de convergence continentale. C'est le cas de la chaîne du Jura mais également des Montagnes Rocheuses, des Appalaches ou encore du Zagros (Fig. 1.1). Les chaînes plissées d'avant-pays sont donc typiques des zones de collision, elles constituent la partie externe de la chaîne orogénique et peuvent s'étendre latéralement de quelques kilomètres à plus de 1000 km (Poblet et Lisle, 2011). Elles possèdent un équivalent en contexte de convergence océanique, les prismes d'accrétion, que l'on retrouve donc dans les zones de subduction. C'est le cas du prisme de Nankai ou encore de celui de Taiwan. Une synthèse de l'ensemble des chaînes d'avant-pays et prismes d'accrétion, que l'on peut regrouper sous le nom général de "ceintures de chevauchement-plissement", est présentée par Nemcok *et al.* (2005). Ces deux types de ceinture de chevauchement-plissement se forment selon le même principe, par une succession d'écaillés chevauchantes enracinées sur un ou plusieurs niveau(x) de décollement. Nous nous focaliserons ici sur les chaînes plissées d'avant-pays.

### 1.2.1 Style tectonique

Il est classique de catégoriser les chaînes plissées d'avant-pays selon deux styles tectoniques différents : la tectonique de couverture, dite "thin-skinned" et la tectonique de socle, "thick-skinned". Rodgers (1949) est le premier à utiliser ces termes en étudiant les Appalaches. Il décrit ainsi par "thin-skinned tectonics" une tectonique dans laquelle la couverture sédimentaire a complètement été désolidarisée du socle, transportée et plissée sur de grandes distances par le biais d'une couche géologique peu profonde et de faible rhéologie qui constituera ce que l'on appelle un "niveau de décollement". L'importante quantité de raccourcissement qui en résulte est accommodée dans le socle au niveau de la zone centrale de l'orogène. Cela fait opposition à la tectonique "thick-skin" dans laquelle le socle et la couverture sont déformés et qui aura tendance à inverser des structures pré-existantes et à accommoder des quantités de raccourcissement plus faibles.

La distinction entre tectonique de couverture et tectonique de socle reste cependant théorique et est dépendante de ce que l'on considère par le terme "socle". Or entre "socle stratigraphique", "socle tectonique" ou encore "socle sismique", la notion de socle est assez vaste dans la littérature scientifique et diffère parfois en fonction de l'auteur et de la région qu'il étudie. Retenons surtout la notion de profondeur, alors qu'une tectonique de couverture s'enracine sur un niveau de décollement de relativement faible profondeur, l'enracinement d'une tectonique de socle peut atteindre la limite fragile/ductile de la base de la croûte supérieure.

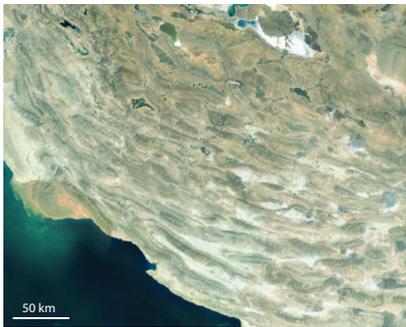
De manière générale une chaîne va plus facilement se développer selon une tectonique de couverture lorsqu'elle se met en place sur une ancienne marge passive (Nemcok *et al.*, 2005). Cela est dû à la présence d'un bassin sédimentaire post-rift dans les anciennes marges passives qui aura plus facilement tendance à présenter un niveau de décollement peu profond, efficace et continu que dans les zones intracratoniques. Il n'est cependant pas rare qu'une tectonique de couverture et une tectonique de socle coexistent latéralement le long d'une chaîne d'avant-pays. Ces deux styles vont également se succéder dans le temps, au sein d'une même chaîne. Il s'agit généralement d'une évolution depuis une tectonique



a) Les Montagne Rocheuses (Idaho/Wyoming)



b) Les Montagnes Rocheuses (Montana). Alt. ~ 10 km



c) Chaîne du Zagros. Alt. ~ 500 km



d) Chaîne des Appalaches (Maryland/Pennsylvanie). Alt. ~ 200 km



e) Chaîne du Jura. Alt. ~ 254 km

a: <http://marlillerphoto.com/SrF-17.html>  
 b: [https://en.wikipedia.org/wiki/Rocky\\_Mountain\\_Front#/media/File:2009-0603-10-Air-RockyMountainFront.jpg](https://en.wikipedia.org/wiki/Rocky_Mountain_Front#/media/File:2009-0603-10-Air-RockyMountainFront.jpg)  
 c: Screenshot from NASA World Wind of the Fars domain of the Zagros fold-thrust belt  
 d: <http://www.travelingeologist.com/2013/04/appalachian-ridge-and-valley-western-maryland/>  
 e: Google earth

FIGURE 1.1 – Photographies aériennes de différentes chaînes plissées d'avant-pays. Les Montagnes Rocheuses (a)(b). Chaîne du Zagros (c). Les Appalaches (d). La chaîne du Jura (e).

de couverture vers une tectonique de socle, par approfondissement de l'enracinement de la déformation, c'est notamment le cas dans les Alpes, ou encore dans le Zagros (Molinari *et al.*, 2005; Leturmy *et al.*, 2010). L'évolution inverse existe également, notamment dans le cas du prisme d'accrétion aujourd'hui émergé de Taiwan (Lacombe *et al.*, 2003).

Dans ce manuscrit nous nous intéresserons à la chaîne d'avant-pays du Jura, connue pour s'être développée selon une tectonique de couverture (Buxtorf, 1907; Laubscher, 1961; Burkhard, 1990; Burkhard et Sommaruga, 1998; Pfiffner, 2006; Madritsch *et al.*, 2008, 2010).

### 1.2.2 Style structural

Une chaîne d'avant-pays formée par une tectonique de couverture se met donc en place par une succession de chevauchements et plissements sur un niveau de décollement relativement continu et peu profond, localisé au sein de la couverture sédimentaire, ou à la transition entre le socle et la couverture sédimentaire. Le nouveau chevauchement se développe généralement à travers le mur du précédent, c'est ce que l'on appelle des chevauchements "en séquence". Il est donc assez courant que le premier chevauchement soit redressé par le second, puis l'ensemble est de nouveau redressé par le troisième, etc. On trouvera donc des chevauchements à plus fort pendage apparent à l'arrière de la chaîne. Il est cependant observé que certains chevauchements se mettent en place de manière "hors séquence", c'est à dire en amont du chevauchement qui le précède.

La géométrie de détail de ces chevauchements est assez complexe et varie énormément d'une chaîne à une autre, en fonction de facteurs tels que l'efficacité du niveau de décollement, sa pente ou encore la présence de niveaux de décollements secondaires. Frizon de Lamotte et Buil (2002) retracent l'évolution des idées concernant les relations entre plis et failles dans les chaînes d'avant-pays. Nous en reprenons ici les grandes lignes : Frizon de Lamotte et Buil (2002) expliquent que s'il est admis aujourd'hui qu'un pli et une faille peuvent jouer de manière simultanée, cela a mis du temps à être accepté. Pendant longtemps l'idée prédominante était que la faille suit nécessairement le pli. Elle peut ainsi se former par accentuation d'une charnière de pli ou bien se mettre en place au cœur des anticlinaux après une période d'érosion, elle est due dans ce cas à un mécanisme cisailant complètement indépendant du mécanisme de plissement (Goguel, 1952; Lutaud, 1957; Ellenberger, 1967). Cependant des exemples de terrain présentant des failles courbes contredisaient cet ordre théorique pli puis faille. Le chevauchement plissé de la coupe de Buxtorf au niveau du tunnel de Grenchenberg dans le Jura Suisse en est l'exemple le plus connu (Buxtorf, 1916; Goguel, 1952) (Fig. 1.2, a). Pourtant cette idée que la faille pouvait précéder le plissement avait déjà été mentionnée par Rich (1934) qui avait décrit et modélisé de manière analogique ce que Suppe nommera en 1983 un pli de cintrage sur rampe, ou "fold-bend-fault" (Fig. 1.2, b). Si dans cette structure l'aspect plissé est dû à un plissement passif lié au jeu sur un ensemble paliers-rampes, cette structure n'en reste pas moins un exemple de faille ayant précédé un plissement.

Dahlstrom (1969) sera alors le premier à réellement parler de l'activité simultanée des plis et failles. Finalement c'est à partir des années 1980 que les grands types de structures reconnues aujourd'hui en géologie structurale et intégrant divers relations pli-faille ont été définis. De manière générale, il va être accepté que les chevauchements se font par paliers et rampes, les paliers étant les différents niveaux de décollement. S'il existe un niveau de décollement secondaire très efficace, il est possible de développer une structure composée de multiples chevauchements exclusivement imbriqués entre les deux niveaux

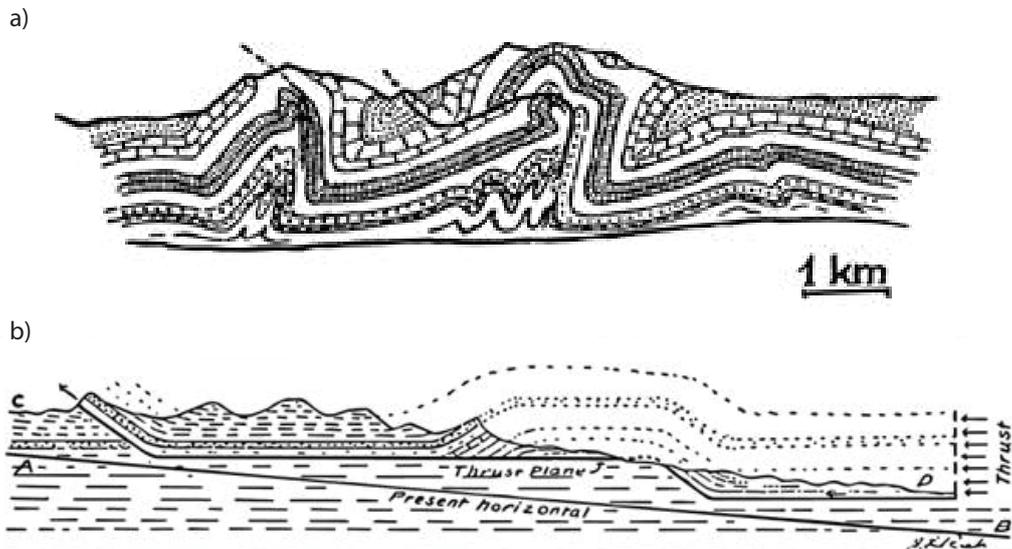


FIGURE 1.2 – Structures résultant d'une interaction pli-faille. La coupe du tunnel de Grenchenberg (Buxtorf, 1916) (a). Pli de cintrage sur rampe décrit par Rich (1934) (b).

de décollements efficaces. Ce concept a été défini par Boyer et Elliott (1982) et a été nommé "structure en duplex". Suppe (1983) décrit quant à lui une série de structures plissées et faillées équilibrées qui serviront par la suite de référence en géologie structurale, les plis de décollement ("detachment folds") les plis de propagation de rampe ("Fault-propagation folds") et les plis de cintrage sur rampe ("Fault-bend-folds"). Ces trois types de plis sont associés à des failles et diffèrent principalement par le mode d'activation de ces failles. Le pli de décollement se forme par glissement le long d'une faille horizontale, au sein d'une roche incompetent jouant le rôle de niveau de décollement. Le pli de cintrage sur rampe se forme par glissement sur une faille composée d'une rampe reliant un niveau de décollement à un autre. Ces deux plis se forment par glissement sur une faille existante. Le pli de propagation se forme de manière simultanée à la propagation d'une rampe depuis un niveau de décollement. Une structure géologique pourra être le résultat d'une combinaison de ces différents types de plissement. Une chaîne d'avant-pays peut également se développer au sein d'une couverture sédimentaire pré-fracturée par d'anciens épisodes tectoniques. Les anciennes failles pourront donc être recoupées, réactivées ou encore plissées par les structures compressives. Comme nous le verrons dans le chapitre 3 et 4, ces failles vont également influencer le développement des structures, contrôlant notamment la direction de certaines structures.

Les chaînes plissées d'avant-pays sont donc de véritables observatoires présentant de nombreux exemples de déformation. Les observations de surface, les données sismiques ou encore les forages ne permettent pourtant pas d'expliquer toutes les complexités de ces objets géologiques. Différents types de modélisations ont été développés au cours des siècles tentant de comprendre le développement des structures ou encore d'expliquer des caractéristiques telles que le nombre de structures, leur espacement, leur séquence de mise en place, leur style structural, ou encore les raisons pour lesquelles ces caractéristiques peuvent varier d'une chaîne à une autre ainsi qu'au sein d'une même chaîne.

## 1.3 LA MODÉLISATION DES CHAÎNES D'AVANT-PAYS

---

La modélisation des chaînes d'avant-pays s'est beaucoup enrichie depuis les années 1980, en grande partie grâce à l'évolution des méthodes mathématiques et informatiques, selon trois approches différentes : la modélisation cinématique, la modélisation analogique et la modélisation numérique.

### 1.3.1 Les modèles cinématiques

La modélisation cinématique se base sur les règles d'équilibrage géométrique telles que la conservation des longueurs et des aires (Laubscher, 1961; Dahlstrom, 1969; Bally *et al.*, 1966) Il en existe deux approches. La première consiste à déplier une coupe afin d'atteindre l'état initial pré-déformation supposé, en général, une série stratigraphique horizontale (approche "backward"). La seconde, à l'inverse, consiste à partir d'un état non déformé et à construire la coupe pas à pas (approche "forward"). Dans les deux cas, il s'agit d'un travail interactif entre l'état actuel, l'état initial et le chemin cinématique entre les deux. Cette discipline a été fortement influencée par les travaux de Suppe (1983) et de Suppe et Medwedeff (1990). Ils ont en effet défini les trois types de plis cités précédemment en construisant pour chacun un chemin cinématique entre un état non déformé et un état final en se basant sur les règles classiques d'équilibrage énoncées par Dahlstrom (1969) et Bally *et al.* (1966). Ces modèles cinématiques ont été implémentés numériquement au sein de divers logiciels (Zoetemeijer et Sassi, 1992; Sciamanna *et al.*, 2004).

### 1.3.2 Les modèles analogiques

La modélisation analogique consiste à reproduire à petite échelle les déformations observées à grande échelle dans les chaînes de montagnes. Cadell (1889) est le premier à réaliser une modélisation analogique des chaînes plissées en utilisant des matériaux tels que le sable et le plâtre. Hubbert (1951) démontra par la suite que le sable est un bon matériel analogue pour représenter la rhéologie des roches composant les chaînes d'avant-pays. Depuis, de nombreuses études ont été menées en modélisation analogique, visant à comprendre divers mécanismes structuraux. Une compilation des travaux réalisés en boîtes à sable et de l'évolution des techniques est proposée par Graveleau *et al.* (2012). La boîte à sable reste aujourd'hui encore un très bon outil de modélisation, qui se heurte cependant au problème de la reproductibilité des expériences. Buiter (2012) présente par exemple une comparaison des résultats de modélisation analogique en boîte à sable d'un même prototype réalisé dans divers laboratoires, montrant effectivement que le résultat

n'est pas exactement le même selon le laboratoire. Ce problème persiste même lorsqu'une même expérience est reproduite au sein d'un même laboratoire (Cubas *et al.*, 2010; Santimano *et al.*, 2015). La boîte à sable représente également un moyen de validation des modélisations mécaniques, et une source extraordinaire d'exemples de déformation en 3D (Graveleau *et al.*, 2012).

### 1.3.3 Les modèles mécaniques

Les modèles mécaniques cherchent à tenir compte des forces physiques qui régissent la mise en place des structures géologiques. Ils sont donc plus complexes à mettre en œuvre que les modèles cinématiques décrits précédemment. Leur évolution est relativement liée à celle des modélisations analogiques, les seconds servant régulièrement de validation aux premiers. L'étude de la mécanique de mise en place des structures dans les chaînes d'avant-pays remonte au début du 19<sup>ème</sup> siècle (Souloumiac, 2009), elle a évolué grâce aux travaux de Reade (1908); Hall (1815); Callaway (1883); Peach et Horne (1884); Cadell (1889); Smoluchowski (1909) ou encore Goguel (1948), qui ont progressivement démontré que les structures se mettent en place sous l'action d'une force compressive horizontale qui génère la formation de séquences de chevauchements enracinés sur un niveau faiblement frictionnel. Par la suite, différentes explications mécaniques seront proposées, notamment par Hafner (1951); Hubbert et Rubey (1959) ou encore Kelhe (1970). L'ensemble de ces travaux va mener au développement de la théorie du prisme critique.

#### 1.3.3.1 La théorie du prisme critique

Dans les années 1980, un nouveau concept va faire évoluer la compréhension mécanique des chaînes d'avant-pays. Chapple (1978) part du constat que la séquence de chevauchements d'une chaîne d'avant-pays constitue un prisme défini par une pente topographique plongeant vers l'avant-pays et un niveau de décollement plongeant vers l'arrière-pays. Il propose alors une théorie nouvelle, la théorie du prisme critique, que l'on illustre généralement avec un exemple très simple : lorsqu'un bulldozer pousse un tas de neige sur une surface, la neige s'accumule auprès du bulldozer jusqu'à ce qu'une certaine pente de surface soit atteinte, suite à quoi le prisme formé par la neige va être poussé passivement par le bulldozer. Chapple va ainsi nommer cette pente de surface "pente critique", et puisque la valeur de cette pente dépend de facteurs tels que la pente de la surface de glissement ou encore la rhéologie du matériau, il va généraliser cette notion à celle d'un "prisme critique", c'est en effet l'intégralité du prisme qui se trouve à un état critique.

Davis *et al.* (1983) vont avoir l'idée d'appliquer la théorie du prisme critique aux chaînes d'avant-pays et vont la valider avec des exemples analogiques. Dahlen (1984) développera ensuite une solution exacte du prisme critique non cohésif, puis il l'étendra à un prisme cohésif (Dahlen *et al.*, 1984). Dans le cas d'un matériel non cohésif, le problème est défini de la façon suivante : un prisme présentant une pente topographique  $\alpha$  reposant sur un niveau de décollement de pente  $\beta$  est soumis à une force compressive (Fig. 1.3 a). Il existe une pente topographique appelée "pente critique" en dessous de laquelle le prisme subit de la déformation interne et au-dessus de laquelle il est transporté passivement sur le niveau de décollement (Fig. 1.3 b). Le prisme est appelé prisme "sous-critique" dans le premier cas et prisme "sur-critique", dans le second. La criticalité du

prisme est donnée par la relation entre les pentes topographique  $\alpha$  et basale  $\beta$  (Fig. 1.3 d) :

$$2\beta = \arcsin\left(\frac{\sin(\phi_D)}{\sin(\phi_B)}\right) - \phi_D - \arcsin\left(\frac{\sin(\alpha)}{\sin(\phi_B)}\right) - \alpha, \quad (1.1)$$

où  $\phi_B$  est l'angle de friction interne du matériau et  $\phi_D$  celui sur le décollement.

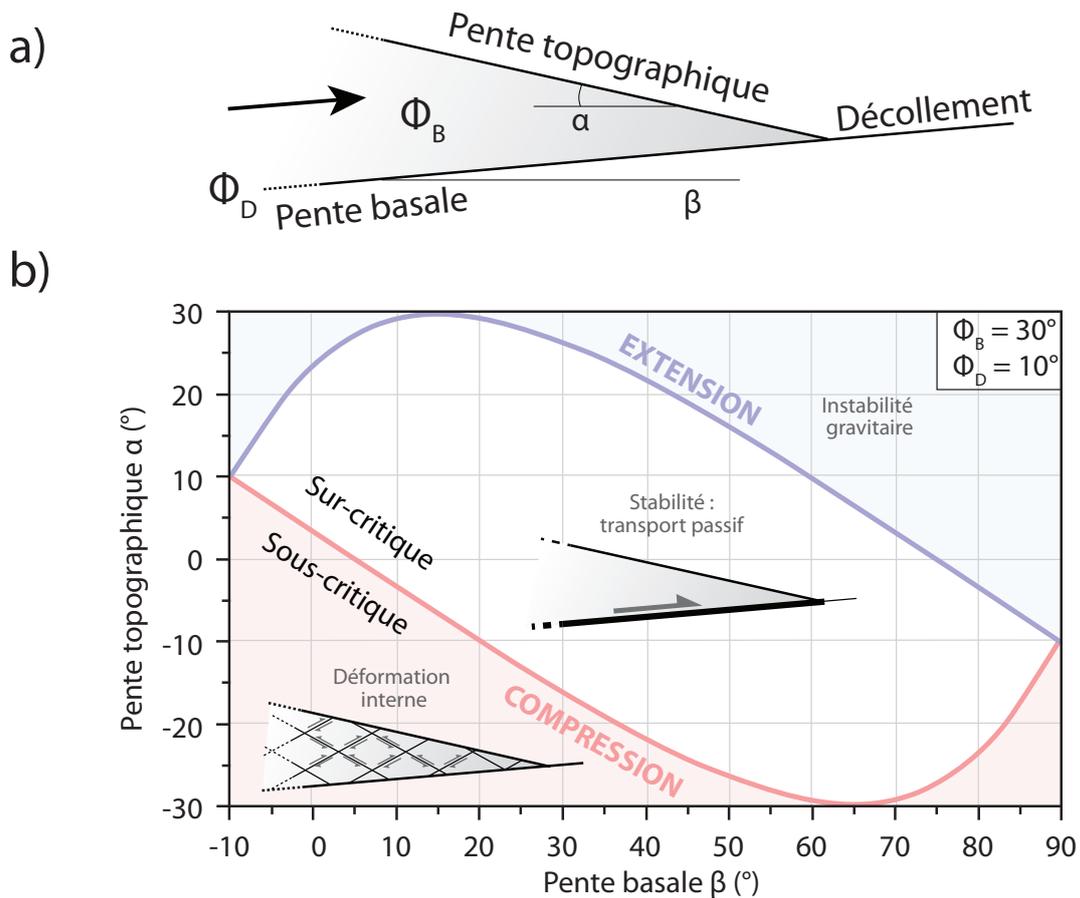


FIGURE 1.3 – Concept du prisme critique (modifié d'après Mary (2012)). Un prisme présentant une pente topographique  $\alpha$  reposant sur un niveau de décollement de pente  $\beta$  est soumis à une force compressive (a). La stabilité mécanique du prisme est donnée par une relation entre la pente topographique  $\alpha$  et la pente basale  $\beta$  (b). Le prisme est appelé prisme "sous-critique" s'il subit de la déformation interne et prisme "sur-critique", s'il est transporté passivement sur le niveau de décollement.

Bien que limitée en ce qui concerne la géologie car la présence de litage, de failles, d'irrégularités dans le décollement, de relief, d'érosion etc. . . n'est pas pris en compte, cette théorie reste très utilisée, car sa solution simple d'utilisation permet de faire une première approximation.

On peut citer par exemple les modèles de Chalaron et Mugnier (1993); Chalaron *et al.* (1995); Leturmy *et al.* (2000), qui prenaient en compte la théorie du prisme critique pour décrire l'évolution cinématique des chaînes d'avant pays en Bolivie et en Himalaya.

### 1.3.3.2 Au delà du prisme critique

Depuis les années 1980, diverses méthodes numériques de modélisation mécanique ont vu le jour. On peut citer notamment la méthode des éléments finis (Borja et Dreiss, 1989; Leroy et Ortiz, 1989) ou encore celle des différences finies (Panian et Wiltschko, 2004; Stockmal *et al.*, 2007; Ruh *et al.*, 2012; Strayer *et al.*, 2001) qui permettent d’obtenir une solution mécanique complète et en évolution mais nécessitent un temps de calcul conséquent et localisent la déformation dans une région relativement large. Par ailleurs leur grand nombre de paramètres rend difficile l’utilisation en routine. Leurs valeurs sont peu contraintes et mal connues.

Il existe aussi la méthode des éléments discrets (Hardy *et al.*, 2009; Egholm *et al.*, 2007) qui permet d’imiter le phénomène granulaire.

Une stratégie différente consiste à considérer les failles comme de vraies discontinuités. Cela nécessite de prédéfinir la géométrie de rupture et l’objectif devient alors de prévoir où et quand les discontinuités vont être activées. Une première approche consiste à étudier le problème selon la méthode de la dissipation d’énergie (Outtani, 1996; Del Castello et Cooke, 2007; Hardy *et al.*, 1998; Masek et Duncan, 1998; Maillot et Leroy, 2003). Cette approche repose sur l’hypothèse du travail minimum, c’est à dire le fait que la déformation va se produire de manière à ce que le travail nécessaire soit minimal. Étant basée sur une hypothèse, cette méthode présente le problème de la validation de ses prédictions. Tandis que des travaux continuent dans cette voie, une seconde approche permettant la prise en compte de réelles discontinuités commence à voir le jour en géologie, le calcul à la rupture. C’est cette approche que nous utilisons dans ce travail.

La modélisation des chaînes d’avant-pays s’est donc développée selon plusieurs axes. La modélisation cinématique permet de rester très proche des données de terrain mais ne tient pas compte de la mécanique. La modélisation analogique permet de reproduire à petite échelle et en 3D les déformations observées dans les chaînes de montagnes. La modélisation mécanique permet quant à elle de comprendre les processus physiques à l’origine des déformations. Elle se confronte souvent au problème de représenter les failles par de véritables discontinuités. La théorie du prisme critique y arrive, mais elle reste très éloignée des données de terrain. Il est donc nécessaire d’utiliser un outil permettant de généraliser la théorie du prisme critique en tirant partie des modélisations cinématiques et analogiques.

## 1.4 LE CALCUL À LA RUPTURE

---

Pour une description détaillée de la théorie du calcul à la rupture le lecteur pourra se référer aux travaux de Cubas *et al.* (2008); Souloumiac (2009); Cubas (2009); Mary (2012); Pons (2012); Yuan (2016) qui en présentent les différentes approches.

### 1.4.1 La formulation française

La théorie du calcul à la rupture (Limit Analysis) est couramment utilisée dans le domaine du génie civil pour déterminer la charge maximale que peut soutenir un ouvrage avant de subir des transformations irréversibles. La formulation utilisée est celle de Salençon (1974, 2002). La force exacte ( $Q_{exacte}$ ) produisant la rupture est encadrée par le biais de deux approches (Fig. 1.4). L'approche statique, appelée également "approche en contraintes" consiste à chercher le plus grand minorant de  $Q_{exacte}$ , c'est à dire la plus grande force tectonique qui permette de vérifier à la fois les conditions aux limites du prototype, le critère de rupture et l'équilibre mécanique. Cette valeur sera appelée "borne inférieure", toute force tectonique inférieure sera supportée sans rupture. L'approche cinématique, ou "approche en vitesses" consiste à l'inverse à chercher le plus petit majorant de  $Q_{exacte}$ , c'est à dire la plus petite force tectonique pour laquelle le prototype considéré va subir une déformation irréversible (par exemple une rupture). Cette valeur sera appelée "borne supérieure", il est impossible d'appliquer une force supérieure. La force  $Q_{exacte}$  se situe entre la valeur de la borne supérieure et de la borne inférieure. La précision du résultat dépend donc de la différence entre ces deux valeurs.

Maillot et Leroy (2006) ont l'idée d'appliquer cette théorie à la géologie en utilisant le critère de Coulomb comme critère de rupture (Coulomb, 1773). Cette formulation présente l'avantage de ne considérer que peu de paramètres mécaniques : la cohésion et l'angle de friction sur les discontinuités et dans le matériau. Elle ne s'applique en revanche qu'à des matériaux frictionnels.

Dans le domaine du génie civil, le problème classique consiste à trouver la valeur de  $Q_{exacte}$ . En géologie, le problème est différent, la valeur de la force importe peu, on cherche surtout à déterminer la géométrie de la rupture. Pour cela on cherchera plutôt à interpréter les champs de vitesses et de contraintes associés à  $Q_{exacte}$ . Le logiciel Optum G2 rempli ce premier objectif. Développé par Krabbenhøft et Lyamin (2014) en collaboration avec le travail de Souloumiac (2009), il permet de modéliser en 2D l'initiation de la déformation selon les deux approches du calcul à la rupture. Le travail de Souloumiac (2009) a permis par ailleurs un développement 3D de l'approche en vitesse. Le développement numérique d'Optum G2 est basé sur une formulation en éléments finis (méthode des éléments d'équilibre, MEE) et sur un mailleur très performant qui permet de vraies discontinuités dans les variables (vitesses ou contraintes).

Après avoir déterminé la géométrie et la localisation de la rupture initiale, représentée par une faille en géologie, le géologue cherchera à connaître l'évolution de ce mécanisme de ruine au cours du raccourcissement. Le "calcul à la rupture séquentiel", un développement du calcul à la rupture classique, a pour objectif de prévoir l'évolution de la déformation. Initié par Yang (1993) dans le cadre de l'étude de cas de génie civil, celui d'une maison soumise à une tempête, il a commencé à être développé pour la géologie par Maillot et Leroy (2006). Ils modélisent en 2D la mise en place et l'évolution d'un pli en "kink", et arrivent à prédire l'orientation des charnières à chaque étape du plissement

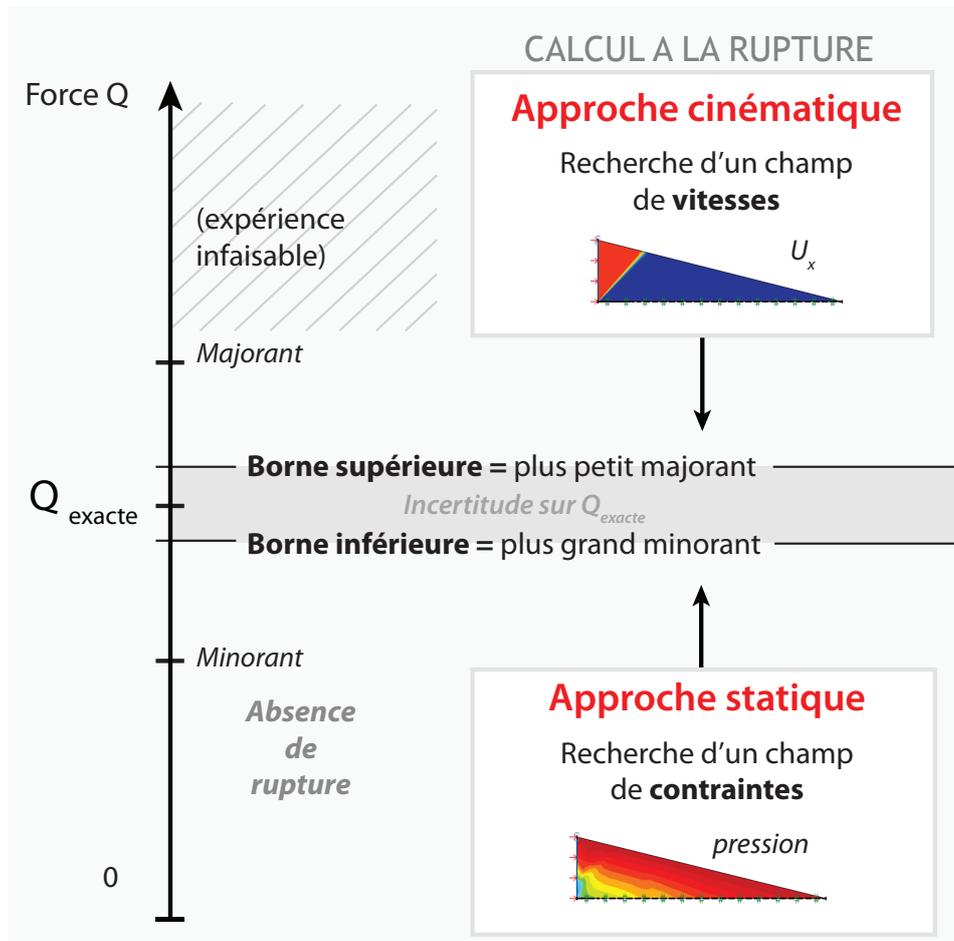


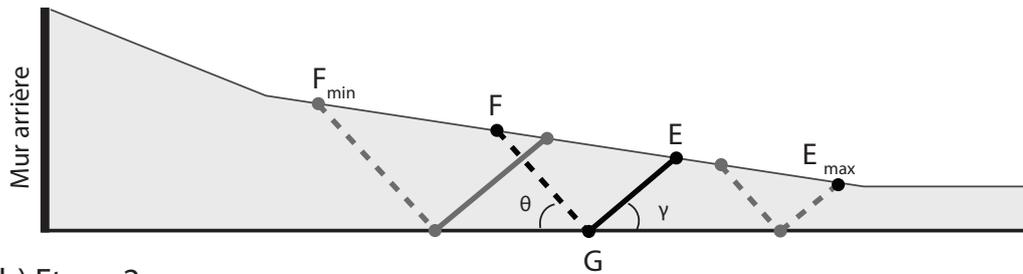
FIGURE 1.4 – Illustration de la théorie du calcul à la rupture. La force exacte produisant la rupture est encadrée par deux approches. L'approche cinématique permet d'obtenir la borne supérieure via la recherche d'un champ de vitesses optimal, alors que l'approche statique permet d'obtenir la borne inférieure via la recherche d'un champ de contraintes optimal (un champ de vitesses horizontales,  $U_x$  et un champ de pression sont montrés comme exemples). La différence entre la valeur de la borne supérieure et celle de la borne inférieure permet d'estimer l'incertitude sur le résultat.

(Maillot et Leroy, 2006). Par la suite l'objectif est d'appliquer le calcul à la rupture séquentiel aux prismes d'accrétion et chaînes plissées d'avant pays afin de prédire la localisation des chevauchements et leur évolution.

Cela nécessite de définir une géométrie de rupture qui délimite des blocs se déplaçant à des vitesses différentes séparés par des discontinuités. Dans le cas des chevauchements des chaînes d'avant-pays, la géométrie de rupture a été définie en s'inspirant du pli de cintrage sur rampe de Suppe (1983). Elle est composée d'un niveau de décollement et d'une rampe associée à un rétro-chevauchement. La méthode analytique fonctionne en deux étapes (Cubas *et al.*, 2008; Cubas, 2009) : La première consiste à optimiser la localisation et le pendage de la rampe et du rétro-chevauchement de façon à déterminer celles qui nécessitent la borne inférieure minimale (Fig. 1.5 a). La seconde étape consiste à appliquer

un incrément cinématique sur les discontinuités sélectionnées, en se basant à nouveau sur les modèles cinématiques proposés par Suppe (1983) (Fig. 1.5 b). Mary (2012) va regrouper l'ensemble des développements concernant l'analyse limite séquentielle au sein d'un logiciel, "Sequential Limit Analysis Method for Tectonics" (SLAMTec).

#### a) Etape 1



#### b) Etape 2

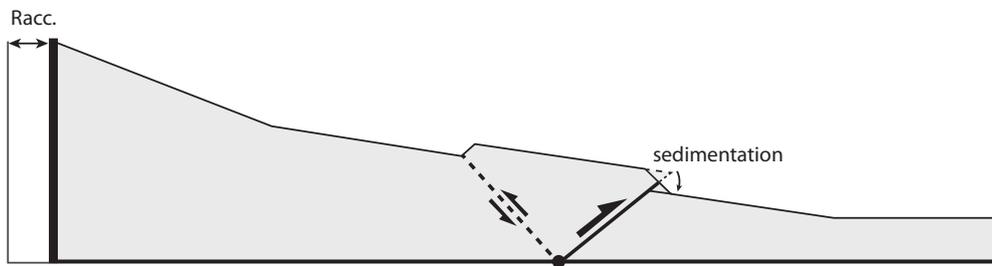


FIGURE 1.5 – Étapes du calcul à la rupture séquentiel (d'après Mary (2012)). La première étape consiste à optimiser la position de la racine (G) de l'ensemble rampe et retrochevauchement ainsi que l'inclinaison de ces deux discontinuités ( $\theta$  et  $\gamma$ ), de façon à nécessiter la plus petite borne supérieure de la poussée le long du mur arrière (a). Un incrément de raccourcissement est ensuite appliqué par glissement des blocs le long des discontinuités, dans une seconde étape (b).

### 1.4.2 Les outils

Dans ce travail nous utilisons les deux implémentations du calcul à la rupture décrites précédemment, les logiciels SLAMTec et Optum G2 (Fig. 1.6). Nous ferons ici une rapide description des principales fonctionnalités de ces logiciels. Une description détaillée associée à un tutoriel a été réalisée dans le cadre d'une mission doctorale dans l'entreprise Total, elle est placée en annexe A de ce manuscrit.

<b>SLAMTec</b>	<b>Optum<sup>G2</sup></b>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Approche <b>cinématique</b></li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Approche <b>statique + cinématique</b></li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Evolution</b> de la déformation</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Déformation <b>instantannée</b></li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Géométrie de rupture <b>prédéfinie</b> rampe + rétro-chevauchement</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Géométrie de rupture <b>libre</b></li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Géométrie d'entrée <b>simple</b> Niveau de décollement plan Matériel homogène Failles pré-existantes planes Topographie réelle</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Géométrie d'entrée <b>complexe</b> Multi-matériaux Multi-décollements, Failles pré-existantes ...</li> </ul>

FIGURE 1.6 – Principales caractéristiques des logiciels Optum G2 et SLAMTec.

#### 1.4.2.1 SLAMTec

Le logiciel SLAMTec ("Sequential Limit Analysis Method for Tectonics") permet de modéliser en évolution la déformation au sein d'un prototype 2D choisi (Mary, 2012). Ce prototype doit être composé d'un matériau uniforme reposant sur un niveau de décollement plan dont on choisira la valeur de pente. La topographie considérée est quelconque (par exemple un profil topographique discrétisé). Les paramètres physiques sont les suivants : la masse volumique ( $\rho$ ), l'angle de friction et la cohésion dans le matériel ( $\phi_B$  ;  $c_B$ ) et sur les discontinuités, c'est à dire la rampe ( $\phi_R$  ;  $c_R$ ) et le décollement ( $\phi_D$  ;  $c_D$ ). S'y ajoutent les paramètres de calcul, la quantité de raccourcissement maximale ( $S_{max}$ ) et le pas de raccourcissement ( $DS$ ). Le prototype peut contenir d'éventuelles failles pré-existantes qui seront modélisées par un plan rejoignant le niveau de décollement et la topographie avec un pendage, et une friction à choisir. En revanche le logiciel ne permet pas encore de les prendre en compte, une fois qu'elles seront déformées. L'ensemble du prototype est soumis à une action compressive appliquée tout le long d'un mur de poussée. La géométrie de rupture est prédéfinie comme étant composée d'une rampe et d'un rétro-chevauchement, formant ainsi un "V". SLAMTec étant basé sur un développement analytique, ces failles sont de réelles discontinuités. Il applique donc les deux étapes du calcul à la rupture décrites précédemment (section 1.4.1). Ces deux étapes sont alors répétées en boucle jusqu'à ce que la quantité de raccourcissement choisie par l'utilisateur soit atteinte (Fig. 1.7 a) et exemple de simulation en figure 1.8).

Le paramètre ( $\phi_R$ ) permet d'appliquer un adoucissement lors du développement des rampes. Il s'agit donc de considérer une baisse de friction sur la rampe qui se développe, de manière progressive ou immédiate.

L'ensemble de la séquence de chevauchement est représentée à travers un graphique appelé "G-gram" (Mary, 2012) (Fig. 1.7 b, et exemple de G-gram issu d'une simulation en figure 1.8). Ce graphique présente la position de la racine des différents chevauchements au cours du raccourcissement, par rapport à la position du mur arrière courant. SLAMTec

représente un excellent outil pour modéliser numériquement les expériences en boîte à sable (Mary *et al.*, 2013b).

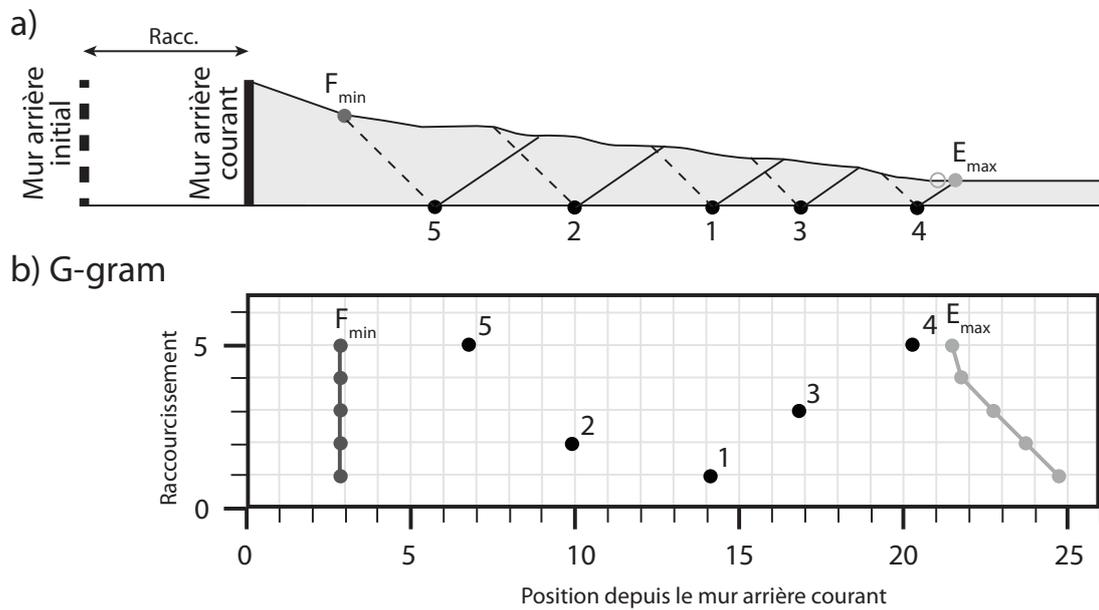


FIGURE 1.7 – Présentation du G-gram (d’après Mary (2012)). Résultat d’une simulation après 5 pas de raccourcissement, la zone déformée est délimitée par les points  $F_{min}$  et  $E_{max}$  (a). Représentation spatio-temporelle de la déformation associée à cette simulation : la position de la racine de chaque rampe (G) par rapport au mur de poussée courant est représentée en fonction du raccourcissement (b).

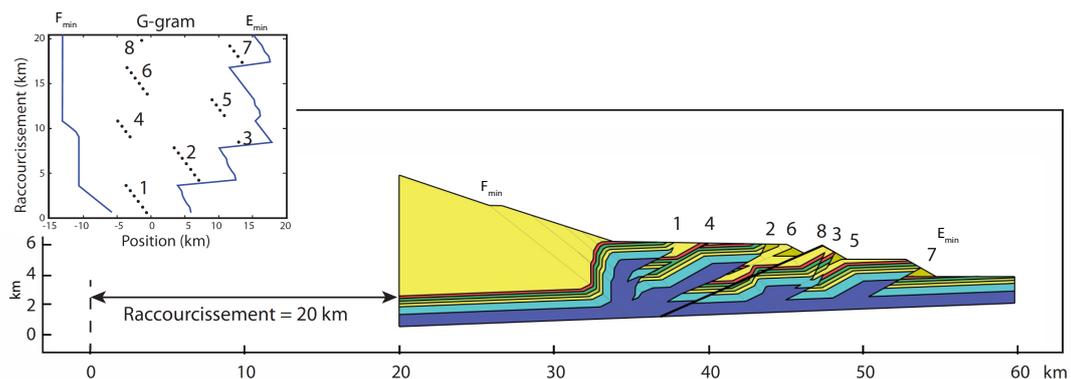


FIGURE 1.8 – Exemple de résultat de simulation et G-gram associé. L’évolution de la déformation peut-être suivie sur le G-gram. Les failles représentent de vraies discontinuités, un avantage par rapport aux approches numériques continues où les failles sont des zones de cisaillement.

### 1.4.2.2 Optum G2

Optum G2 est un logiciel pour le génie civil utilisé notamment pour son implémentation du calcul à la rupture, commercialisé en 2013. Il permet d'utiliser les deux approches de l'analyse limite et donc d'obtenir des champs de contraintes et des champs de vitesses (Fig. 1.9). Contrairement à SLAMTec, il utilise un maillage. Seule l'initiation de la rupture est possible pour l'instant. Le mailleur d'Optum G2 est cependant très performant et basé sur une optimisation en plusieurs itérations qui raffine le maillage dans les zones de cisaillement, ce qui lui permet de donner des résultats très précis en un temps de calcul minimale (de quelques secondes pour un prototype simple à quelques dizaines de secondes pour les prototypes plus complexes, sur un ordinateur portable). Optum G2 n'impose pas de contraintes concernant la géométrie du prototype d'entrée, celle-ci peut contenir des niveaux de décollements multiples, courbes ou même interrompus, et peut également considérer n'importe quelle trajectoire de faille pré-existante. Dans la version 2016 d'Optum G2, la possibilité d'import d'une image en arrière-plan a aidé à la construction de prototypes complexes. Une fois le prototype dessiné, un onglet permet de définir les différents matériaux avec leur angle de friction, leur cohésion et leur masse volumique. Les conditions aux limites sont également à définir. Le calcul est ensuite paramétré par le choix de l'approche du calcul à la rupture, le choix du nombre d'éléments de maillage de départ et de fin, le nombre d'itérations et l'option de raffinage du maillage.

### 1.4.3 Développements et applications pour la géologie

De nombreux développements ont à ce jour été réalisés pour la géologie au travers de différents travaux.

Dans un premier temps le développement d'un unique pli est étudié par Cubas (2009). Cela a permis de mettre en évidence l'influence de la topographie sur la localisation de la déformation. Par ailleurs, ces travaux ont permis de montrer que pour qu'un chevauchement ait une durée de vie finie, il est nécessaire de considérer un adoucissement sur la rampe. Cet adoucissement sera dès lors modélisé par une chute de friction. Sans adoucissement, la faille ne représente pas un plan de faiblesse et le moindre changement en surface lié à l'incrément de raccourcissement appliqué sur la rampe peut conduire à la formation d'une nouvelle faille, ce qui entraîne de la déformation diffuse (Mary *et al.*, 2013b).

Ils réalisent ensuite la première prédiction de séquences de chevauchements sans pré-détermination de l'emplacement des failles. Cette étude permet de mettre en évidence certains comportements mécaniques, validés ensuite en boîte à sable par une étude d'inversion (Cubas *et al.*, 2013c). Parmi ces comportements, on peut citer le fait qu'une faille se formant en séquence, se développe à la rupture de pente, ou encore qu'un creux dans la topographie peut générer un chevauchement hors-séquence qui va tendre à ramener l'ensemble du prisme dans un état critique. De même la friction basale contrôle le nombre de rampes tandis que l'adoucissement contrôle la durée de vie des failles. Par ailleurs, le pendage du rétro-chevauchement étant un élément de l'optimisation, il ne se trouve que rarement à la bissectrice de l'angle formé par la rampe et le décollement, ce qui génère des changements d'épaisseurs des bancs. Cubas (2009) et Mary (2012) montreront plus tard qu'un relief ou une vallée va modifier la séquence de chevauchement. Souloumiac (2009) développe un outil permettant de modéliser l'initiation de la déformation en 3D via l'approche cinématique du calcul à la rupture, et étudie ainsi l'influence 3D d'une pente topographique sur l'expression de la déformation. Elle montre que dans un proto-

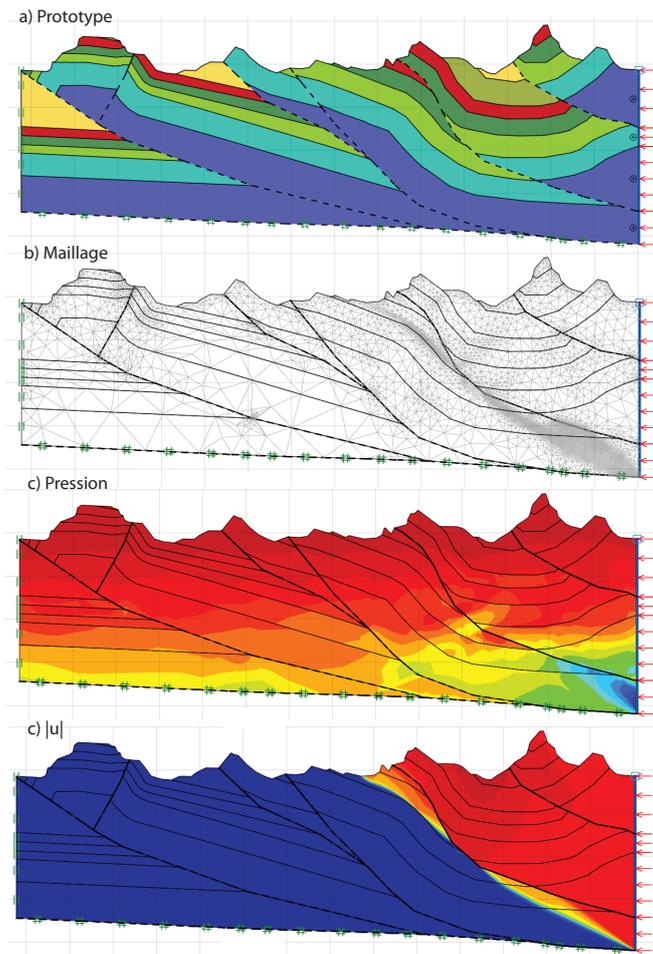


FIGURE 1.9 – Exemples de résultats Optum G2 extrait de l'étude de la Chartreuse présentée en annexe A. Prototype considéré (a). Maillage (b). Exemples de résultats obtenus par approche statique : Champs de pression (c) et par approche cinématique : module du champ de vitesse  $|u|$  (d).

type comportant un prisme de pente sur-critique d'un côté et sous-critique de l'autre, le système rampe-chevauchement se développe du côté sous-critique et se diffuse du côté sur-critique. Par ailleurs, l'analyse du champs de vitesse virtuel 3D a permis de souligner l'importance des effets de bord, ce qui trouvera une application immédiate dans les travaux en boîtes à sables (Souloumiac *et al.*, 2012). Dans l'ensemble de ces travaux, la rampe et le rétro-chevauchement sont considérés comme apparaissant instantanément. Le cas du pli de propagation dans lequel la rampe n'apparaît pas instantanément, mais se propage, a été cependant étudié par Kampfer et Leroy (2009). Par ailleurs, les surpressions de fluides seront intégrées à la méthodologie du calcul à la rupture par Pons (2012) et Yuan (2016). Yuan (2016) a également développé la méthode pour prendre en compte la déformation extensive.

Le logiciel SLAMTec a été développé dans le but de regrouper l'ensemble de ces développements afin d'en faire un outil utilisable en géologie structurale. Il permet aujourd'hui de modéliser en évolution 2D la mise en place d'une séquence de chevauchements, au sein

d'un matériel homogène reposant sur un niveau de décollement plan. Un développement vers la prise en compte d'un matériel hétérogène est actuellement en cours. Le G-gram est alors développé dans le but de rendre compte graphiquement de l'évolution de la séquence de chevauchements.

Des applications à des cas géologiques réels ont d'ores et déjà été réalisés. Une application en Argentine a été réalisée par Cubas (2009) afin d'étudier l'effet de la présence de deux niveaux de décollement. Elle consistait à comparer les efforts requis pour la mise en place de deux modèles cinématiques différents. Par ailleurs plusieurs études ont eu pour objectif de définir les valeurs de paramètres nécessaires à l'activation de certaines failles. Ces études concernaient les zones sismiques de Tohoku, au Japon (Cubas *et al.*, 2013a), Santa Maria, au Chili, ou encore Nankai, en Chine (Cubas *et al.*, 2008; Souloumiac *et al.*, 2009). Ces auteurs ont également étudié la mise en place de chevauchement à vergence vers l'intérieur de la chaîne (landward) avec l'exemple des zones de subduction de Sumatra au Japon et des Cascades, aux Etats-Unis (Cubas et al, submitted) .

La théorie du calcul à la rupture permet de rester proche des modèles cinématiques et analogiques tout en apportant des contraintes mécaniques sur le développement des structures géologiques. Il présente l'avantage de modéliser les failles par de vraies discontinuités. Le travail présenté dans ce manuscrit s'inscrit dans le tournant vers l'application de ces outils à des problématiques structurales.

---

---

## 1.5 L'EXEMPLE DU JURA

### 1.5.1 Contexte géologique

Le Jura, situé à cheval entre la France et la Suisse, est une chaîne plissée d'avant-pays de forme arquée qui représente l'extrémité Nord-Ouest de la chaîne alpine (Fig. 1.10).

Développé par glissement sur les évaporites triassiques, le Jura est souvent cité comme l'exemple typique d'une chaîne d'avant-pays formée par une tectonique de couverture (Buxtorf, 1907; Laubscher, 1961; Burkhard, 1990; Burkhard et Sommaruga, 1998; Pfiffner, 2006; Madritsch *et al.*, 2008, 2010). Cette phase de déformation s'est déroulée au Mio-Pliocène, à la fin de l'orogénèse alpine, durant un épisode relativement court estimé s'être produit précisément entre le Serravalien (env. 14Ma) et le Pliocène inférieur (env. 4Ma) (Laubscher, 1992; Becker, 2000). Cette limite finale est établie par l'observation de sédiments pliocènes scellant le front de déformation Nord du Jura (Trümpy, 1980). Cependant cela n'exclue pas d'éventuelles déformations hors-séquence postérieures, toujours selon une tectonique de couverture, ou encore une éventuelle évolution en tectonique de socle (Becker, 2000; Giamboni *et al.*, 2004; Ustaszewski *et al.*, 2005b; Ustaszewski et Schmid, 2007; Madritsch *et al.*, 2008).

Les chaînons du Sud du Jura côtoient les chaînes subalpines, puis, vers le nord, la chaîne jurassienne est progressivement séparée de l'arrière-pays par un bassin tertiaire, le Bassin Molassique. Ce bassin flexural d'âge Oligo-Miocène est concomitant à la formation de la chaîne alpine, et s'étend sur plus de 700 km, en s'élargissant progressivement depuis le Sud du Jura plissé jusqu'au massif de Bohême à la frontière entre l'Autriche, la République Tchèque et l'Allemagne.

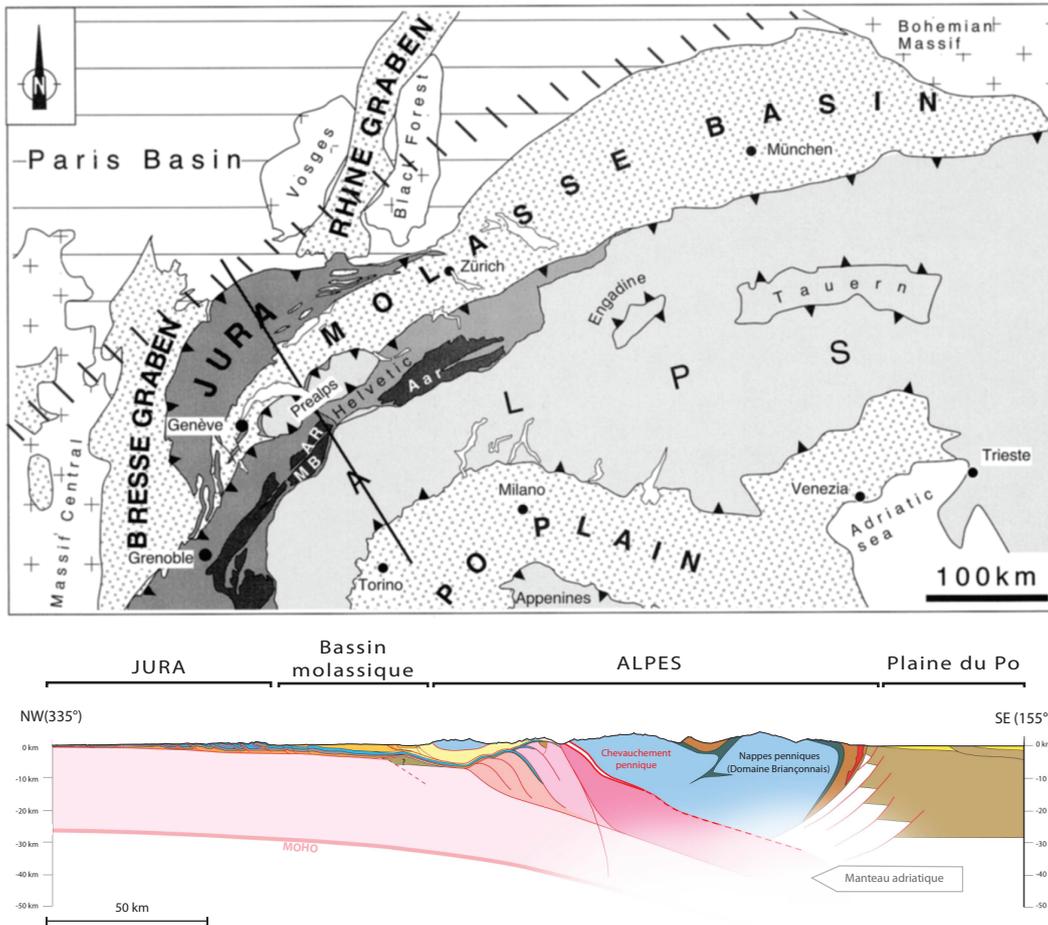


FIGURE 1.10 – Localisation du Jura par rapport aux Alpes et aux différents bassins tertiaires du graben du Rhin, du graben de la Bresse et du Bassin Molassique (Burkhard et Sommaruga, 1998) (a) La zone hachurée correspond à la position actuelle supposée du bombement lithosphérique. Coupe géologique à travers l'ensemble de la chaîne alpine (modifié d'après Burkhard et Sommaruga (1998)) (b).

La chaîne du Jura est également bordée par deux autres bassins tertiaires, le graben du Rhin, au nord et le graben de la Bresse, à l'ouest, formés à l'Oligocène lors de l'extension Ouest-Européenne. Ces deux grabens sont séparés l'un de l'autre par une zone de transfert à jeu décrochant, la RBTZ (Rhine-Bresse Transfer Zone), qui se situe actuellement sous le front Nord du Jura. Le front Ouest du Jura, quant à lui, recouvre partiellement le graben de la Bresse.

Lors de la compression alpine, le Bassin Molassique a été passivement transporté sans être significativement déformé. Seuls quelques plis de très grande amplitude y sont répertoriés (Sommaruga, 1997, 1999). Le Jura, en revanche, a été, quant à lui, fortement déformé. La théorie du prisme critique énoncée plus haut explique cette singularité : le bassin représentant un prisme sur-critique, la déformation a été transférée dans l'avant-pays sans affecter les sédiments du bassin. Ce point est notamment discuté par Willett

et Schlunegger (2010).

Trois unités structurales majeures sont classiquement distinguées dans le Jura (Fig. 1.11). Le Jura interne premièrement, correspond à la zone du Jura la plus proche de l'arrière pays, elle longe le Bassin Molassique. Cette zone est très fortement plissée et complètement désolidarisée de son socle par l'activité sur le niveau de décollement triasique, on parle donc de zone allochtone. L'orientation des plis au sein de cette zone varie de NNE-SSW au Sud à ENE-WSW au Nord (Sommaruga, 1999). Cette zone est également recoupée par une série de failles décrochantes dont la direction varie de NW-SE au Sud à NE-SW au Nord. Le Jura externe, deuxièmement, est également allochtone et présente un style structural différent. La déformation y est concentrée dans d'étroites zones appelées "faisceaux" d'une largeur inférieure à 10 km, séparées les unes des autres par de larges zones tabulaires, appelées "plateaux". Enfin le Jura tabulaire correspond à la partie du Jura qui n'a été que très faiblement déformée et est encore solidaire de son socle, on parle de zone autochtone. Elle comprend la zone des Avant-Monts puis s'étend vers le bassin de Paris, sans limite clairement définie.

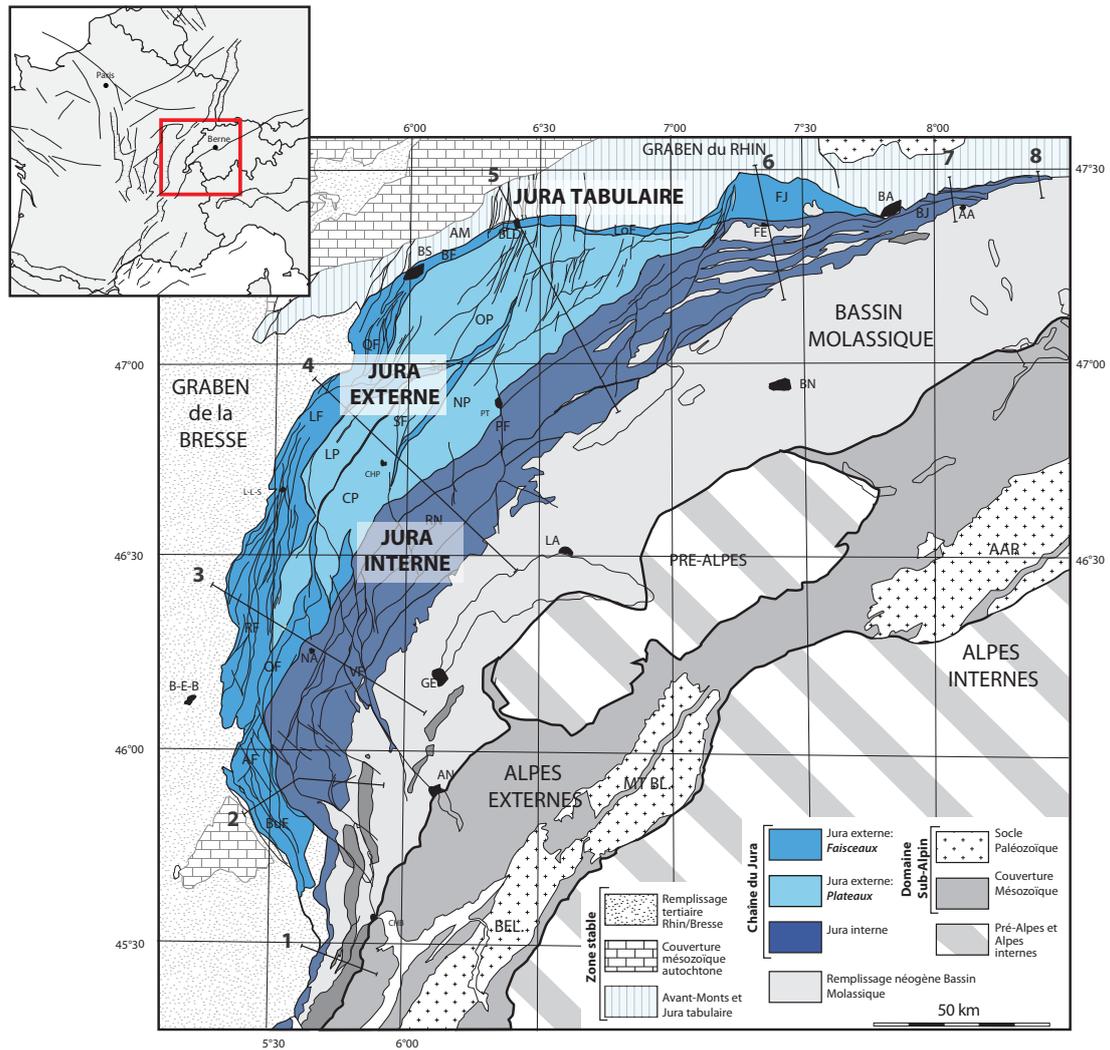


FIGURE 1.11 – Schéma structural du Jura (modifié de Philippe (1995)). Le Jura est divisé en trois unités structurales majeures, le Jura interne, le Jura externe et le Jura tabulaire, et encadré par trois bassins tertiaires, le graben du Rhin, le graben de la Bresse et le Bassin Molassique. Les coupes 1 à 8 seront présentées en figure 1.16. Jura interne : BJ : Jura de Bâle, RN : Nappe de Risoux, VF : Faille de Vuache, PF : faille de Pontarlier-Vallorbe. Zone imbriquées ("faisceaux") : AZ : Zone d'Ambérieu, BZ : Zone de Besançon, BuZ : Zone de Bugey, FJ : Jura de Ferrette, LZ : Zone de Lons, LoZ : Zone du Lomont, OZ : Zone d'Orgelet, QZ : Zone de Quingey, SaZ : Zone Salinoise, SZ : Zone de Syam. Plateaux et Jura tabulaire : AM : Avant-Monts, AP : Plateau de l'Ajoie, CP : Plateau de Champagnole, LP : Plateau de Lons, NP : Plateau de Nozeroy, OP : Plateau d'Ornans. Massifs cristallins externes : AA : Aar, AR : Aiguilles-Rouges, BEL : Belledonne, MT BL. : Mont-Blanc. Villes : AA : Aarau, AN : Annecy, BA : Bâle, B-E-B : Bourg en Bresse, BLD : Baume-les-Dames, BN : Berne, BS : Besançon, CHB : Chambéry, CHP : Champagnol, FE : Ferrette, GE : Genève, LA : Lausanne, L-L-S : Lons-le-Saunier, NA : Nantua, PT : Pontarlier.

## 1.5.2 Stratigraphie

### *Histoire de la sédimentation*

La figure 1.12 présente une version simplifiée de la carte géologique du Jura et de ses alentours. On remarque que la majorité du Jura est composée d'affleurements jurassiques. Seuls quelques anticlinaux exposent des sédiments d'âges triassiques à l'affleurement. Quant aux sédiments crétacés, ils affleurent essentiellement dans la partie ESE du Jura et sont complètement absents de sa partie septentrionale, ce qui pourrait être lié à l'érosion ou plus possiblement à une absence de dépôts dû à une sédimentation hétérogène (Homberg, 1997). Le socle quant à lui n'affleure jamais dans le Jura, mais on peut l'observer plus au Nord dans le massif des Vosges et de la Forêt Noire et plus au Sud dans la chaîne Alpine (Sommaruga, 1997).

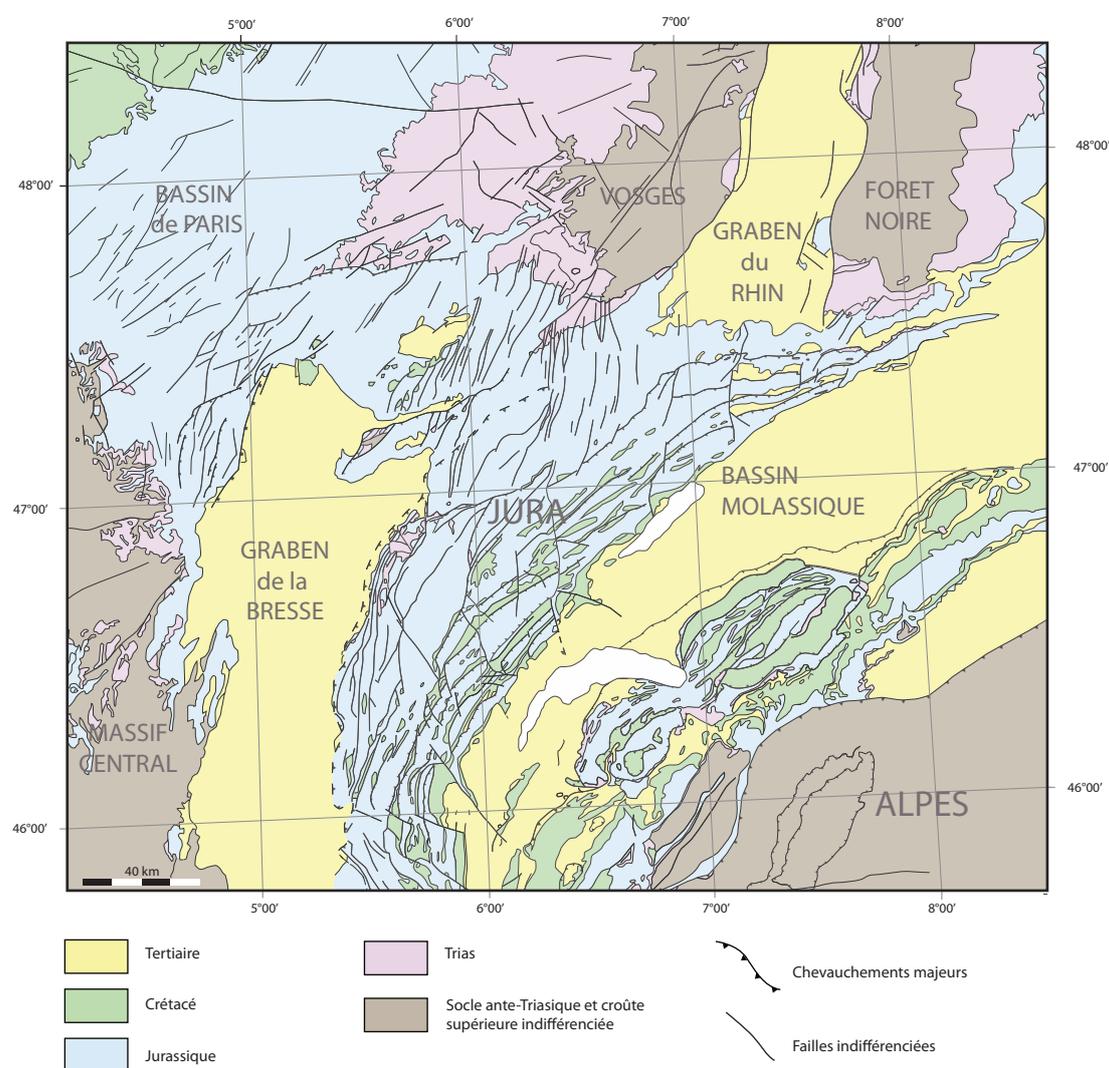


FIGURE 1.12 – Carte géologique simplifiée du Jura et de ses alentours. (D'après la carte géologique de la France au 1 :250000 ème du BRGM)

Un log stratigraphique synthétique de la couverture sédimentaire du Jura est présenté en figure 1.13.

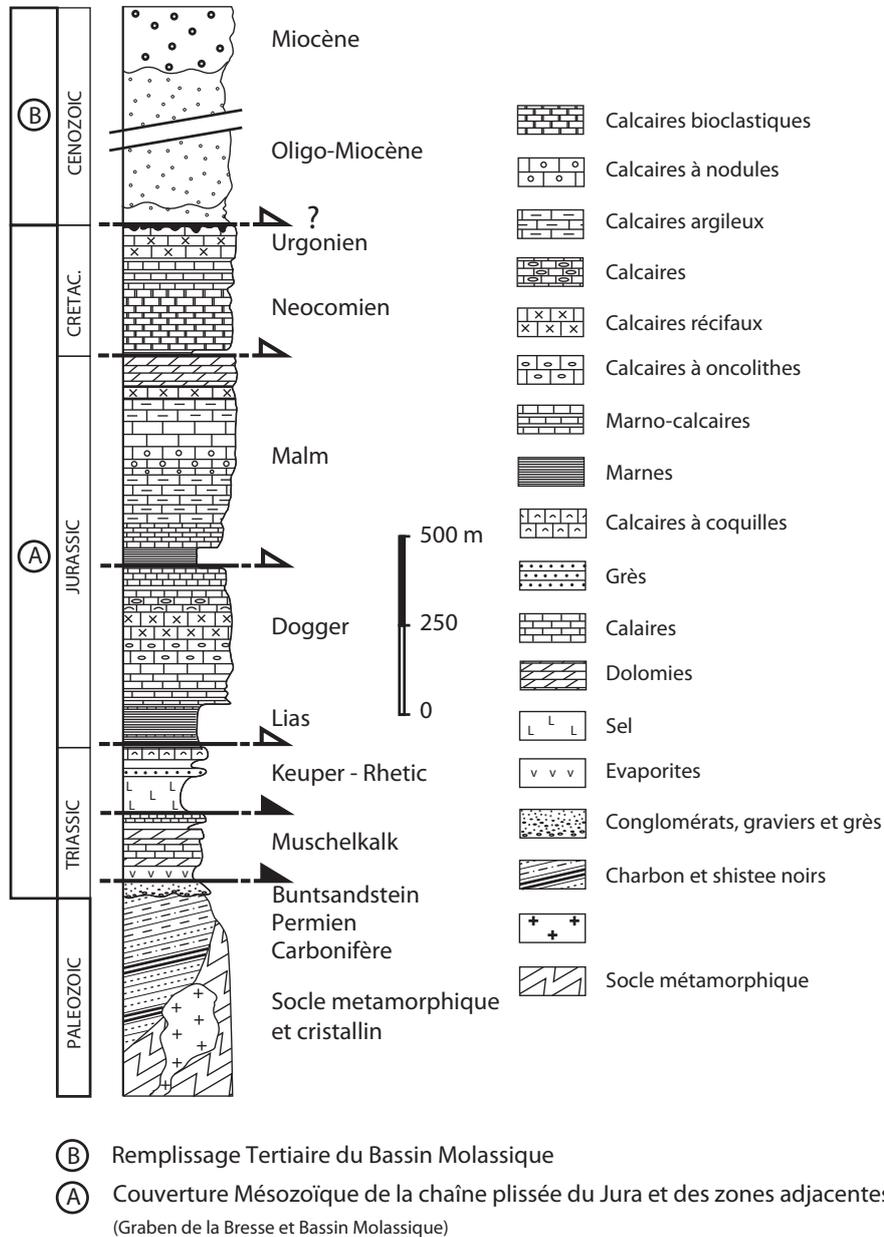


FIGURE 1.13 – Log stratigraphique synthétique de la couverture sédimentaire du Jura (d'après Philippe, 1995). Les flèches noires correspondent aux niveaux de décollement principaux, et les flèches blanches aux niveaux de décollement secondaires.

Au Paléozoïque, les roches ont subi un métamorphisme de moyen à haut gradient lors de l'orogénèse hercynienne. A la fin de cette orogénèse, au Permo-Carbonifère, de longs grabens E-W se mettent en place et se remplissent de sédiments lacustres puis fluviaux.

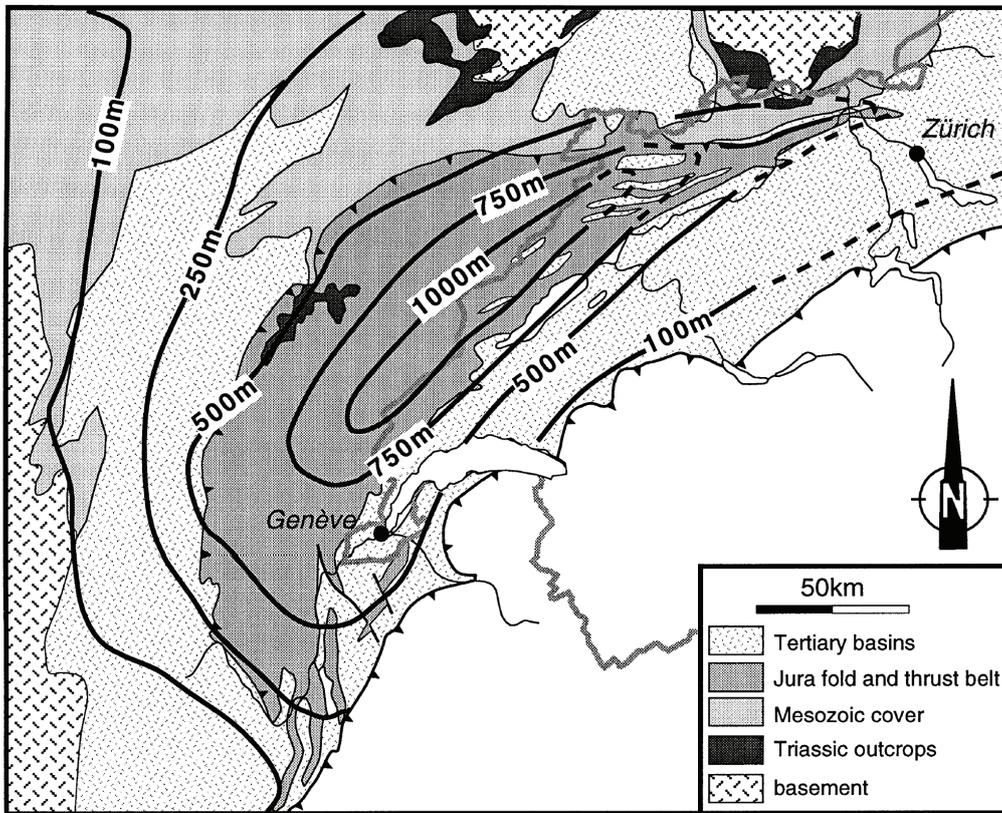
(Sommaruga, 1999). Au Trias, la sédimentation dans le Jura évolue depuis des dépôts continentaux vers des dépôts évaporitiques et salifères typiques de milieu marin peu profond soumis à évaporation (notice carte géologique BRGM, feuille de Delle). Le Trias se caractérise par ses importants dépôts d'évaporites pouvant atteindre 1 km d'épaisseur au niveau du dépôt-centre localisé dans le Jura interne (Fig. 1.14, a). La forme arquée du Jura est liée à la répartition du Trias évaporitique et à la distribution de son épaisseur (Sommaruga, 1997) (Fig. 1.14).

Au Lias, le milieu marin continue de s'approfondir, entraînant des dépôts gréseux puis argileux. La mer régresse ensuite au Jurassique moyen et supérieur, l'ensemble du Jura est alors occupé par une plateforme carbonatée (Chauve *et al.*, 1985). A partir de la fin du Jurassique supérieur on peut considérer que le Jura était pratiquement totalement émergé. La sédimentation tertiaire est principalement d'âge oligocène, période à laquelle la subsidence qui survient au niveau du fossé Rhénan et du fossé de Bresse permet la mise en place de lacs, avec, localement, l'intrusion de bras de mer dans les terres (Chauve *et al.*, 1985).

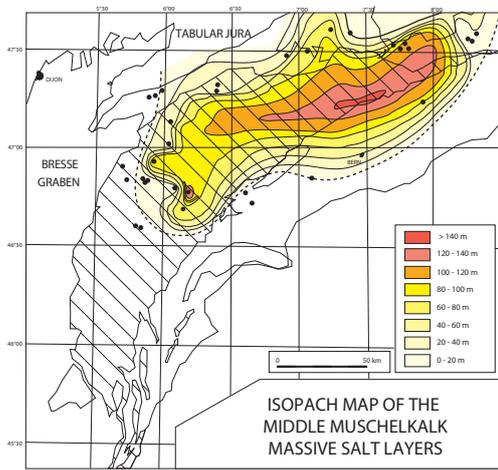
### 1.5.2.1 Niveaux de décollement

Le niveau de décollement principal dans le Jura est localisé dans les sédiments triasiques. Dans le Nord Est du Jura, ce sont les évaporites du Muschelkalk moyen qui jouent le rôle de décollement, le Muschelkalk inférieur et le Buntstandstein sont donc associés au socle mécanique. Au Sud-Est du Jura, ce niveau de décollement majeur se situe au sein des évaporites de la base du Keuper (Mugnier et Vialon, 1986; Jordan, 1992), l'intégralité du Muschelkalk est donc associée au socle mécanique dans cette région. Le dépôt centre du Muschelkalk est en effet situé au Nord-Est du Jura, alors que celui du Keuper est situé au centre du Jura (Fig. 1.14). La composition évaporitique en fait un niveau de décollement très efficace. D'autres niveaux de décollements potentiels sont reconnus dans la couverture sédimentaire. C'est le cas notamment des marnes aaléniennes (Lias), connues également sous le nom d'argiles à Opalinus, ou encore des marnes oxfordiennes (Philippe, 1995; Schori *et al.*, 2015). La transition Jurassique-Crétacé et la discordance Mésozoïque-Cénozoïque représenteraient également des niveaux de décollement potentiels (Philippe, 1995) (Fig. 1.13). En ce qui concerne le socle, il est possible que les remplissages sédimentaires des grabens Permo-Carbonifères puissent représenter des niveaux de décollement potentiels. Leur étendue reste cependant relativement restreinte au niveau des grabens. Par ailleurs nous considérerons ici que la transition entre la croûte supérieure et la croûte inférieure, localisée autour de 15 km de profondeur sous le Jura et qui constitue une limite fragile/ductile, représente un niveau de décollement potentiel sous les Alpes (Burkhard et Sommaruga, 1998; Mosar, 1999), et représente également un niveau de décollement majeur potentiel sous le Jura.

a)



b)



c)

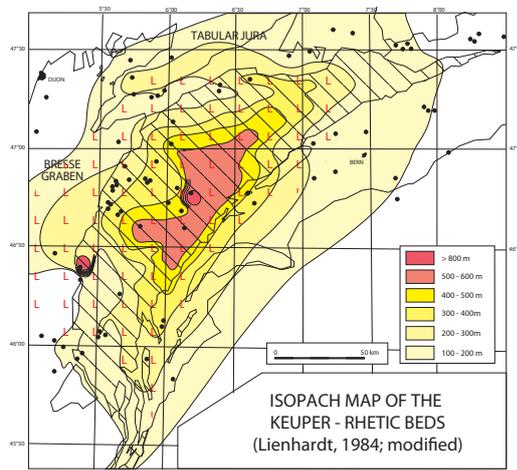


FIGURE 1.14 – Répartition des sédiments triasiques à travers le Jura. Isopaques de l'ensemble de la série triassique (d'après Sommaruga, 1999) (a). Isopaques du Muschelkalk (b), et du Keuper (c), d'après Philippe, 1995, modifié de Lienhardt (1984).

## 1.5.3 Structures

### 1.5.3.1 Héritage tectonique

L'actuelle zone du Jura a subi différents épisodes tectoniques avant l'épisode compressif mio-pliocène. Ces épisodes ont entraîné des modifications structurales de la région qui ont chaque fois influencé les épisodes postérieurs. A la fin de l'orogénèse varisque, un épisode extensif permo-carbonifère de direction NNW-SSE à NW-SE a engendré l'ouverture de grabens dont une partie significative est concentrée sous la partie nord du Jura (Fig. 1.15). Ces bassins présentent une orientation E-W à NE-SW et sont entrecoupés de failles décrochantes de direction globalement N-S (Philippe, 1995).

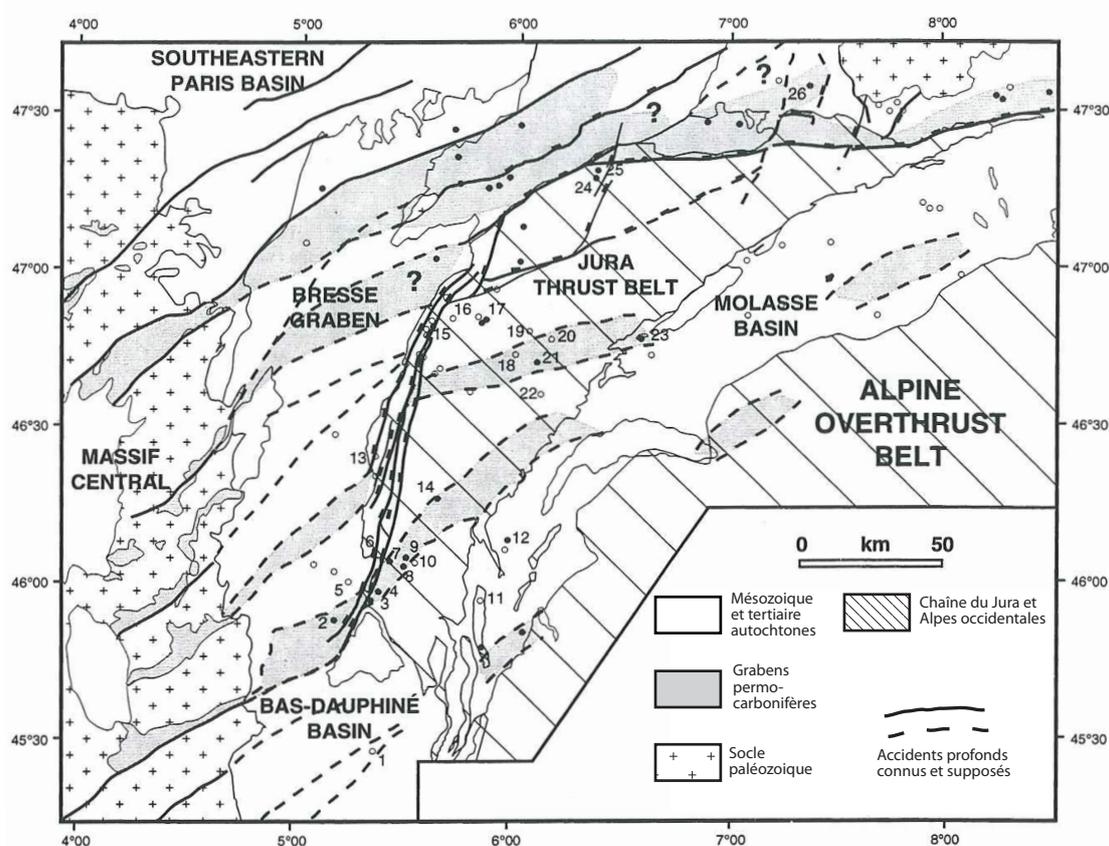


FIGURE 1.15 – Répartition des bassins permo-carbonifères de la plateforme du Burgundy, sous l'actuel Jura (d'après Philippe (1995)). Les bassins numérotés sont les suivants : 1 : Paladru ; 2 : Blyes ; 3 : Vaux-en-Bugey ; 4 : Torcieu ; 5 : Cormoz ; 6 : Bugey 101 ; 7 : Bugey 102 ; 8 : Chatillon ; 9 : Chaleyriat ; 10 : La Chandelière ; 11 : La Tailla ; 12 : Humilly 2 ; 13 : Poisoux ; 14 : Charmont ; 15 : Lons-le-Saunier ; 16 : Valempoulières ; 17 : Toillon ; 18 : Esavilly ; 19 : Laveron ; 20 : Chatelblanc ; 21 : Risoux ; 22 : Orsans ; 23 : Buez ; 24 : Knoeringue ; 25 : Treycovagnes.

Durant la période du Trias, les sédiments se déposent au sein de bassins subsidents regroupés sous le terme "Burgundy through" (Philippe, 1995). Allenbach (2002) et Allenbach et Wetzel (2006) décrivent ensuite une réactivation des failles permienes toujours

par subsidence durant le dépôt des sédiments oxfordiens au sein d'une mer épicontinentale.

A l'Oligocène, un nouvel épisode extensif majeur de direction E-W affecte tout l'Ouest Européen. Il est responsable de l'ouverture d'un couloir de bassins traversant la France du Nord-Est au Sud-Ouest, dont le graben de la Bresse et le graben du Rhin (Philippe, 1995). Ces grabens sont bordés par des failles normales de directions NNE-SSW et entrecoupés de failles décrochantes globalement E-W. L'ouverture du graben de la Bresse au centre de la France et de celui du Rhin, situé plus au N-E, a été accommodée dans une zone cisailante de direction ENE-WSW, appelée RBTZ (Rhine-Bresse transfer zone). Cette zone coïncide avec l'emplacement d'un couloir de bassins permien. Les failles de ces bassins, réactivées en décrochement, auraient alors influencé l'expression de la déformation extensive oligocène. La complémentarité entre les directions de failles permien et oligocènes ont également pu engendrer une réactivation en jeu normal des failles décrochantes permien de direction NNE-SSW.

Au Mio-Pliocène, l'épisode compressif alpin de direction moyenne NW-SE responsable de l'ensemble de la séquence plissée du Jura, a affecté une couverture fortement pré-fracturée. Le niveau de décollement principal, le décollement triasique, était donc localement abaissé par des failles normales. Ces failles ont influencé la déformation compressive en localisant les rampes (Ustaszewski et Schmid, 2007), (chapitre 3). Certains auteurs mentionnent une implication du socle dans certaines structures (Guellec *et al.*, 1990; Pfiffner *et al.*, 1997; Rotstein et Schaming, 2004; Ustaszewski et Schmid, 2007; Madritsch *et al.*, 2008, 2010), mais l'associent à une évolution tardi-pliocène de la chaîne en tectonique de socle (Becker, 2000; Giamboni *et al.*, 2004; Ustaszewski *et al.*, 2005b; Ustaszewski et Schmid, 2007; Madritsch *et al.*, 2008).

### 1.5.3.2 Développement de la chaîne

L'épisode compressif mio-pliocène s'est exercé selon une direction NW-SE puis, alors que le socle a gardé une direction compressive NW-SE, la direction de la contrainte principale a migré vers une direction N-S dans la couverture (Philippe, 1995). Cet épisode de compression N-S affecte la région en cisillant l'ensemble des déformations préexistantes.

Il est classique d'opposer le style structural du massif de la Chartreuse à celui de la chaîne du Jura. Le premier s'est développé dans une région dépourvue de Trias évaporitique, par glissement sur un niveau de décollement jurassique argileux, générant des chevauchements très rapprochés les uns des autres (Fig. 1.16, coupe 1). Les évaporites triasiques présentes sous l'actuelle zone du Jura représentent un niveau de décollement beaucoup plus efficace qui a permis la mise en place de structures plus espacées les unes des autres (Fig. 1.16, coupe 1). Cette différence de style structural entre le Jura et la Chartreuse s'explique avec la théorie de Dahlen : l'angle de friction sur le niveau de décollement évaporitique étant plus faible que sur le niveau argileux, la topographie nécessaire pour atteindre la criticalité du prisme et propager la déformation plus loin sur le niveau de décollement est moins importante.

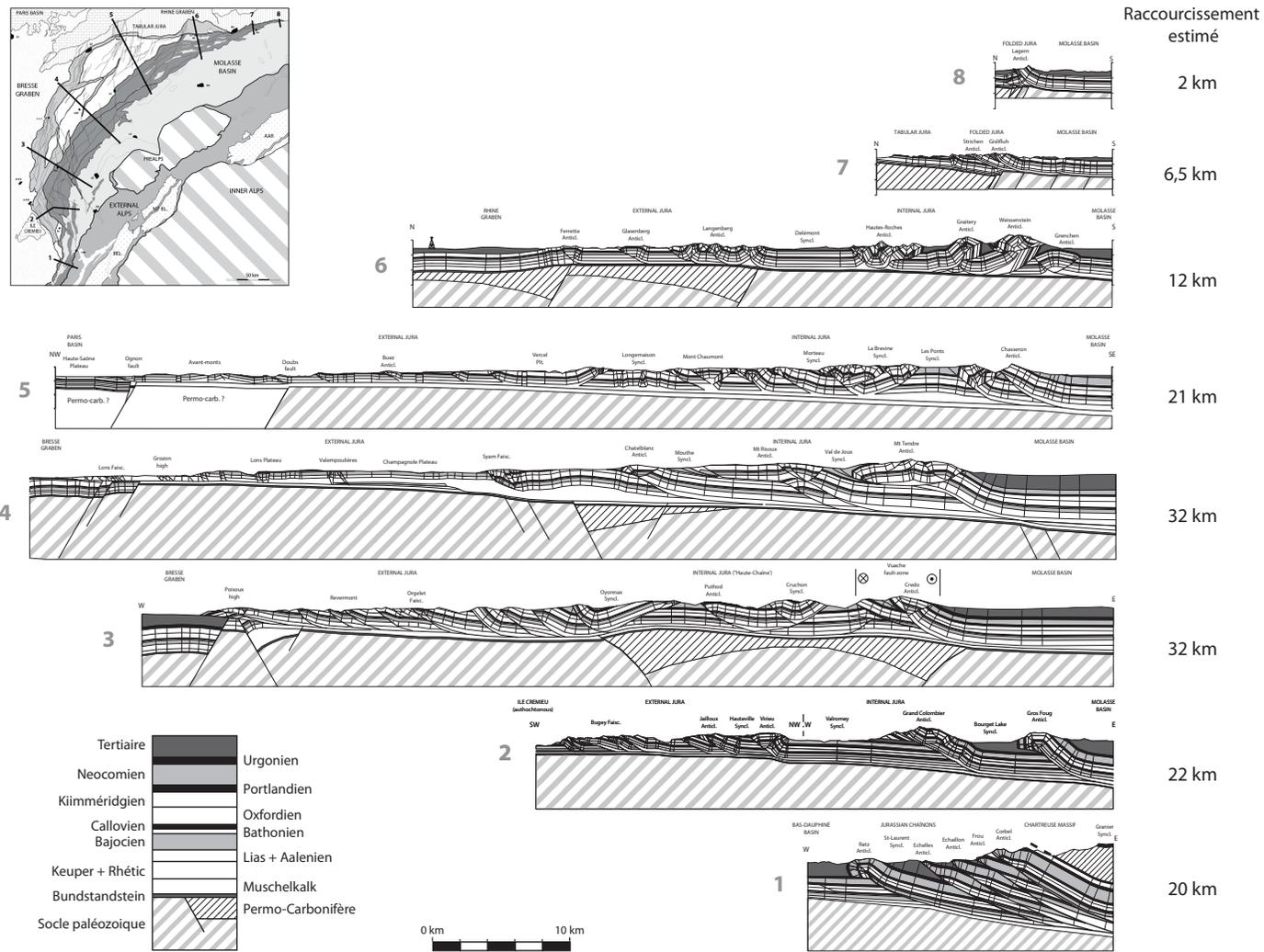


FIGURE 1.16 – Coupes géologiques à travers la chaîne du Jura et le massif de la Chartreuse (d’après Philippe *et al.* (1996)), illustrant l’évolution latérale du style structural de la chaîne.

### 1.5.3.3 Evolution tardive du Jura

Des indices d'une tectonique actuelle compressive ont été décrits le long du front du Jura mais celle-ci génère de très faibles taux de déformation et il est donc difficile de déterminer le style tectonique (Meyer *et al.*, 1994; Nivière et Winter, 2000; Giamboni *et al.*, 2004; Madritsch *et al.*, 2010). La question de l'évolution tardive de la chaîne ainsi que son évolution actuelle sont donc encore débattues (Mosar, 1999; Becker, 2000; Ustaszewski et Schmid, 2006, 2007; Madritsch *et al.*, 2008, 2010). La déformation dans le Jura a-t-elle évolué vers une tectonique de socle? La plupart des indices d'implication du socle dans la déformation ont été répertoriés dans le Nord-Est de la chaîne, mais Madritsch *et al.* (2008, 2010) montre que l'on en observe également au niveau du front Nord-Ouest. Cependant il existe également des indices en faveur d'une activation tardive du niveau de décollement triassique. Madritsch *et al.* (2010), par exemple, donne des preuves d'un soulèvement d'un paléo-méandre de la rivière Doubs dû à un flambage sur le niveau de décollement triassique depuis 2,9 Ma. Par ailleurs, un découplage de la contrainte principale entre le socle et la couverture a été détecté en forage, favorisant l'hypothèse d'une tectonique actuelle de type tectonique de couverture, ou, du moins, indiquant que le niveau de décollement triassique est toujours actif. En effet, il n'est pas exclu que malgré un développement en tectonique de socle par l'activation d'un niveau de décollement profond, le niveau de décollement triassique soit toujours actif simultanément Madritsch *et al.* (2008). Le Sud du Jura quant à lui présente à la fois des indices de néotectonique compressive (Baize *et al.*, 2002) et extensive (Jouanne *et al.*, 1994).

Au Quaternaire, la région a subi d'importantes glaciations qui ont significativement remodelé le relief de la région, creusant énormément le relief entre le Jura et le bassin molassique notamment.

La chaîne du Jura est donc un exemple typique de chaîne d'avant-pays développée en tectonique de couverture, dont la tectonique actuelle est incertaine. Elle s'est mise en place dans une zone à fort héritage tectonique extensif, sur un niveau de décollement évaporitique et salifère très efficace du Trias moyen, dont la répartition a contrôlé le développement des structures compressives.

## 1.6 LES QUESTIONS STRUCTURALES TRAITÉES DANS CE MANUSCRIT

---

---

La chaîne du Jura représente un objet géologique idéal pour l'application de l'analyse limite à la géologie à différentes échelles et selon différentes approches. Elle permet de soulever de nombreuses questions structurales, aussi bien à l'échelle d'une structure qu'à celle de la chaîne entière. Dans cette thèse, nous aborderons les questions suivantes : Quelle influence ont eu les accidents normaux hérités sur la mise en place des structures compressives miocènes ? Au Mio-Pliocène, la déformation s'est-elle essentiellement développée en séquence ? Quelle a été l'influence de l'érosion ? Une tectonique de socle est-elle aujourd'hui mécaniquement possible dans le Jura ? Quelles conditions physiques seraient nécessaires à l'activation actuelle du niveau de décollement triasique ?

La diversité des problématiques associées à ces questions ainsi que les diverses échelles d'études nécessitent des approches mécaniques différentes. Elles nous ont donc amené à développer différentes méthodologies. Pour étudier une question géologique par le calcul à la rupture, il faut tout d'abord cerner les limites d'application de la théorie et des outils disponibles (Fig. 1.6). Une fois conscient de ces limites, le géologue devra y confronter sa question géologique, afin de déterminer si ces outils sont adaptés à l'étude mécanique de la question posée. Une zone ductile épaisse ne peut par exemple pas être étudiée par calcul à la rupture. Il sera donc peut-être amené à réorienter sa question ou à utiliser un autre type de modélisation. Si la question ne se heurte à aucune de ces limites basiques, la méthodologie dépendra à la fois de la question en elle-même et des données dont le géologue dispose. Ainsi puisque chaque question géologique est bien souvent associée à un contexte géologique et un ensemble de données différents, il n'existe pas de méthodologie générale. Les différentes études présentées dans ce manuscrit constituent cependant des exemples de méthodologies. On y réalisera en effet des études paramétriques (dans l'ensemble des chapitres), des études de prototypes schématiques (chapitre 3), des études de coupes (chapitres 5 et 6), une analyse d'étapes cinématiques (chapitre 2), la réalisation d'abaques (chapitre 3) ou encore une tentative de reproduction de coupe (annexe A). Par ailleurs nous verrons qu'il peut s'avérer très intéressant de confronter les résultats numériques par des expériences en boîte à sable, qui, elles, peuvent permettre d'extrapoler le problème en 3D.

Ces approches variées nous ont toutefois permis de distinguer deux grands axes d'études. Le premier axe, l'étude de la déformation passée, consiste à étudier la mise en place des structures. Il peut s'agir de construire une coupe équilibrée qui soit mécaniquement réaliste à partir de données de surface, de déduire une cinématique de mise en place de structures au sein d'une coupe ou encore d'étudier des questions générales quant à l'influence de certains facteurs, tels que des failles normales héritées, un creux topographique, un changement de rhéologie du décollement etc... Pour cela, on part d'un prototype initial, que l'on déforme. Si de manière générale on a souvent une idée des conditions aux limites à appliquer à ce prototype, notamment la profondeur de la poussée qui correspond à la profondeur du niveau de décollement, on doit en revanche faire un certain nombre d'hypothèses concernant le prototype initial lui-même (pente du niveau de décollement, présence de failles héritées, topographie etc...). Le problème principal auquel on va se confronter concerne ensuite l'histoire de l'érosion au cours de la déformation, qui est généralement très difficile à contraindre. La théorie du prisme

critique ainsi que les études de Cubas (2009) et Souloumiac (2009) et Mary (2012) ont pourtant montré que l'érosion joue un rôle majeur dans la localisation de la déformation.

Le deuxième axe concerne l'étude de la déformation actuelle. Dans cette approche on part de la géométrie actuelle, supposée connue, issue de profils sismiques ou d'interprétations structurales. La topographie est cette fois-ci connue. On peut donc déterminer la localisation de la déformation au sein du prototype. On se confronte en revanche à la question des conditions aux limites de nos modèles, et plus particulièrement à la question de la profondeur jusqu'à laquelle on applique une force de poussée sur le prototype. On ne connaît pas forcément le style tectonique actuel de la région considérée.

Ces deux approches diffèrent surtout par le type de prototype d'entrée considéré. Pour étudier la déformation actuelle, on peut partir d'une coupe géologique, alors que pour comprendre la déformation passée et donc la mise en place des structures, il est nécessaire de faire des hypothèses concernant l'état pré-déformation.

Nous avons choisi de distinguer ces deux grands axes d'étude au sein de ce manuscrit, à travers deux grandes parties.



———— PREMIÈRE PARTIE ————

---

COMPRENDRE LA DÉFORMATION PASSÉE  
GRÂCE À L'ANALYSE MÉCANIQUE :  
LE CAS DE L'ANTICLINAL DU MONT TERRI

---



## CHAPITRE 2

# Analyse structurale et mécanique 2D de l'anticlinal du Mont Terri

Ce chapitre, présenté sous forme d'article, correspond à la première application des logiciels Optum G2 et SLAMTec à l'analyse d'un cas géologique réel. Cette étude a été réalisée en collaboration avec l'Office fédéral de topographie swisstopo. Ce travail a été commencé en projet de master 2 et poursuivi en thèse. Nous y interprétons la structure de l'anticlinal du Mont Terri, situé dans le Jura Suisse, près de la ville de St-Ursanne. La création d'un tunnel autoroutier traversant perpendiculairement la structure a été l'occasion pour swisstopo de développer un laboratoire sous-terrain au sein d'une couche argileuse aux propriétés particulièrement intéressantes pour le stockage de déchet radioactifs. Or, si beaucoup d'études ont été menées au sein de cette couche argileuse, très peu d'études se sont intéressées à la structure en elle-même. Une première coupe avait cependant été réalisée par [Freivogel et Huggenberger \(2003\)](#). Depuis, des données supplémentaires ont permis de remettre partiellement en question cette interprétation. L'objectif de cette étude était d'apporter des contraintes supplémentaires à l'interprétation de cette structure grâce à la mécanique. Les coupes géologiques ont été réalisées et équilibrées en respectant les règles géométriques des modélisations cinématiques, puis certains points clés des scénarios cinématiques ont été testés mécaniquement. La construction de ces coupes a soulevé des questions d'ordre mécanique. Certaines questions concernaient des situations générales en géologie, nous les avons traitées par analyse paramétrique d'un prototype simple. D'autres questions étaient au contraire plus spécifiques au cas du Mont Terri, nous avons donc réalisé des prototypes uniquement destinés à ces questions précises.

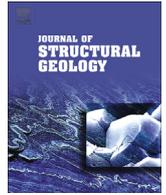




ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

## Journal of Structural Geology

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jsg](http://www.elsevier.com/locate/jsg)

# Mechanical validation of balanced cross-sections: The case of the Mont Terri anticline at the Jura front (NW Switzerland)



Typhaine Caër <sup>a,\*</sup>, Bertrand Maillot <sup>a</sup>, Pauline Souloumiac <sup>a</sup>, Pascale Leturmy <sup>a</sup>,  
Dominique Frizon de Lamotte <sup>a</sup>, Christophe Nussbaum <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Université de Cergy-Pontoise, Département Géosciences et Environnement, 95000 Cergy-Pontoise, France

<sup>b</sup> Federal Office of Topography swisstopo, Wabern, Switzerland

## ARTICLE INFO

## Article history:

Received 24 September 2014

Received in revised form

6 March 2015

Accepted 13 March 2015

Available online 21 March 2015

## Keywords:

Mont Terri

Fold-and-thrust belt

Limit analysis

Balanced cross-section

Mechanics

## ABSTRACT

Close to north-west front of the Jura thrust belt in Switzerland, the Mont Terri anticline is located at a disruption of the Muschelkalk decollement, due to a former normal fault. Numerous geological data are available thanks to a motorway tunnel cross-cutting the fold and an underground laboratory. Original field data, two geological maps, a borehole, and a highway tunnel constrain the inner structure. The anticline is characterized by an overturned frontal limb, a steep back limb, and a ramp cross-cutting older normal faults. Three geological cross-sections and three 2D kinematic models are proposed as various combinations of fault-bend folding, fault-propagation folding and detachment folding. The main motivation of this study is to illustrate how geometrical constructions can be constrained by the kinematic approach of limit analysis, which determines the optimal deformation, including faults, that verifies mechanical equilibrium and the Coulomb criterion. Matching some of the important kinematic steps assumed in each three interpretations to the optimal deformation leads us to define the compatible ranges of values of the frictional parameters. These ranges allow us to assess the likeliness of the important kinematic steps of each kinematic model. The present analysis provides a quantitative link between the assumed evolution of the internal structure, and the concomitant evolutions of the topography and of the frictional parameters.

© 2015 Elsevier Ltd. All rights reserved.

## 1. Introduction

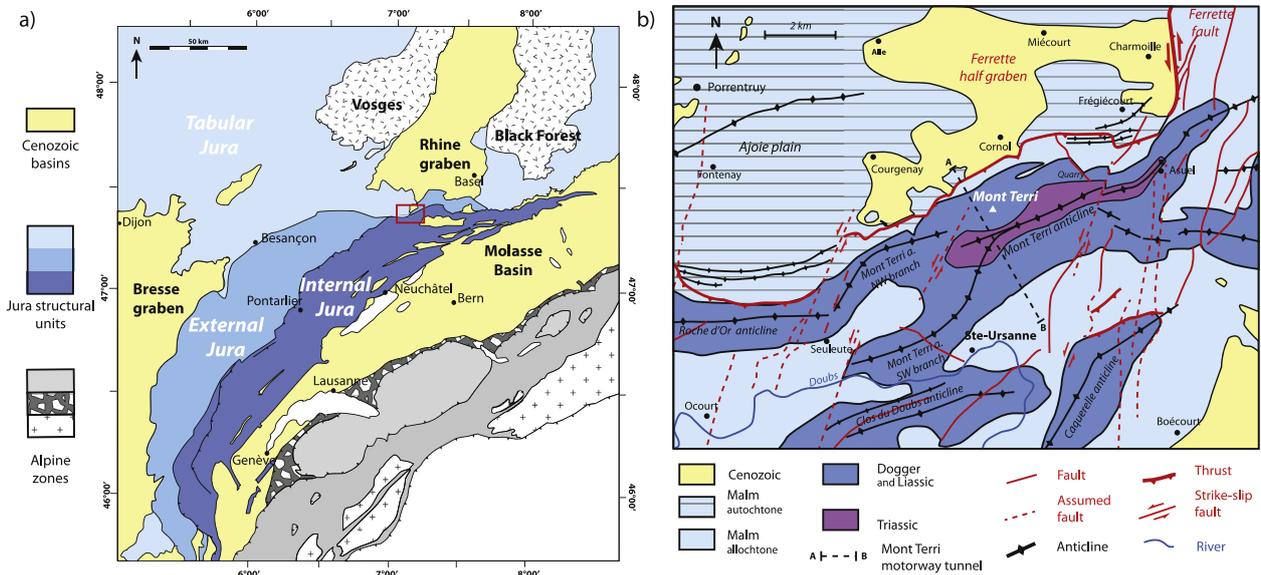
The Mont Terri anticline is located in the north-western deformation front of the Jura fold-and-thrust belt near the Southern border of the Rhine graben (Fig. 1a). It formed above a thick Muschelkalk salt decollement layer and dense pre-existing normal and strike-slip faults probably explaining its sinuous geometry (Laubscher, 1986; Philippe, 1995; Sommaruga, 1997, 1999; Homberg, 1997; Nussbaum et al., 2011). Excavated in the Opalinus Clay formation, the Mont Terri underground rock laboratory is an important international test site for research on argillaceous formations, particularly in the context of deep geological disposal of radioactive waste (Thury and Bossart, 1999; Nussbaum et al., 2011). The argillaceous rock Opalinus Clay, named for the ammonite *Leioceras Opalinum*, a Mesozoic clay shale, has recently been chosen as potential host rock for high-level nuclear waste in

Switzerland (BFE 2011). More recently, the Opalinus Clay are also studied as caprock analog in the context of the geological storage of CO<sub>2</sub>. Since 1996, up to 130 experiments have been carried out or are ongoing at the Mont Terri Underground Rock Laboratory to investigate the confinement properties of Opalinus Clay.

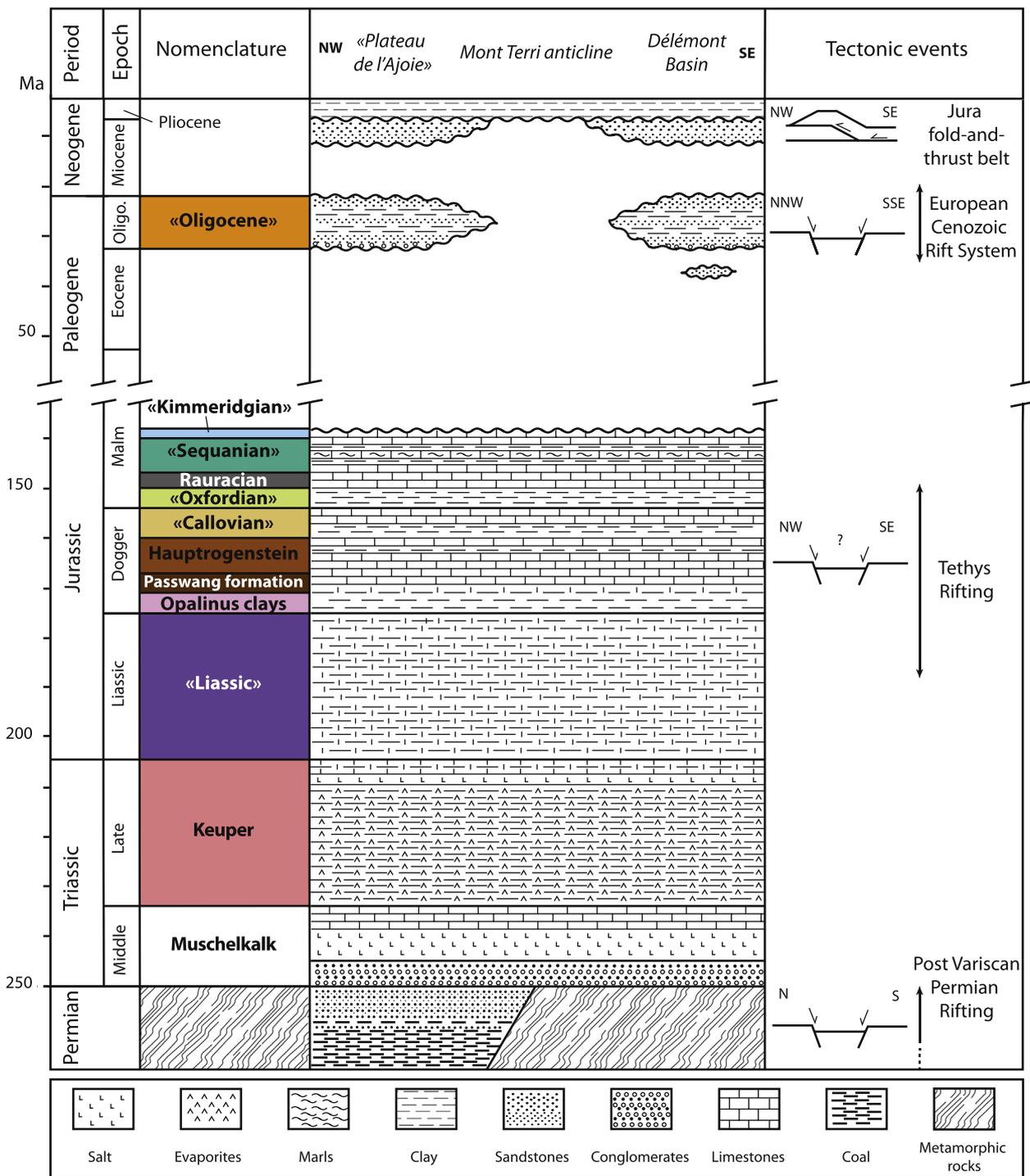
This context makes the Mont Terri site very attractive for a structural study because of the numerous available geological data, along the tunnel and the boreholes and in the laboratory. So far, only one structural study proposing a hypothesis on the basement geometry below the fold and a balanced cross-section has been published (Freivogel and Huggenberger, 2003). Since then, a new deep borehole drilled from the surface and field data have been acquired, which are not totally in agreement with the published structural study, justifying the modification of this first one and the construction of two alternative cross-sections. This is our first objective. Our second and main objective is to enrich the classical structural analysis, based on geometric and kinematic models of fault-related folding, by a mechanical analysis. We use the limit analysis theory, originally developed in civil engineering to predict

\* Corresponding author.

E-mail address: [typhaine.caer@u-cergy.fr](mailto:typhaine.caer@u-cergy.fr) (T. Caër).



**Fig. 1.** a) Map of the Jura and of its surrounding basins. Delimitation of the three different structural units of the Jura: the internal Jura, the external Jura and the tabular Jura (modified after Sommaruga (1997)). The red square localizes our study area, which represents the contact between the internal Jura and the tabular Jura. b) Structural map of our study area (realized after Nussbaum et al. (2011), and the geological map of Saint-Ursanne (Diebold et al., 1963)). The Mont-Terri anticline overlaps the tabular Jura affected by an Oligocene half-graben, the Ferrette half graben. Its sinuous shape seems to be due to the tectonic inheritance due to the Ferrette half graben. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

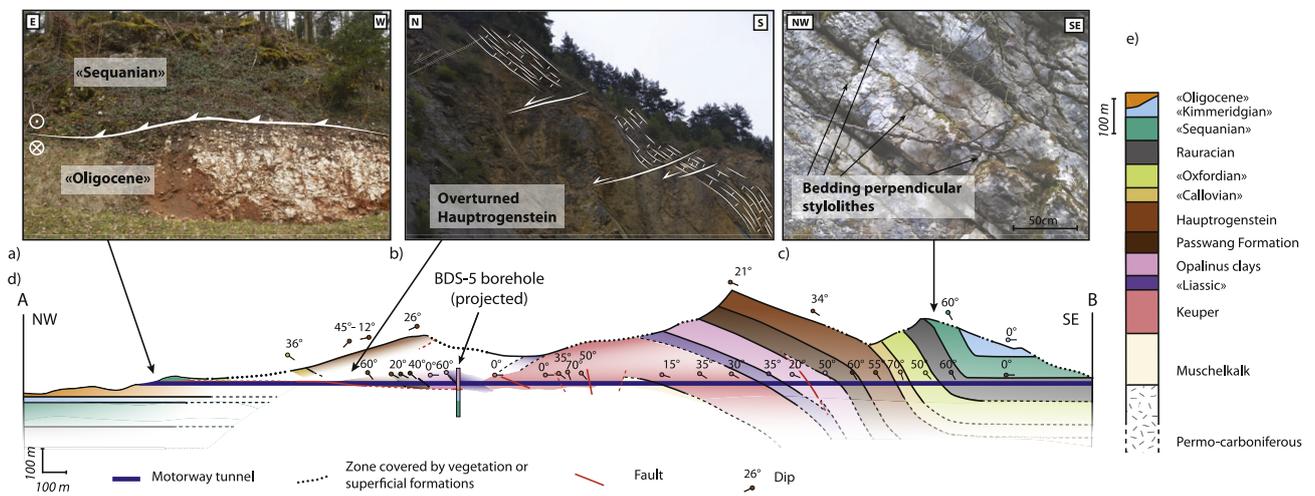


**Fig. 2.** Schematic lithostratigraphic chart recalling the main tectonic events of the Saint-Ursanne area drawn from the swiss geological map (Diebold et al., 1963) and the stratigraphic log of the Mont Terri area (Jaeggi et al., 2012). The names of some "Epochs" and "Ages" are used with quotation marks when referring to local geological formations.

the localization of plastic failure. The kinematic approach of limit analysis, also known as the maximum strength theorem (Maillot and Leroy, 2006), has been developed and applied to compressive tectonics to determine automatically the fault-bend fold parameters (location and dip of the active ramp and hinge planes) by optimization of the compressive tectonic force (Cubas et al., 2008). An incremental application was developed to follow the deformation through time (Mary et al., 2013a,b), leading to the SLAMTec software (Sequential Limit Analysis for Tectonics, (Mary, 2012)). To

complete our mechanical approach, we also use the software Optum G2 (Krabbenhøft and Lyamin, 2014), that allows to determine the onset of Coulomb failure in an arbitrary geometry, i.e., not limited to the fault-bend folding mechanism. These two softwares allow us to evaluate some specific points of the kinematics in terms of mechanical feasibility and likeliness by requiring them to verify stress equilibrium and the Coulomb criterion.

After presenting the geological context and the data on the Mont Terri, we propose two balanced cross-sections in addition to



**Fig. 3.** Data set used in this study. a) “Oligocene” overlapped by the “Sequanian” unit, projected from location situated to the west of the Saint-Ursanne map (47° 22’45.91”N, 7° 01’43.40”E). b) Weak dipping normal faults cutting the overturned forelimb strata of the Mont-Terri anticline. c) Perpendicular to bedding stylolites illustrating the “layer parallel shortening” early phase of deformation. d) Superficial cross section of the Mont Terri along the motorway axis, using data from the geological map of Ste-Ursanne (Bailly et al., 1985) and depth data from the Mont Terri motorway tunnel geological mapping and from the BDS-5 drill (Jaeggi et al., 2012). e) Stratigraphic column of the Mont Terri. These data highlight an overturned forelimb, a steep backlimb, the presence of “Oligocene” sediments under the main thrust, the existence of several faults cross-cutting the core of the fold, the existence of a reverse fault in the underground laboratory and the existence of an early phase of “layer parallel shortening”.

that of Freivogel and Huggenberger (2003). Then we briefly recall the principles of limit analysis, perform a parametric study of the effect of a pre-existing normal fault (that is present in all three cross-sections), and analyse mechanically selected steps of evolution assumed in each cross-section using the above mentioned softwares. Finally we discuss these results and some fundamental points regarding the use of mechanical concepts in structural geology bearing in mind the ultimate goal of defining structural interpretation as an inverse problem to provide a fully quantitative link between mechanical parameters and geological data.

## 2. Structural study

### 2.1. Geological background

The Jura fold-and-thrust belt emplaced between Late Miocene (Becker, 1989) and lower Pliocene (Affolter and Gratier, 2004), probably essentially during the so-called Pontian (i.e. Continental formation deposited during the Miocene–Pliocene transition) (Martin and Mercier, 1996). Three structural units can be distinguished: the autochthonous and slightly deformed tabular Jura, the allochthonous external Jura marked by low amplitude detachment folds, and the internal Jura, more strongly deformed by thrust and folds (Philippe, 1995; Sommaruga, 1999) (Fig. 1a). The tectono-stratigraphic evolution of the Jura is well-known. It is characterized by a long hiatus between Upper Jurassic and Eocene and a strong heritage due to successive episodes of rifting (Fig. 2). The fold-and-thrust belt emplaced above a major decollement level located in the evaporitic triassic layers: the Keuper in the South-West Jura and the Muschelkalk in the North-East (Hombert (1997), Fig. 2). This layer can reach a thickness of 1 km in the Jura, and has probably constrained the current arcuate shape of the belt (Davis and Engelder, 1985; Sommaruga, 1999; Becker, 2000). Nevertheless a strong structural heritage may have interrupted the continuity of this decollement and forced fold localization. The Jura is surrounded by cenozoic basins; two of them pertain to the European Cenozoic Rift System: the Rhine graben to the North and the Bresse graben to the West. Both are N–NE trending with a rift initiation in Late Eocene and both experienced a main subsidence phase during Oligocene (Bergerat, 1985; Brun et al., 1992). The two grabens are connected by the left-lateral WSW–ENE Rhine-Bresse transfer zone which reactivates Permo-Carboniferous normal faults related to Post-Variscan transtensional tectonics (Giamboni et al., 2004; Madritsch, 2008; Ustaszewski et al., 2005). Those Paleozoic crustal faults were also reactivated as normal faults: during the Oligocene Rifting phase to accommodate southward the subsidence of the Rhine graben (Madritsch, 2008) and/or during Miocene in response to tectonic loading during Alpine orogeny (Philippe, 1995; Laubscher, 2001). To the SE, the Jura is flanked by the flexural Swiss Molasse Basin. It corresponds to an Oligo-Miocene alpine foredeep (Sommaruga, 1999) acting as a rigid buttress during the Jura deformation. The studied area is located along the north eastern edge of the Jura, where the internal Jura is thrust over the tabular Jura. In this zone the deformation front follows more or less the Rhine-Bresse transfer zone and is adjacent to the southern border of the Rhine graben (Fig. 1a). Due to this particular position, the pre-existing crustal discontinuities NNE–SSW or WSW–ENE trending may be responsible for forced folds, sinuous folds and segmentation by strike slip faults during the Mio-Pliocene compressive phase (Fig. 1b). We will focus on the Mont Terri structure which exhibits both sinuous geometry and segmentation by faults (Fig. 1b). At this scale, the deformation is clearly three dimensional. However, the main strain direction in the Mont Terri area is approximately  $338^\circ$ , the normal to the local folding is approximately  $333^\circ$  and the motorway tunnel direction is  $332.5^\circ$

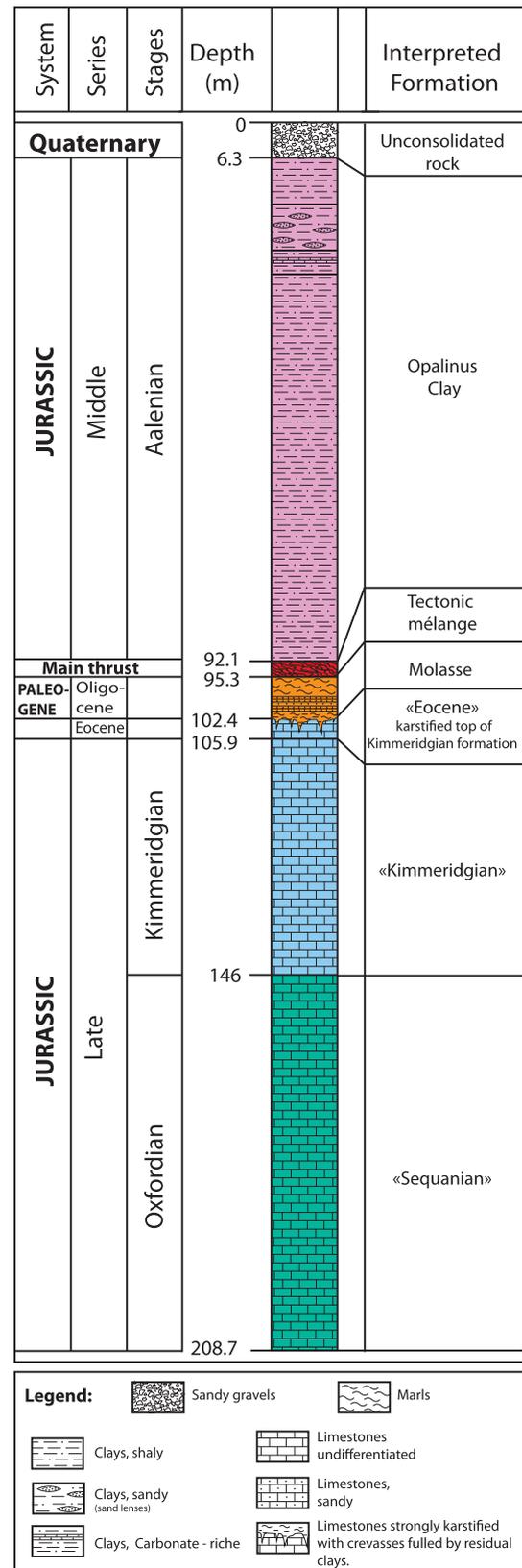
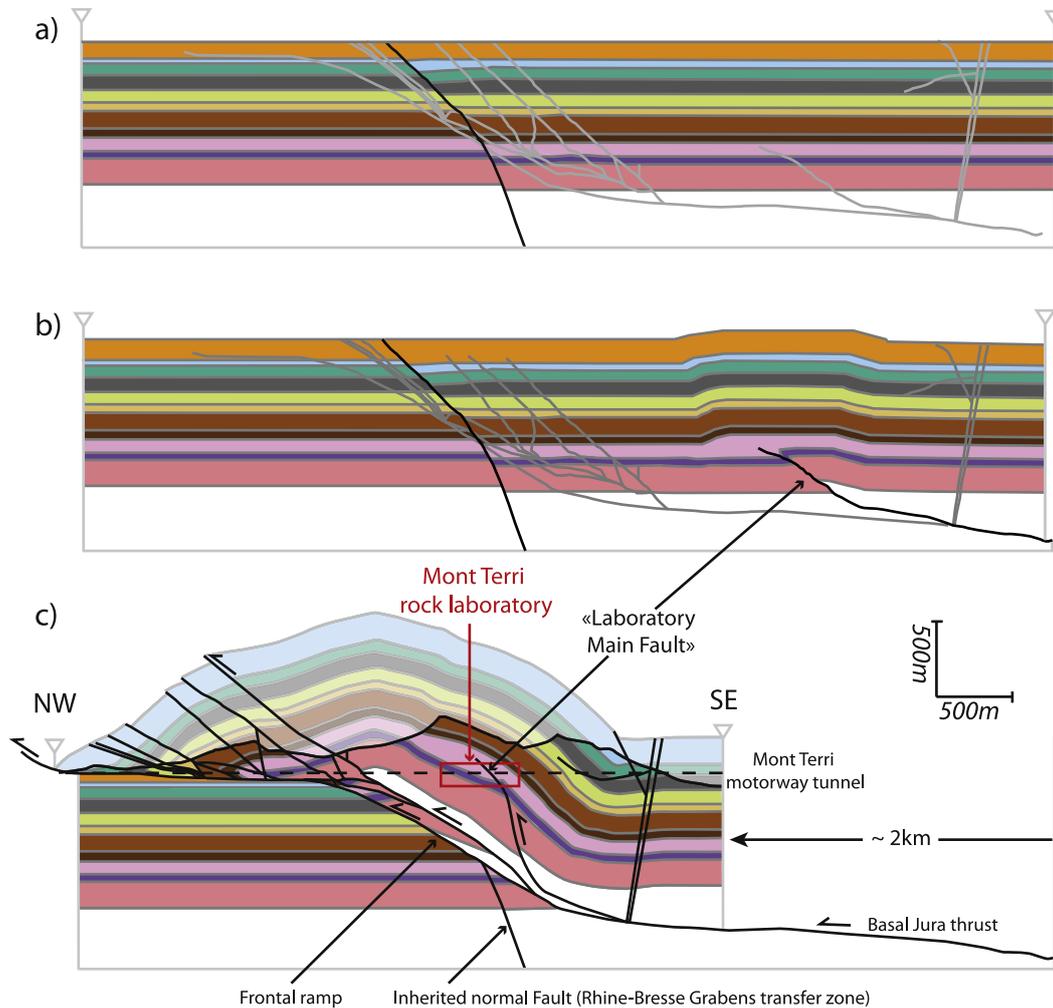


Fig. 4. Log of the BDS-5 drill, modified after Jaeggi et al. (2012). The Oligocene sediments are thrust by the Jurassic Opalinus clays.

**Kinematic model 1 (Huggenberger and Freivogel)**  
Fault-bend fold established after an abandoned propagation fold



**Fig. 5.** 1st kinematic model, adapted from Freivogel and Huggenberger (2003). a) The kinematic begins with a phase of normal faulting during the Oligocene. b) The first step of the Miocene compression is the onset of a ramp (in dark) associated with the formation of a little propagation fold. In a second step, after 10 m of shortening, this ramp is abandoned in favor of the onset of another one (in grey) intersecting a former Oligocene normal fault located under the current location of the Mont Terri. A fault-bend fold develops, and the first ramp, the current “Laboratory Main Fault”, is passively transported and strongly steepened by the second ramp. c) Geological section of the Mont Terri along the tunnel axis, modified after Freivogel and Huggenberger (2003) (Nussbaum et al., 2011) integrating the recent geological data.

(Freivogel and Huggenberger, 2003). We can then assumed, as did Freivogel and Huggenberger (2003), that the Mont Terri anticline's profile along the motorway tunnel respects the requirements of a balanced cross-section.

## 2.2. Data

French and Swiss available geological maps were used to constrain surface geology (Diebold et al., 1963; Bailly et al., 1985), and we have adopted the Swiss nomenclature for the lithostratigraphic units (Figs. 2 and 3d, e). In addition to these surface data, we used underground data from the map of Mont Terri motorway tunnel (Fig. 3d), data from the BDS-5 borehole (Fig. 4), and field observations (Fig. 3a, b, c). This data set highlights several features: (1) The forelimb of the fold is overturned and crosscut by a set of low angle normal faults dipping towards the North (Fig. 3b); (2) The backlimb is very steep (up to 70°) (Fig. 3d), and shows evidences of a layer parallel shortening phase (perpendicular to bedding stylolites, (Fig. 3c)). In the underground rock laboratory a

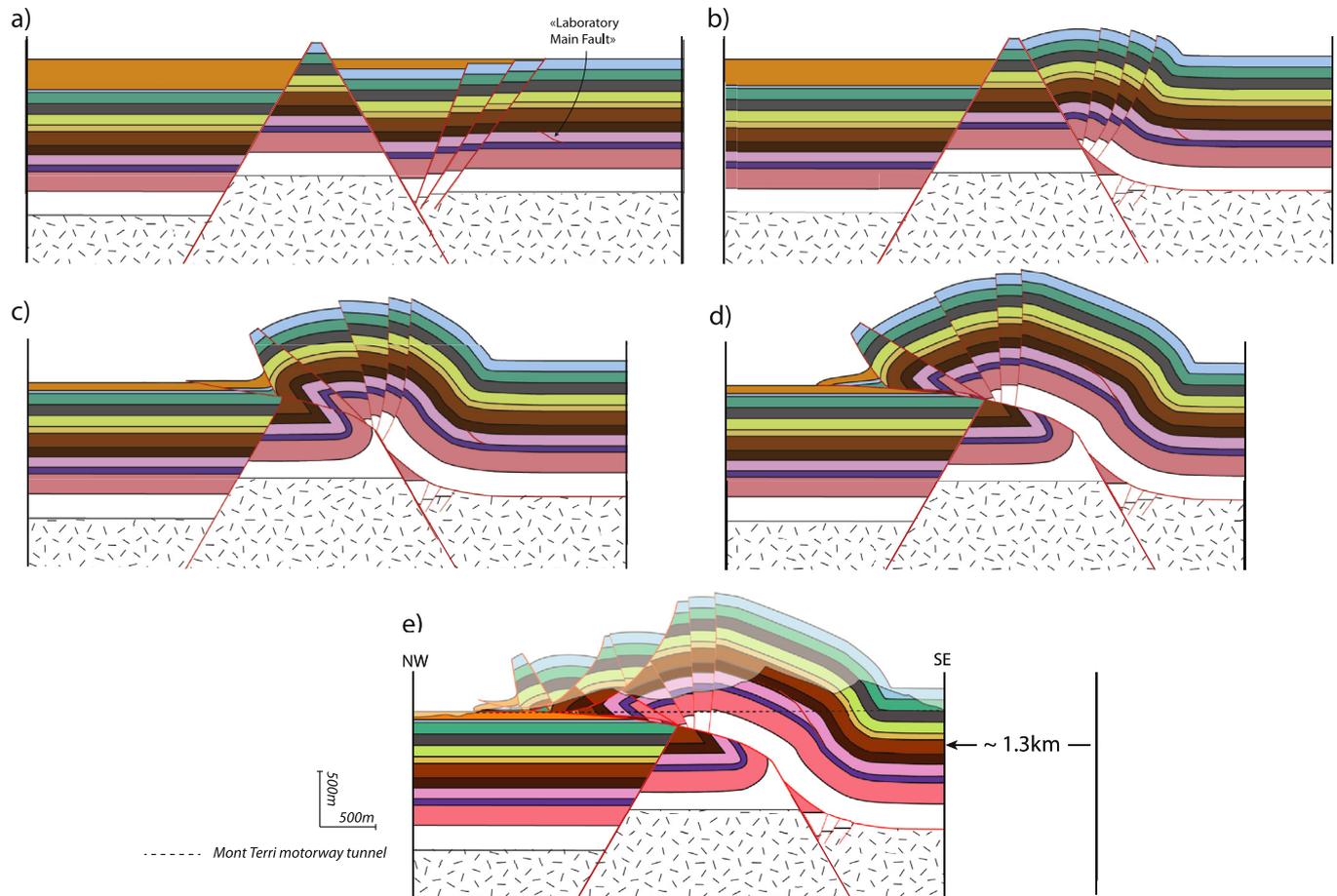
3 m thick thrust fault with decametric displacement, called the “Laboratory Main Fault” (Nussbaum et al., 2011), has thickened the Opalinus Clay. (3) The presence of Oligocene sediments under the major frontal thrust in the BDS-5 borehole (Fig. 4) implies that the ramp reached very shallow levels and that the folded structure was transported over a subaerial surface, or at least, along a decollement located within Oligo-Miocene strata (Fig. 3a). The presence of Oligocene sediments in the BDS-5 borehole indicates that the displacement on this superficial flat is at least 1 km (Fig. 3d). (4) The core of the structure is crosscut by several faults observable in the tunnel (Fig. 3d), but the kinematic on these faults is not well known. (5) Data from the BDS-5 drill-core implies that the basement is not at the same depth in the Ajoie plain (Fig. 1b) and beneath the forelimb of the fold.

## 2.3. Balanced cross sections

In order to test several hypotheses with mechanical models, we propose three different structural interpretations of the Mont Terri

## Kinematic model 2

Propagation fold established after the reactivation of a normal fault.



**Fig. 6.** 2nd kinematic model. a) Pre-structured sedimentary package. Low areas were filled by Oligocene sediments. Onset of the “Laboratory Main Fault” during a layer parallel shortening phase. b) Reactivation of a former normal fault, and erosion in the Oligocene basin. c) Abandonment of the upper part of this fault in favor of the propagation of a new ramp. Establishment of a propagation-fold. d) Transportation of this fold on the surface and expansion of the “Laboratory Main Fault” at its arrival at the hinge. e) Gravitational collapse of the forelimb by normal faults, and erosion of the fold: current geological section of the Mont Terri along the tunnel axis, after erosion.

anticline, and the associated kinematic models with an initial stage occurring after the Cenozoic rifting phase (Figs. 5–7). The first interpretation is modified from the balanced cross section already presented in Freivogel and Huggenberger (2003) to take into account Oligocene sediments found in BDS-5 borehole under the thrust plane (Jaeggi et al., 2012). The initial stage presents an inherited SE dipping normal fault with a small vertical offset insufficient to completely interrupt the decollement continuity (Fig. 5a). In this interpretation the compressive history begins with the onset and the propagation of a ramp associated with a small amplitude fold (first stage of fault propagation fold) that accounts for approximately 10 m of shortening (Freivogel and Huggenberger, 2003) (Fig. 5b). This ramp corresponds to the “Laboratory Main Fault” in the present day geometry. It is quickly abandoned in favor of a new ramp located about 1.5 km toward the foreland. The new ramp cross cuts the former normal fault but does not use this discontinuity. As shortening increases a fault-bend fold develops and the first ramp is passively transported and tilted (Fig. 5c). The total shortening is about 2 km (Freivogel and Huggenberger, 2003).

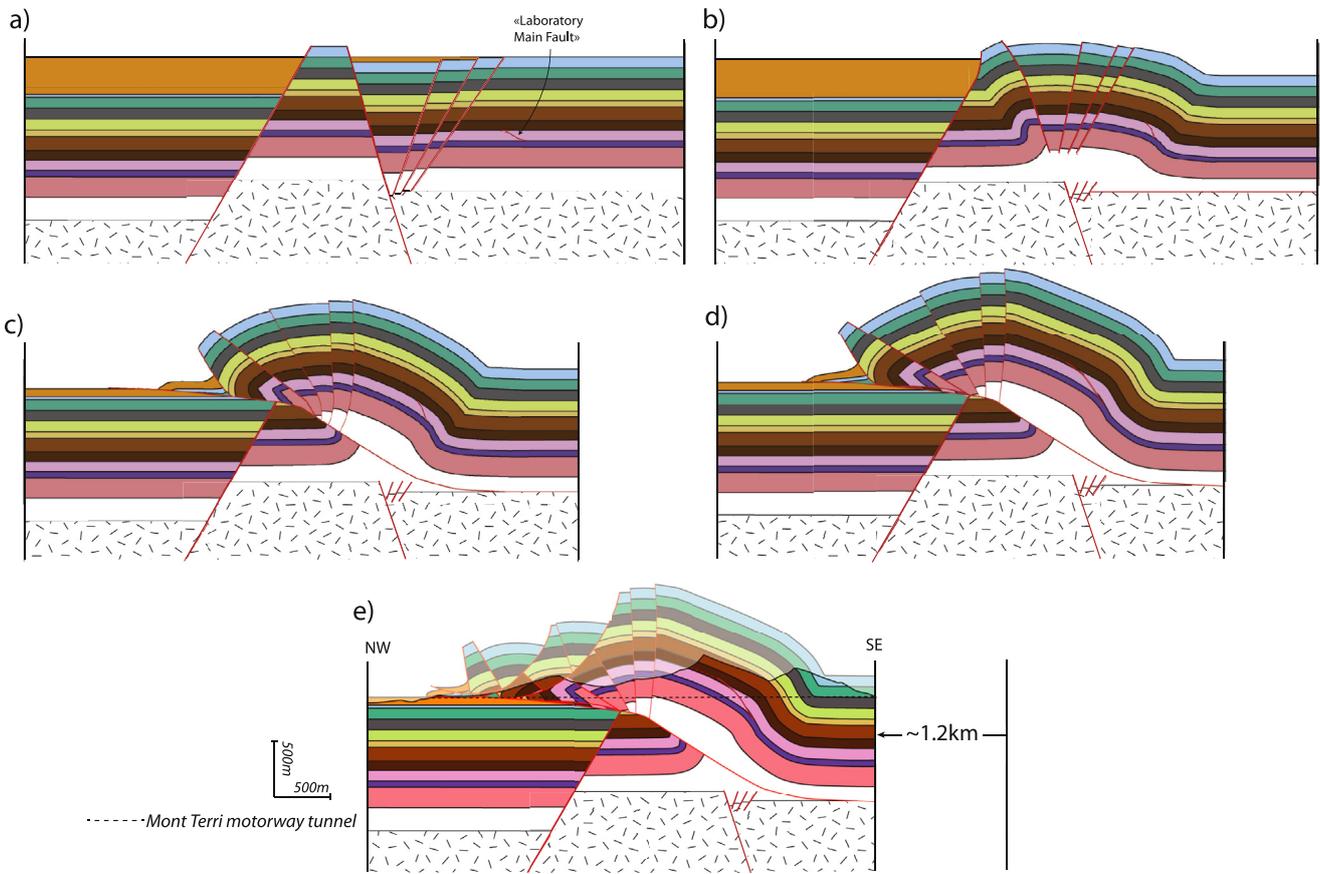
In the second interpretation a forced fault-propagation fold is developed above a southward dipping former normal fault (Fig. 6). In the first step of deformation (Fig. 6b) a south-dipping normal

fault offsetting the decollement level is reactivated as a thrust fault. With increasing shortening (Fig. 6c), the upper part of the normal fault is shortcut by a low angle ramp propagating toward the surface and a coeval fault propagation fold develops. This latter is then passively transported above the thrust and the upper sub aerial flat (Fig. 6d). Finally, the overturned forelimb becomes unstable and undergoes gravitational collapses along low angle normal faults (Fig. 6e). This structure undergoes about 1.3 km of shortening.

The third interpretation considers a first episode of folding followed by an episode of thrusting (Fig. 7). In the first step of deformation the SE dipping former normal fault localizes the development of a detachment fold with steep limbs above the evaporitic Muschelkalk layer (Fig. 7b). In a second phase it is crosscut by a low angle ramp and the hanging wall is passively transported above it (Fig. 7c, d). Finally, the forelimb undergoes gravitational collapses (Fig. 7e). This kinematics requires about 1.2 km of shortening.

These interpretations differ on three important specific points: the geometry of the basement (affected by pre-existing normal faults); the overturned front limb, and the steep back limb; the role of the “Laboratory Main Fault”. A NW dipping normal fault has been placed in the initial stage of the models 2 and 3 in order to explain

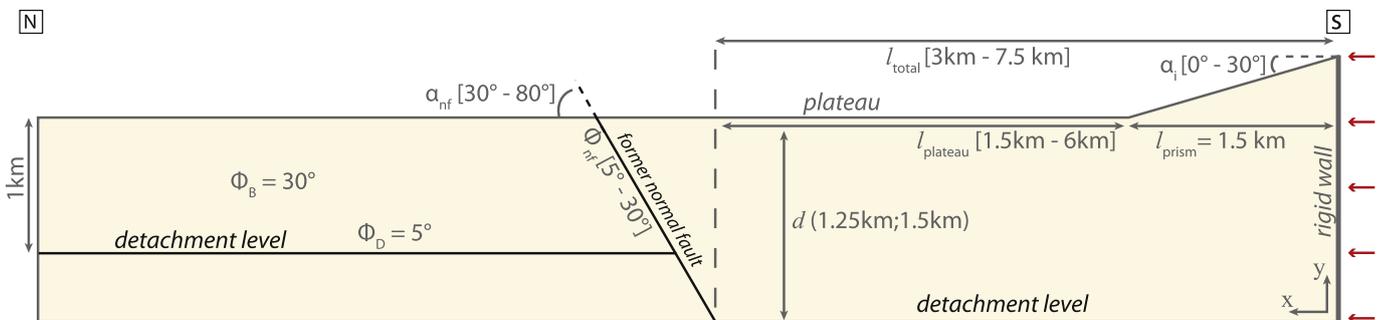
### Kinematic model 3 Detachment fold cut by a ramp



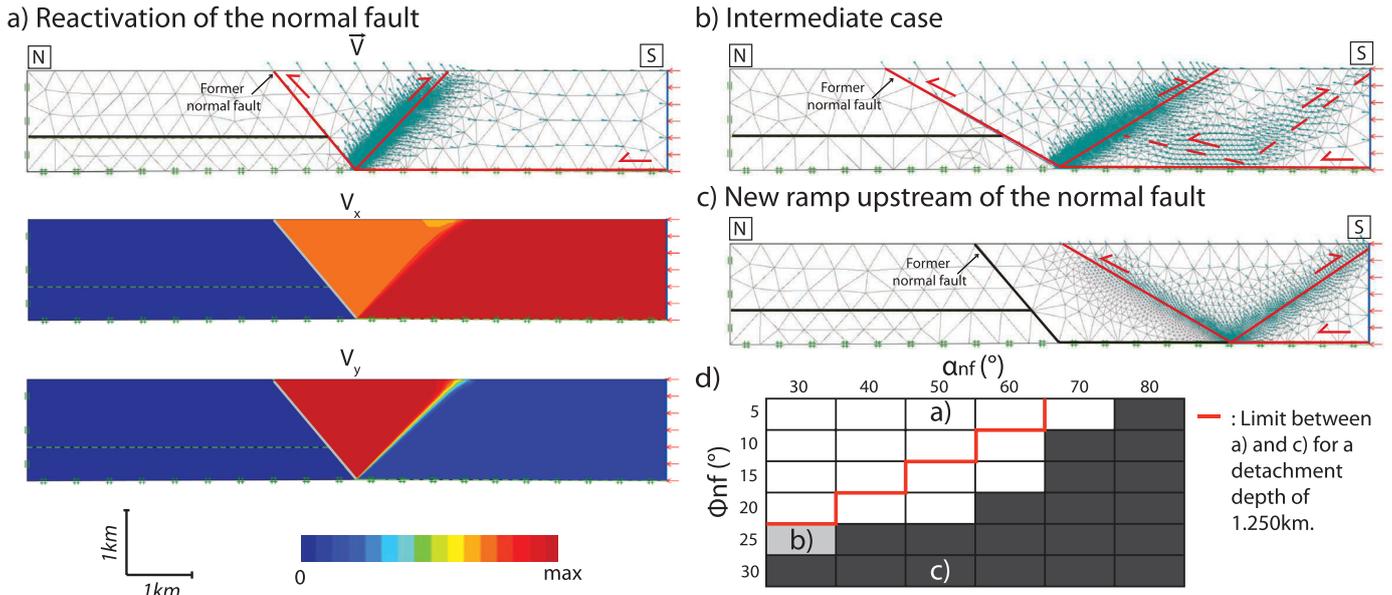
**Fig. 7.** 3rd kinematic model. a) Pre-structured sedimentary package. Low areas were filled by Oligocene sediments. Onset of the “Laboratory Main Fault” during a layer parallel shortening phase. b) Creep of the Muschelkalk on the decollement level, formation of a detachment fold. c) Onset of a ramp, and erosion in the Oligocene basin. d) Transportation of this fold by the ramp, toward the surface and expansion of the “Laboratory Main Fault” at its arrival at hinge. e) and f) Gravitational collapses of the forelimb by normal faults: Current geological section of the Mont Terri along the tunnel axis, after erosion.

the difference of basement depth on both parts of the anticline. In the model 1, the difference of basement depth between north and south parts of the fold is explained by a slightly dipping major ramp in the Muschelkalk layer (Fig. 5c). Other southward dipping normal faults present in kinematic models 2 and 3 are interpreted from observations along the tunnel in the core of the structure. In the three kinematic models, one of these faults localizes the

deformation while the others are passively transported. In the kinematic model 1, the overturned forelimb may be due to dragging along the major thrust ramp. In the two new interpretations the geometry of the fold limbs is considered as a major character of the folding mode. The steep backlimb is the result of the early folding above the “Laboratory Main Fault”, which is tilted during a second phase, in the first kinematic model, or inherited from a decollement



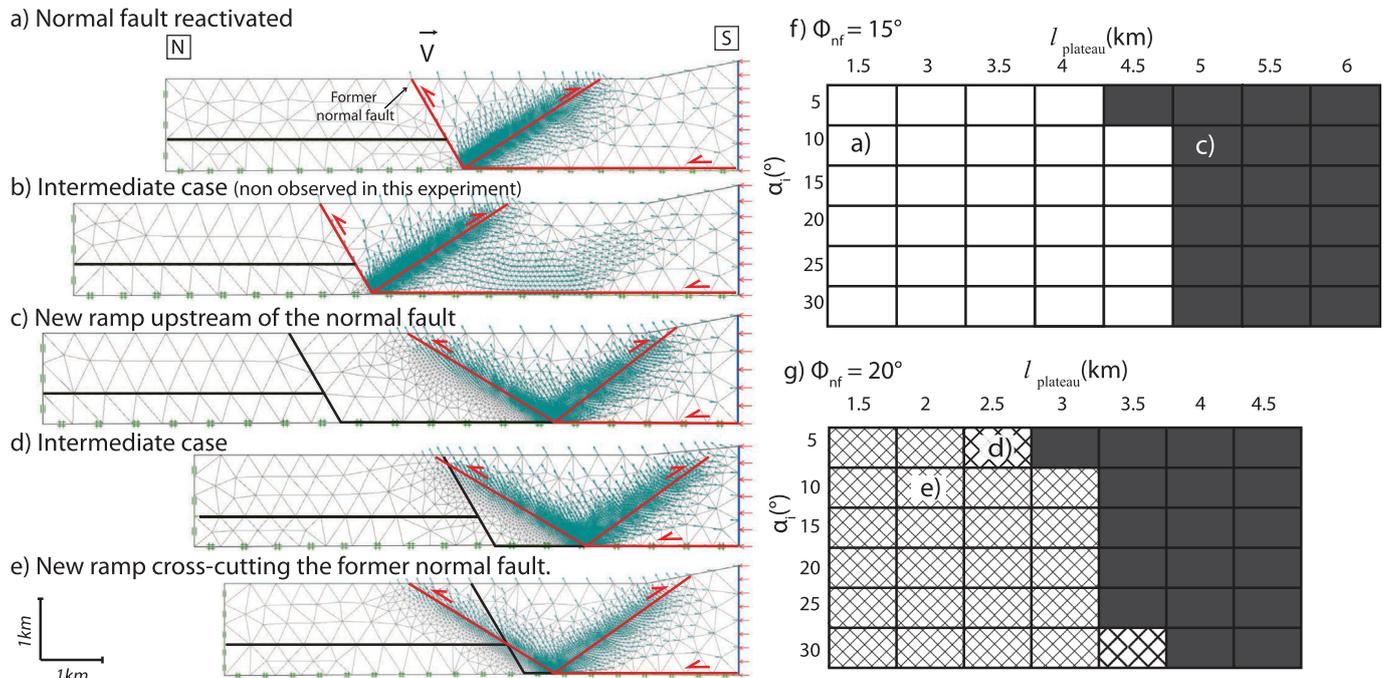
**Fig. 8.** Prototype of the parametric analysis of the reactivation of the normal fault. A 1 km thick sedimentary package (bulk friction angle of  $\phi_B = 30^\circ$ ) lying above a decollement level ( $\phi_D = 5^\circ$ ) is considered offset by a normal fault (friction angle  $\phi_{nf}$  and dip  $\alpha_{nf}$ ). A compressive action is exerted on this system via a thrust prism of dip  $\alpha_i$ , located at a distance  $l_{plateau}$  from the root of the normal fault. The analysis (Figs. 9 and 10) is focused on the mechanical ( $\alpha_{nf}$ ,  $\phi_{nf}$ ) and geometrical ( $\alpha_i$ ,  $l_{plateau}$ , and  $d$ ) parameters describing the normal fault.



**Fig. 9.** Influence of the normal fault properties ( $\alpha_{nf}$  and  $\phi_{nf}$ ) on its reactivation, setting  $d = 1.5$  km (all parameters defined in Fig. 8). These results are presented in terms of the optimal velocity field  $\vec{V}$  (a, top), or  $V_x$  and  $V_y$  color maps (a, center and bottom). a) Reactivation of the normal fault, b) intermediate case with some diffuse deformation, c) formation of a ramp upstream of the normal fault. d) schematic results of 36 tests on the values of  $\alpha_{nf}$  and  $\phi_{nf}$ . White: reactivation as in a); light grey: intermediate case as in b); dark grey, no reactivation as in c). The red line shows the limit between cases a) and c) for a shallower decollement ( $d = 1.250$  km). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

folding stage in kinematic model 3. In kinematic model 2, it is the result of the reactivation of a former, steep SW dipping normal fault. Contrary to model 1, the role of the “Laboratory Main Fault” is reduced in the other models. It is considered as a secondary feature accommodating an early phase of layer parallel shortening which is

highlighted in the field by layered perpendicular stylolites in limestone and probably amplified during folding. The little amount of displacement along the fault (10 m), without surface trace, leads us to conclude that the tunnel has highlighted a detail whose role has been exaggerated.



**Fig. 10.** Influence of the properties of the thrust prism ( $\alpha_i$  and  $l_{plateau}$ ) on the reactivation of the normal fault, setting  $\alpha_{nf} = 60^\circ$  (all parameters defined in Fig. 8). With  $\phi_{nf} = 15^\circ$ : a) Reactivation of the normal fault, b) intermediate case, c) formation of a ramp upstream of the normal fault. With  $\phi_{nf} = 20^\circ$ : d) and e) Formation of a ramp cross-cutting more or less the normal fault.  $l_{plateau}$  has a strong influence, while the influence of  $\alpha_i$  is limited to a narrow range of  $l_{plateau}$  values.

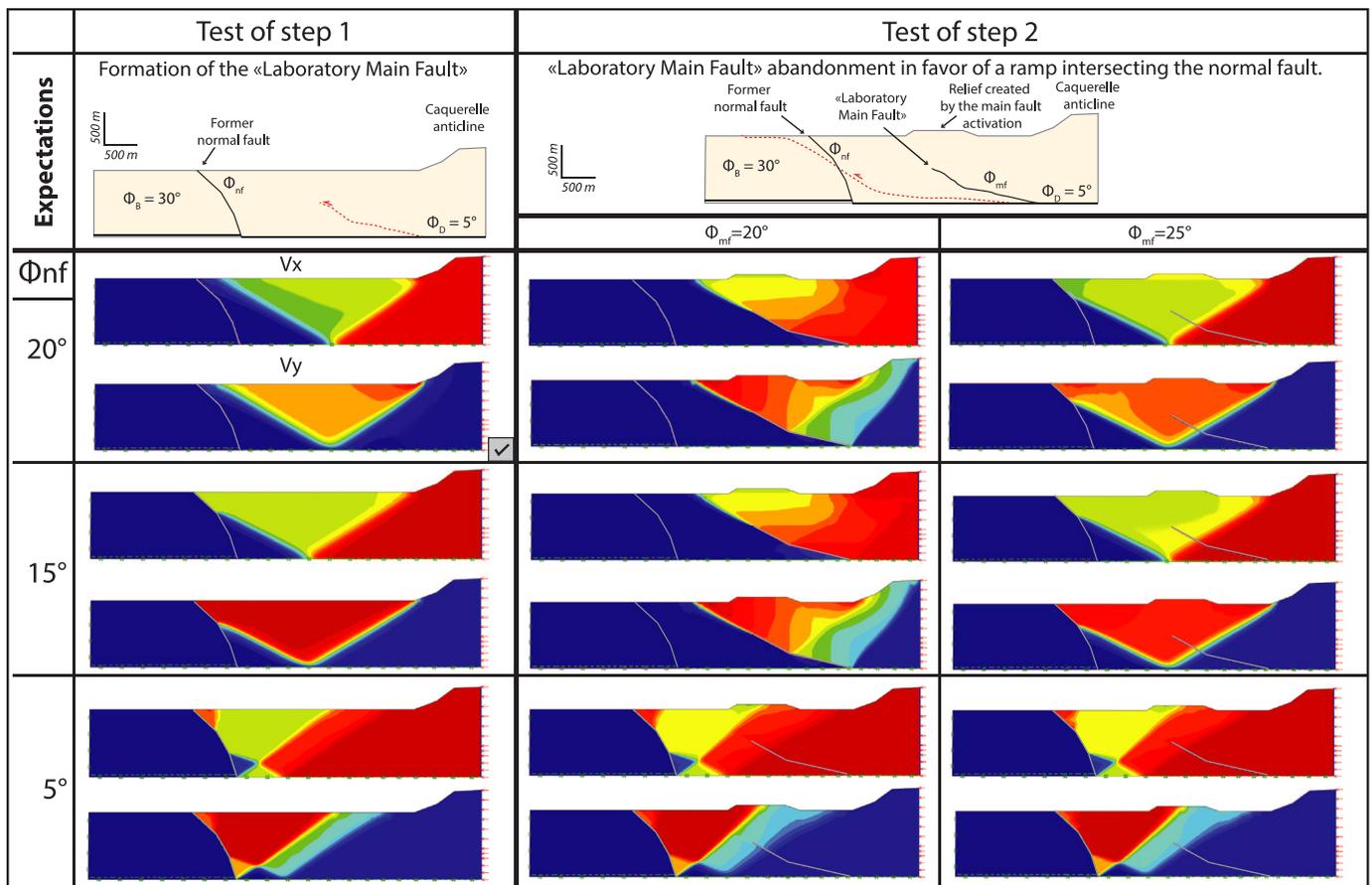
### 3. Mechanical analyses

#### 3.1. Principles and methods

We follow a simplified mechanical approach originally developed in Civil Engineering and named limit analysis (Salençon, 2002). The kinematic approach of limit analysis consists in calculating an upper bound of the tectonic force associated to a given distribution of deformation, by accounting for mechanical equilibrium and for the maximum resistance of rocks, described by the Coulomb criterion. An optimization procedure then allows us to determine the distribution of deformation associated to the lowest upper bound. We use two numerical implementations of this general method. The first one is a commercial software called Optum G2 (Krabbenhøft and Lyamin, 2014) based on the theoretical and numerical developments of Krabbenhøft and Damkilde (2003); Krabbenhøft et al. (2005); Lyamin et al. (2005) and Souloumiac et al. (2009, 2010). Diffuse deformation and faulting is described by a spatial discretisation with automatic mesh refinement as part of the optimisation procedure. The second one is a semi-analytical formulation whereby the deformation is restricted to a set of three planar faults in a uniform material (a decollement, a thrust ramp, and a shear plane separating the two hanging walls). The optimization consists in finding the location and dips of the two latter

faults, rooting at a common point on the decollement. Once determined, an increment of slip is applied on the optimal faults, and a new optimisation is performed before applying the next slip increment. This procedure is known as Sequential Limit Analysis (Yang, 1993; Maillot and Leroy, 2006; Cubas et al., 2008) and used here with the software called SLAMTec (Mary, 2012; Mary et al., 2013a, b). SLAMTec has the advantage to follow the evolution of folding, but does not yet take into account former faults, so we use it only for the third model, which does not require any structural heritage. We mostly use Optum G2 which has the advantage of putting no constraints on the deformation field (apart from mesh discretisation), including faults as true velocity discontinuities. Also, pre-existing faults and heterogeneity of the mechanical parameters are accounted for, allowing us to analyse our structural interpretations in details. Optum G2 also performs the static approach of limit analysis which complements the kinematic approach by computing a lower bound of the tectonic force associated to a given distribution of stress. An optimization procedure yields the highest lower bound (Lyamin et al., 2005). The difference between the least upper bound and the greatest lower bound is interpreted as a measure of the precision of the determination of the force and of the optimal strain and stress fields. In both softwares the necessary mechanical parameters are: the material density  $\rho$  and the Coulomb parameters (friction angle  $\phi_B$  and

### Mechanical test of the two first steps of the kinematic proposed by Freivogel and Huggenberger



The result matches the expectations

Fig. 11. Optimal velocity fields obtained with Optum G2 using two prototypes based on the interpretation of Freivogel and Huggenberger (2003). The step 1 is reproduced for  $\Phi_{nf} \geq 20^\circ$ . The second step is not exactly reproduced, but the most satisfactory solutions are obtained for  $[\phi_{nf} = 5^\circ; \phi_{mf} = 20^\circ]$  and for  $[\phi_{nf} = 20^\circ, 15^\circ \text{ or } 5^\circ; \phi_{mf} = 25^\circ]$ .

cohesion  $c_B$ ) of each material. In SLAMTec, an additional friction angle  $\phi_{RF}$  specifies the softened friction on any optimal thrust ramp, after its first slip increment (Cubas et al., 2008), and the decollement has its own Coulomb parameters  $\phi_D$ ,  $c_D$ . In the following, all cohesions are set to zero. We choose to remove that parameter to simplify our analyses, and focus on the other parameters: friction values of pristine and of softened material (faults), and shape of the topography. We assume that the cohesion plays a secondary role, by modulating the effects of the other parameters without changing qualitatively the large scale behaviour of the fold.

We consider specific kinematic questions: reactivation of the SE-dipping normal fault; early jump from the “Laboratory Main Fault” to a new ramp ahead; formation, then cross-cutting and transport of a detachment fold; effect of erosion during folding.

### 3.2. Parametric analysis of the reactivation of a normal fault

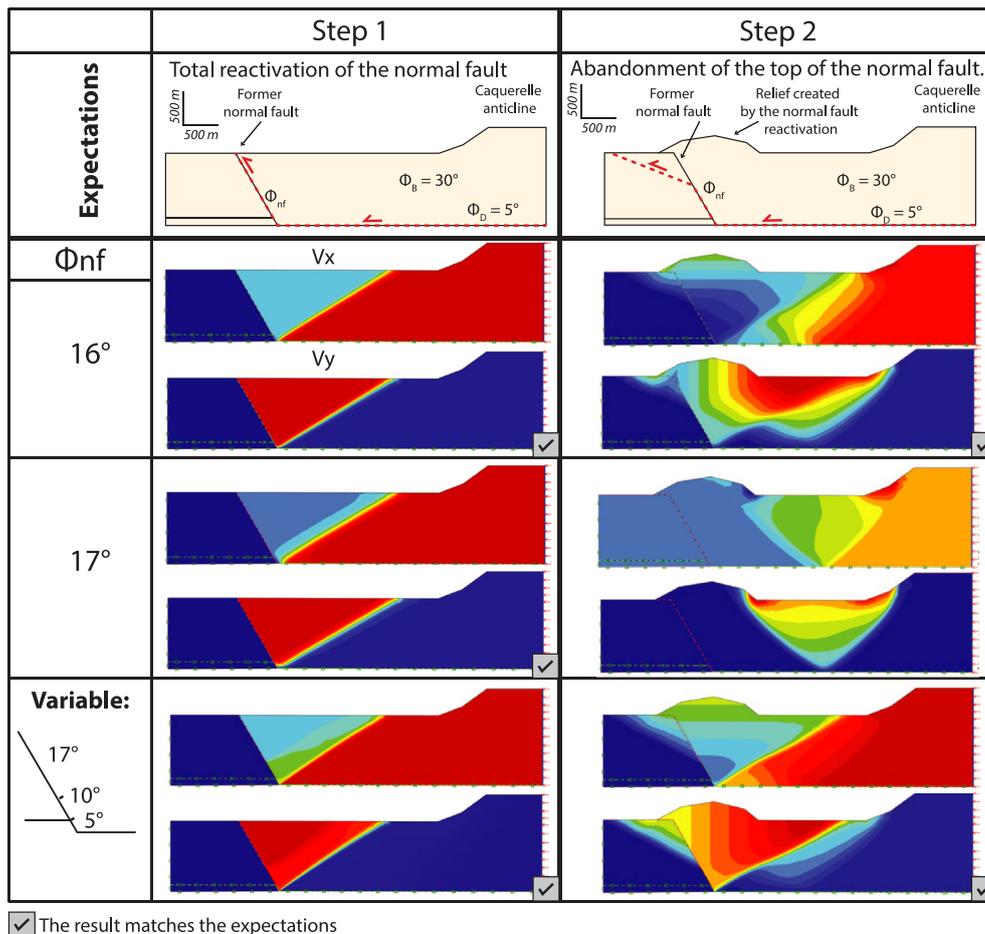
The prototype is a uniform frictional material with a friction angle  $\phi_B = 30^\circ$  resting on a horizontal decollement level of friction angle  $\phi_D = 5^\circ$  (Fig. 8). A normal fault with a dip  $\alpha_{nf}$  and a friction angle  $\phi_{nf}$  offsets the decollement level so that its depth jumps from 1 km in the north to  $d$  km south of the fault. The relief close to the back wall is a prism with a slope  $\alpha_i$  and length  $l_{prism}$ . The position of the normal fault is defined by the horizontal length  $l_{plateau}$  between

the break of slope and the root of the fault. At its northern end, the prototype is limited by a fixed rigid wall. A NW compressive horizontal force is applied at the rigid back wall to the SE. We define a mesh of 1000 elements, and impose 3 iterations for meshing refinement in zones of high shear dissipation.

We first study the influence of the normal fault characteristics. We set  $\alpha_i = 0^\circ$ ,  $l_{plateau} = 3$  km, and let  $\alpha_{nf}$  vary from  $30^\circ$  to  $80^\circ$  and  $\phi_{nf}$  from  $5^\circ$  to  $30^\circ$ , for two different depths of the decollement level  $d = 1.25$  km and  $d = 1.5$  km. Out of approximately forty experiments, one can distinguish two distinct types of solutions and an intermediate case, illustrated in Fig. 9a, b, c. Note first, from Fig. 9a, the two types of graphical representation of the optimal velocity field. In the first image, the velocity field is represented by blue arrows, located at each node of the mesh. Because of mesh adaptivity, the most important density of vectors highlights the locations where there is the most important shear. The normal fault and the decollement are predefined shear discontinuities, so there is no need to refine meshing, hence the low density of vectors around them. In the two other images of Fig. 9a, the x- and y-components of the velocity field,  $V_x$  and  $V_y$ , are represented with a color code. The sharp color contrasts indicate the slip discontinuities, which we redrawn with red lines and semi-arrows in the top picture. In all the following we use the two types of representation.

### Mechanical test of the total and partial reactivation of a normal fault

(Propagation fold kinematic model)



**Fig. 12.** Results of the 2nd test (Optum G2). These results are presented in terms of  $V_x$  and  $V_y$ . The step 1 is reproduced for the three conditions on  $\phi_{nf}$ , indeed the normal fault is entirely reactivated. For  $\phi_{nf} = 16^\circ$ , the second step is reproduced but is not well localized, for  $\phi_{nf} = 17^\circ$ , the second step is not reproduced, and when we take into account the influence of the rheology of the material intersected by the normal fault, the second step is very well reproduced. Creation of topography is enough to abandon the upper part of the normal fault, but the variation of strength of the material along the normal fault increases the effect of the creation of topography.

The case (a) of this first experiment (Fig. 9) is essentially a rigid-body motion with slips on the decollement and on the former normal fault, both made compatible by a back thrust, or hinge, joining their two hanging walls: the normal fault is fully reactivated. The case (b) is an intermediate case, where movement of the back wall is partially accommodated on the normal fault, and partially as diffuse deformation, faintly drawing a back thrust, in the decollement hanging wall. In case (c), a new ramp-back thrust pair appears south of the normal fault, in contact with the back wall. A graph showing all the results as a, b, or c configurations, is presented in Fig. 9d. It shows the conditions that the normal fault has to respect to be reactivated: the maximum allowed dip is proportional to the friction angle of the fault. If we consider a shallower decollement level,  $d = 1.25$  km, a thinner sedimentary body, the reactivation of the normal fault occurs for a smaller range of dip and friction values (red line in Fig. 9d). Note that these results could not have been obtained by Anderson's theory of faulting (Turcotte and Schubert, 1982), which assumes uniform material properties. According to this theory, a thrust ramp would appear with a dip equal to  $\pi/4 - \phi_B/2$ . It is therefore only when  $\phi_{nf} = \phi_B$  (i.e.,  $30^\circ$  here) that the material is uniform, and that dip values coincide, at  $30^\circ$ .

We now set  $\alpha_{nf} = 60^\circ$  (typical of a normal fault) and explore topographic effects with  $\alpha_i$  in  $[5^\circ, 30^\circ]$  and  $l_{plateau}$  in  $[1.5, 6]$  km, selecting two different cases:  $\phi_{nf} = 15^\circ$  and  $20^\circ$  because they illustrate the variety of results. With a few tens of simulations exploring these ranges of values, four types of structures emerge (Fig. 10a, c, d, e). With  $\phi_{nf} = 15^\circ$ , we observe either the reactivation of the normal fault (Fig. 10a), or the creation of a new ramp upstream of the normal fault (Fig. 10c). The intermediate case b seen in the previous study exists probably, but the discretization of our parameter range did not allow us to see it. With  $\phi_{nf} = 20^\circ$ , either a new ramp occurs upstream of the normal fault (Fig. 10c, d), or it cross-cuts it (Fig. 10e). The selected solution among these four types is indicated for each tested values in Fig. 10f and g. They

demonstrate the strong effect of the length of the plateau (and lesser effect of the slope  $\alpha_i$ ) in the reactivation of the normal fault, (Fig. 10f). They also show that, even if well placed, the normal fault can be reactivated only if it is weak enough (Fig. 10g).

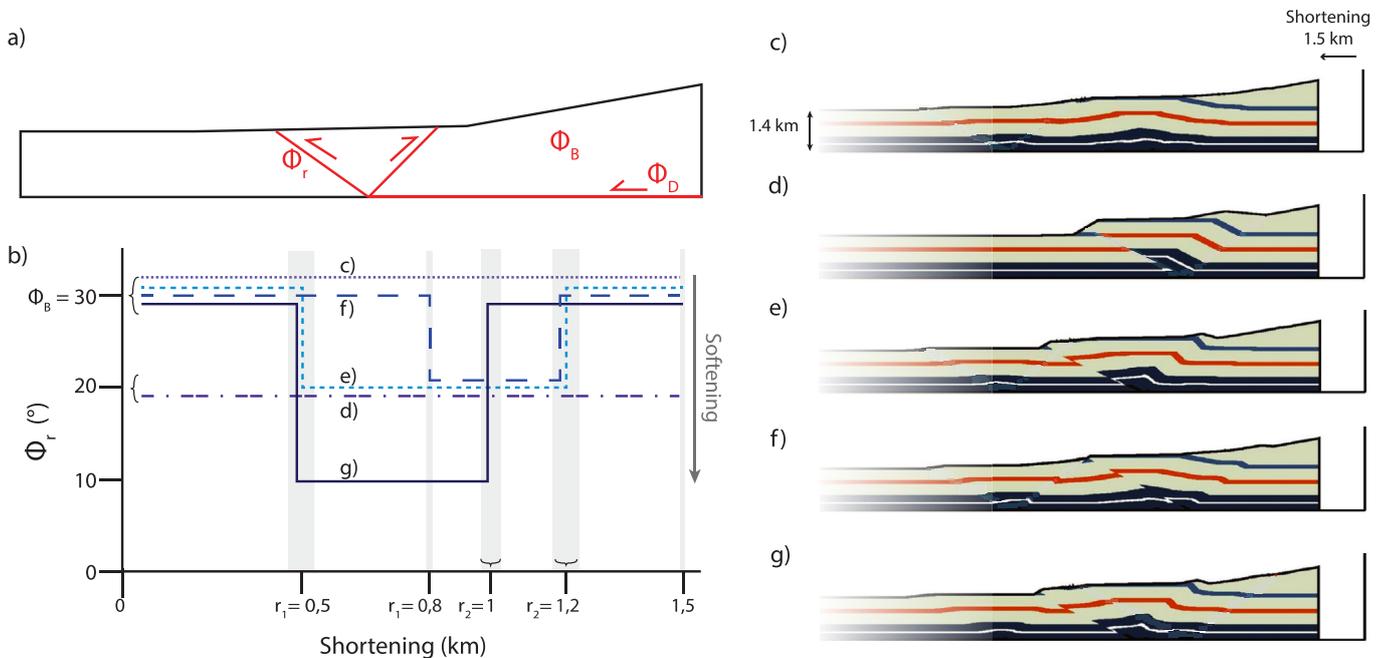
The structures obtained in this parametric study (Fig. 10a–e) correspond to assumptions of the kinematic models: in the first kinematic model, the normal fault is cut without being reactivated, in the second model, it is reactivated, and in the third, it localizes a diffuse deformation without being reactivated. Each of these structures have been observed elsewhere in the Alps (Welton, 1988). In the next section, we make a more detailed analysis of each kinematic model. The prism near the back wall is replaced by the “La Caquerelle” anticline, i.e. the closest structure south of the Mont Terri. Its topography before the formation of the Mont Terri is estimated using current dip values and ignoring erosion. The material composing the sedimentary cover and the decollement level remains with  $\phi_B = 30^\circ$  and  $\phi_D = 5^\circ$ .

### 3.3. Analysis of the structural interpretations

#### 3.3.1. First kinematic model

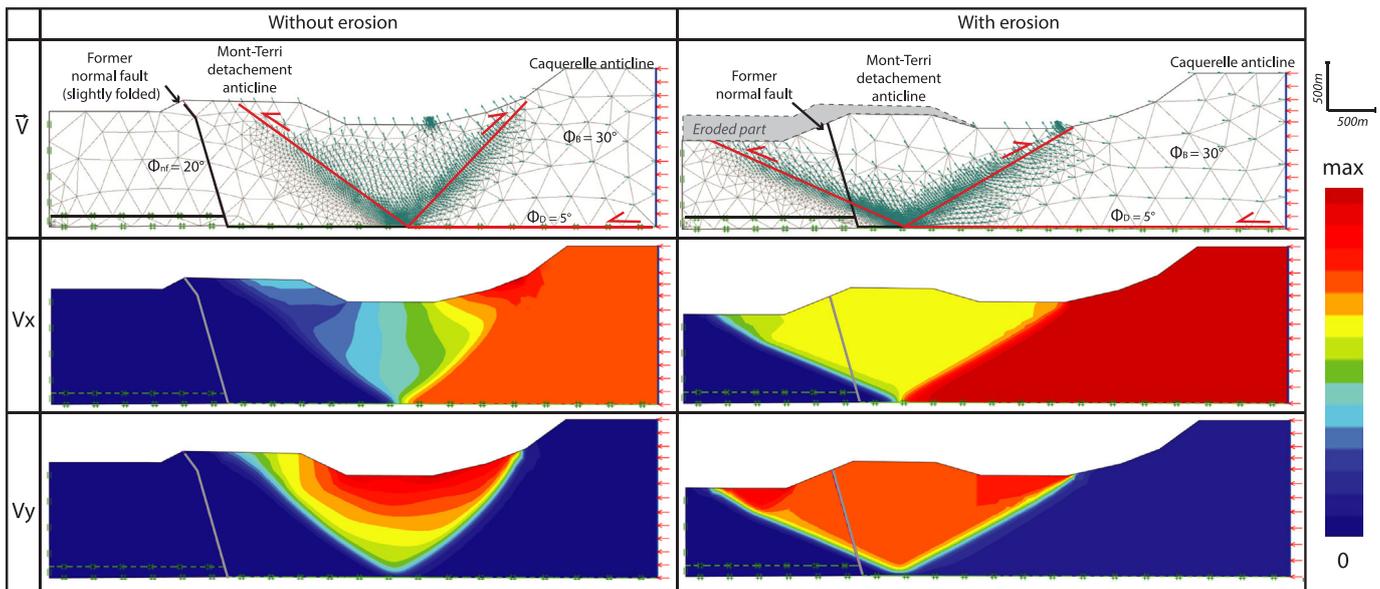
The first step of kinematic model 1 (Fig. 5, Freivogel and Huggenberger (2003)) assumes the formation of the “Laboratory Main Fault” as a thrust fault ramping from the basal decollement. We draw a prototype with a curved normal fault (following Freivogel and Huggenberger (2003)), and add the “La Caquerelle” anticline to the South (Fig. 11, left column). A horizontal compressive force is exerted on the right wall. The optimal failure geometries are calculated with Optum G2 for  $\phi_{nf} = 20^\circ, 15^\circ, 5^\circ$ . For  $\phi_{nf} = 20^\circ$ , a  $30^\circ$  dip ramp forms near, although slightly further, the location assumed by Freivogel and Huggenberger (Fig. 11, left column). While for  $\phi_{nf} = 15^\circ$ , or  $5^\circ$ , the kinematic hypothesis is not verified, because the normal fault is partially or totally reactivated (Fig. 11, left column). The second step of kinematic model 1 (Fig. 5) assumes that the “Laboratory Main Fault” is blocked after 10 m of

## Mechanical test of the detachment fold kinematic model



**Fig. 13.** Results of the 3rd test (using SLAMTec). a) Incremental failure mechanism considered in SLAMTec. b) Evolution of softening with shortening for 5 different simulations: no softening in c), constant softening in d), variable softening in e), f), g). Structures resulting from each 5 simulations in c) to g). A steep and thickened backlimb occurs only in cases e), f), g), which combine non-softening and softening phases.

## Mechanical test of a detachment fold's cutting by a ramp (Detachment fold kinematic model)



**Fig. 14.** Results of the 4th test (Optum G2). These results are presented in terms of  $\vec{V}$ ,  $V_x$  and  $V_y$ . Without erosion (left), the ramp forms between the “La Caquerelle” anticline and the Mont Terri anticline. With erosion (right), the ramp forms under the Mont Terri anticline, as expected in our 3rd kinematic model.

slip, and that a new ramp forms fore-landward, cross-cutting the normal fault. The “Laboratory Main Fault” is now predefined as a weak surface, with a friction angle  $\phi_{mf} = 20^\circ$  or  $25^\circ$ . Results of the optimisation show that the “Laboratory Main Fault” is abandoned if  $\phi_{mf} \geq 25^\circ$ , or if  $\phi_{nf} \leq 5^\circ$  (Fig. 11, central and right columns). The normal fault is partially or totally reactivated, but never cross-cut. More generally, several results are compatible with a downstream jump of the deformation. That is the case for ( $\phi_{mf} = 20^\circ$ ;  $\phi_{nf} = 5^\circ$ ) (Fig. 11, central column) and for the three cases with  $\phi_{mf} = 25^\circ$  (Fig. 11, right column).

Therefore, the hypothesis of the first kinematic model about the formation of the “Laboratory Main Fault” is mechanically possible if the normal fault has a friction of about  $20^\circ$ , and the “Laboratory Main Fault” undergoes little softening ( $30^\circ$  at onset, then  $25^\circ$  during slip). Alternatively, but less likely, if the “Laboratory Main Fault” softens down to  $20^\circ$ , the normal fault must soften down spontaneously to  $5^\circ$  to block slip on the “Laboratory Main Fault”. However, we could not reproduce a cross-cutting of the normal fault as assumed in the first kinematic model. Indeed, the normal fault attracts the deformation if its friction is relatively weak. In this experiment, when the friction on the normal fault is too high to reactivate it, the deformation stays in the inner part, on the “Laboratory Main Fault”, and do not cross cut the normal fault (Fig. 11, central column). We conclude that the hypotheses of an early jump from the “Lab. main fault” to another ramp cross-cutting the normal fault and accumulating a large slip imply contradictory ranges of friction: the normal fault should be weak so that the “Laboratory Main Fault” is abandoned, and it should be strong to be cross-cut rather than reactivated.

### 3.3.2. Second kinematic model

This kinematic model assumes first the reactivation of the entire length of normal fault (Fig. 6a, b), and then cross-cutting of the upper part by a low angle ramp (Fig. 6c, d). To test these two steps, we use respectively the same prototypes as in Fig. 6a and b), adding again the topography of the “La Caquerelle” anticline to the South. The first step is rather easily reproduced by Optum G2: the normal

fault is fully reactivated with  $\phi_{nf} = 16^\circ, 17^\circ$ , or varying from  $5^\circ$  to  $17^\circ$  along the fault (Fig. 12, column Step 1). Step 2 shows more contrasted behaviours. With  $\phi_{nf} = 17^\circ$ , a pop-up appears upstream of the normal fault, in the topographic low between the relief created by Step 1 and the “La Caquerelle” anticline. With  $\phi_{nf} = 16^\circ$ , a rather diffuse ramp cross-cuts the normal fault but most shortening is accommodated south of the normal fault. With  $\phi_{nf}$  varying from  $5^\circ$  to  $17^\circ$ , the cross-cutting is much more localised and efficient at carrying deformation. This variation in friction angle upward the normal fault is justified by the fact that the basis of the normal fault intersects incompetent layers (evaporitic and argillaceous Triassic, argillaceous Liassic) and we estimate, based on Lindsay et al. (1993), that smearing can have occurred along this part of the normal fault. The upper part of the sedimentary cover is composed by competent rocks which generate a higher friction along the fault. We conclude that the two steps proposed in the second kinematic model, i.e., the reactivation followed by cross-cutting of the normal fault, are mechanically realistic. In this model, the “Laboratory Main Fault” is not reproduced since it is interpreted as a minor structure linked to a layer parallel shortening event that occurred at the beginning of the first compressive step.

### 3.3.3. Third kinematic model

This third kinematic model considers that the steepness and the thickening of the backlimb layers are due to a period of detachment folding prior to a transportation of this detachment fold on a ramp (Fig. 7). The pre-existing normal fault is not reactivated, but it is assumed to have localised the detachment fold. We use SLAMTec to reproduce the succession of these two different folding modes, without considering the normal fault. The prototype is made of a pre-defined thrust wedge over a uniform material (Fig. 13a), characterised by  $\phi_B = 30^\circ$ ,  $\phi_D = 10^\circ$ .  $\phi_R$  follows various softening functions during shortening, varying between  $\phi_B$  and  $\phi_{Rf} = 30^\circ, 20^\circ$  or  $10^\circ$  (Fig. 13b). The total applied shortening is 1.5 km. In the first example, the material is not softening (Fig. 13c). After every slip increment, the relief created above the active ramp makes it less efficient and a new optimal ramp appears nearby, with less weight

to carry. The resulting finite deformation is that of a pure shear detachment fold with thickened limbs, and no fore-thrust appears (a more detailed description of folding in the absence of softening is proposed by Mary et al. (2013a)). In the second example, the material is always softened along a new fault, its friction angle decreases immediately to  $\phi_{RF} = 20^\circ$  (Fig. 13d). The first optimal ramp has remained active throughout the shortening, despite the relief build up, because it is weak enough. The resulting finite deformation is that of a fault-bend fold. A small difference with the classical FBF model (Suppe, 1983) is that the hinge of the fold is not bisecting the flat-ramp angle. It has a slightly lower dip, precisely because of the weakness of the ramp (Maillot and Leroy, 2003; Maillot and Koyi, 2006), and therefore there is some thickening in the back limb. The backlimb dip is parallel to the ramp. The next three examples combine first a period without softening, up to a shortening  $r_1$ , then a period of softening up to shortening  $r_2$ , and return to no softening for the rest of shortening. This late phase of diffuse deformation and refolding of ramps is a well known feature in the Jura (Buxtorf, 1916; Goguel, 1952). Final cross-sections for each choice of softening function are shown in Fig. 13e, f, g. They reflect the variety of solutions obtained by varying continuously the values in the above ranges (more than 30 runs, not shown here for conciseness). In the hanging wall, layers are more or less deformed and exhibit a mean dip either to the foreland (Fig. 13g), or the hinterland (Fig. 13f). In all cases, a ramp exists, cross-cutting the frontal limb of an early detachment fold. Due to this, the back limb is thickened and steeper than the ramp, as observed in the field. In most examples, a small fold forms downstream of the main structure (Fig. 13c, e, f, g). On the field we have observed some deformation downstream of the main Mont Terri structure (little folds and reverse faults), but they are very poorly developed probably associated with the emplacement of the fold, with a shallow rooting, and not a second full structure rooted in the Triassic beds as it is the case in our SLAMTec results. Adding some erosion on the main structure, would have prolonged its lifetime by reducing the vertical stress, and the small fold would not have formed. In this model, the “Laboratory Main Fault” is, again, interpreted as a minor structure linked to layer parallel shortening phase, so not reproduced in this mechanical model.

#### 3.3.4. Effect of erosion

Finally, we illustrate the impact of erosion by considering two prototypes differing only by their topography (Fig. 14). The first is the same as in Fig. 7b, on which we added again the topography of the “La Caquerelle” anticline. In the second prototype, we applied an arbitrary amount of erosion to the fold and to the sediments of the Ajoie plain. The optimal failure geometries obtained with Optum G2 show that without erosion the ramp occurs as part of a pop-up in the topographic gap between the “La Caquerelle” anticline and the Mont Terri detachment fold and that, with erosion, the ramp occurs under the Mont Terri detachment fold, as proposed in our kinematic model (Fig. 7).

## 4. Discussion

### 4.1. Role of the pre-existing normal fault

The understanding of the Mont-Terri structure is dependent on the role of the pre-existing normal faults during the Miocene folding. In our interpretation, NW- and SE-dipping Oligocene normal faults cut through and interrupt the decollement layer. In addition, these faults represent potential weak planes in the sedimentary material situated above the decollement. We have no field evidence of the existence of these faults, due to the scarcity of the outcrops, and no proof of their Permian origin, but regarding the

northern normal fault of our cross-sections, we are in agreement with Ustaszewski and Schmid (2007) who already suspected that the Mont Terri emplaced on the southern edge of a Permian graben. This study gives a geometrical explanation to this assumption.

In the first and second kinematic models, the normal fault that disrupts the decollement, is reactivated. This behaviour is not mechanically intuitive since upon compression, a fault is created with a low dip. The reactivation of a steep fault, like a normal fault, requires very specific conditions (Brun and Nalpas, 1996; Del Ventisette et al., 2006; Graveleau et al., 2012; Sibson, 2012; Maillot et al., 2007). Our mechanical analysis allows us to conclude that there is a linear dependence between the maximum dip and the maximum friction angle up to which the fault is reactivated upon compression (Fig. 9d). A greater depth of the decollement level, due to a greater offset of it, also eases the reactivation of the normal fault (Fig. 9d). Short-cutting may also occur, depending on the shape of the relief (when  $l_{\text{plateau}}$  is small enough, Fig. 10d, e, g, or after erosion, Fig. 14), and on the frictional properties (Fig. 12). The shape of the nearest relief, parametrized by the dip of the thrust prism,  $\alpha_i$ , also influences the location of the deformation but only for a narrow range of  $l_{\text{plateau}}$  values (Fig. 10f, g.)

Such conclusions could not have been drawn with a solely kinematic approach because it does not account for the roles of topography and friction parameters. Only mechanical or analogue modelling can grasp these aspects. For example, Letouzey et al. (1990); Sassi et al. (1993) draw general conditions for fault reactivation based on mechanical analyses, and case studies. Reactivation followed by the formation of shortcuts is also a common feature. McClay and Buchanan (1992) show how footwall shortcuts occur on curved normal faults due to overlap of syn-rift sediments during compression. We add here that footwall shortcut may occur on a planar fault due to the relief build up during reactivation, or due to an upward increase of the friction angle on the fault plane. The consequence of an interruption of the decollement layer on thrusting sequences in the Jura has been analysed with kinematic modelling (Martin and Mercier, 1996). It often corresponds to the location of a new ramp. In any case, no general conclusion can be applied directly to a specific geologic structure. Dedicated studies must be conducted in each case to determine which of the above possible consequences of a pre-existing fault may be important.

One can remark that the formation of the Mont Terri fold in the model 3 does not require reactivation of inherited normal faults, unlike the models 1 and 2. In this model, the normal fault localises the fold by disrupting the decollement, but that is its only role. The lack of field proofs of reactivation makes this model particularly interesting.

### 4.2. From kinematics to mechanical parameters

In the first kinematic model, Freivogel and Huggenberger consider that cross-cutting of a normal fault by a ramp (Freivogel and Huggenberger, 2003) occurs after the abandonment of a first ramp (Figs. 5 and 11). Although we found realistic parameter values compatible with the early formation of the “Laboratory Main Fault” followed by a jump of slip toward the pre-existing normal fault, we could not reproduce the normal fault footwall shortcut. The test of the 2nd kinematic model highlights the role of other parameters. Indeed, when the normal fault is totally reactivated, and has accumulated enough slip that the relief blocks the top part, a shortcut propagates through the normal fault (Fig. 12,  $\phi_{nf} = 16^\circ$ ). This effect of the relief is amplified by the softening that results from smearing of the decollement material at the base of the fault (Fig. 12,  $\phi_{nf}$  variable). In the 3rd kinematic model, the offset of the detachment level caused by the normal fault localizes the

compressive deformation but the normal fault is not reactivated. With SLAMTec we have produced a mechanically possible scenario in which a period of detachment folding is followed by a period of ramp folding and creates an anticline structure with a steep backlimb (Fig. 13e, f, g), in agreement with geological data (Fig. 3d). Finally, the 4th test recalls that the exact shape of the ground surface controls partly the distribution of normal forces on the faults, and has a major influence on their activity (Fig. 14).

Overall, we are able to mechanically support the kinematic models 2 and 3. The kinematic model 1 is rejected because of incompatible friction values between the two steps of evolution. However, assuming that the normal fault is not a weak plane and that the “Laboratory Main Fault” is not softening, one could transfer the deformation from the “Laboratory Main Fault” to a ramp further ahead, but one could not localise further slip on that same ramp. This behaviour of distributed deformation in a non-softening material was illustrated using SLAMTec and does not lead to a fault related fold but rather, to a pure detachment fold (Fig. 13c). This means that kinematic scenarios 2 and 3 are compatible with the requirements of mechanical equilibrium and of the limited rock strength (Coulomb). Model 2 implies a weak normal fault (below 16°, or with a very weak bottom part), and model 3 an intermediate friction (about 20°), with an additional hypothesis on unloading by erosion. The above values are not general: they would change if we repeated the analyses using a lower value of  $\phi_D$ , for example, or different topographies. However, we would still observe thresholds in the changes in geometries with respect to the mechanical parameters.

It is useful to appeal to the static approach of limit analysis to evaluate the precision of our numerical results. In our tests of the kinematic models with Optum G2, the relative differences between the upper and lower bounds were mostly less than 1%, and always below 2%, which we consider a proof of the success of the optimisation. The second advantage in using the static approach is that it provides an estimation of a stress field that obeys the boundary conditions, the equilibrium, and the Coulomb criterion (Souloumiac et al., 2009). The stress field may then be linked to zones of damage and fractures as attempted by Lavenu (2013) in a similar context of a single fold, although, again, the stress field is dependent on the largely unknown ground surface shape during folding.

#### 4.3. Towards mechanically balanced cross-sections

The prospect of enriching kinematic analyses with mechanical ingredients is highly attractive. First, because balancing techniques are not sufficient to reconstruct precise cross-sections (Moretti and Callot, 2012), from always incomplete data, and second because they make no link to force balance and rock failure, which are very useful aspects of structural interpretations (Groshong et al., 2012). The goal is to develop more precise structural interpretations, and the means to do this involve new methods that account for uncertainties on the data, on the boundary conditions, and on the rheology (Woodward, 2012). The introduction of mechanical concepts and methods in the restoration of cross-sections is a possible strategy, demonstrated with elastic rheology by Resor and Pollard (2012) and Lovely et al. (2012). However, these authors conclude that mechanics should be best used as a forward simulation tool.

The full forward simulation of a fold such as the Mont Terri anticline remains today a challenge for numerical methods. Numerical simulations still need comparison and validation with simple physical analogues (Buiter et al., 2006; Schreurs et al., 2006; Hardy et al., 2009; Egholm et al., 2007; Cubas et al., 2013b). Furthermore, the uncertainty on the values of the rheological parameters and on the shape of the relief are such that it seems that

any reasonable kinematic model drawn by an experienced geologist could be justified mechanically. On the other hand we observe that small variations in the mechanical parameters or in the topography around specific values lead to large variations in the optimal failure geometries. Therefore, a systematic exploration of the solutions for all realistic values of the parameters must be conducted, and the fit between each solution and the available data, or a proposed cross-section, should be measured automatically according to a misfit function. Then, application of inverse problem theory (Tarantola, 2005) would yield compatible parametric ranges of values and determine the best possible simulation (Maillot et al., 2007; Cubas et al., 2013b). In this respect, limit analysis has the advantage of requiring less parameters than FE, or DEM techniques, and only parameters that are directly in line with the structural geologists' approach: friction angles and cohesions. For example, Cubas et al. (2013a); Mary et al. (2013b) interpreted surface variations of topography as resulting from variations of the decollement friction angle, and Mary et al. (2013b) showed how frontal accretion is accommodated within the wedge to maintain its critical surface slope. However, it is not yet possible to perform full simulations of each kinematic scenario proposed here, because SLAMTec does not yet account for heterogeneous materials and heterogeneous faults, while Optum G2 does not follow the evolution of deformation. The more general FE or DEM techniques could potentially do this, but due to their heavy numerical procedures and numerous parameters, inversion is not yet possible because it requires to perform thousands to millions of simulations.

## 5. Conclusion

Overall, the kinematic approach of limit analysis, implemented in SLAMTec and Optum G2, allows the structural geologist to test whether his structural interpretations verify mechanical equilibrium and the maximum rock strength. This study is one of the first attempts at such “mechanical balancing” of a geological structure using the limit analysis theory. We considered the kinematics and cross-section of the Mont Terri anticline proposed by Freivogel and Huggenberger (2003), and we constructed two other interpretations, respectively based on a forced fault-propagation fold, and a detachment fold subsequently cut and transported by a ramp. The mechanical study allowed us to evaluate important kinematic assumptions and to associate to each of them compatible values of the mechanical parameters. It also confirmed the importance of the topographic shape in controlling fault location and activity, and therefore the necessity to include surface transport in the mechanical simulations. Perhaps the greatest lesson from the present analysis concerns the intuition and the imagination of the geologist when drawing a cross-section: the mechanical solutions help him to imagine, challenge, improve, his geometric interpretations by accounting for the effects of the topography and of the frictional resistance of the faults or, in other words, to account for the material weight and finite strength when designing a cross-section. This is a step towards the application of inverse problem theory to analyse structural data. Although complete application of inverse problem theory is still out of reach, mainly because of the limitations of the numerical tools, its conceptual framework (data uncertainty, calculation of data by numerical simulations, misfit between observed and calculated data) offers a new and fertile look at the interpretation of structural data.

We used here the kinematic approach of limit analysis to obtain failure geometries. Application of the static approach allowed us to check the precision of our results by comparing upper (kinematic) and lower (static) bounds of the tectonic forces. The static approach also determines a stress field at equilibrium and obeying the failure criterion. This is a very important quantity to build a link to small

scale rock deformation (microstructures) and to transport properties in a compressive structural setting (Lavenu, 2013).

This 2D study of the Mont Terri anticline, must now be extended to a 3D study. Indeed, the Mont Terri anticline is a complex structure, with oblique branches (Fig. 1), whose emplacement has been influenced by inherited faults. A series of geological cross-sections spanning the lateral structures is needed to understand its particular geometry and a full 3D mechanical modeling is certainly desirable, along the pioneering lines of Souloumiac (2009).

## Acknowledgements

We are grateful to swisstopo for financial support to the Master's project of Typhaine Caër who is benefiting from a PhD scholarship of the University of Cergy-Pontoise. A license for OptumG2 was granted to us by the geotechnical software company Optum CE. We thank Fabrizio Storti and an anonymous reviewer for their helpful reviews.

## References

- Affolter, T., Gratiér, J.-P., 2004. Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt: the Jura case. *J. Geophys. Res.* 109, B03404.
- Bailly, C., Chauve, P., Martin, J., 1985. Carte géologique de la France à 1/5000: Delle (feuille 475).
- Becker, A., 1989. Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. *Geol. Rundsch.* 78 (2), 459–475.
- Becker, A., 2000. The Jura Mountains – an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics* 321, 381–406.
- Bergerat, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. Ph.D. thesis. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Brun, J., Gutscher, M.-A., DEKORP-ECORS teams, 1992. Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary. *Tectonophysics* 208, 139–147.
- Brun, J.-P., Nalpas, T., 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics* 15 (3), 677–687. URL: <http://dx.doi.org/10.1029/95TC03853>.
- Buiter, S., Babeyko, A.Y., Ellis, S., Gerya, T.V., Kaus, B.J., Kellner, A., Schreurs, G., Yamada, Y., 2006. The Numerical Sandbox: Comparison of Model Results for a Shortening and an Extension Experiment, vol. 253. The Geological Society of London Special Publication, pp. 29–64.
- Buxtorf, A., 1916. Prognosen und befunde beim Hauenstembasis und Grenchenbergstunnel und die Bedeutung der letzten für die geologie des Jura-gebirges. *Verh. Naturforsch. Ges.* 27, 184–205.
- Cubas, N., Avouac, J.-P., Leroy, Y.M., Souloumiac, P., 2013a. Spatial variations of Megathrust frictional properties in the 2010 Maule Earthquake area. *Earth Planet. Sci. Lett.* 381, 92–103.
- Cubas, N., Barnes, C., Maillot, B., 2013b. Inverse method applied to a sand wedge: estimation of friction parameters and uncertainty analysis. *J. Struct. Geol.* 55, 101–113.
- Cubas, N., Leroy, Y., Maillot, B., 2008. Prediction of thrusting sequences in accretionary wedges. *J. Geophys. Res.* 113, 1–21.
- Davis, D.M., Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 67–88.
- Del Ventisette, C., Montanari, D., Sani, F., Bonini, M., 2006. Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. *J. Struct. Geol.* 28, 2067–2083.
- Diebold, P., Laubscher, H., Schneider, A., Tschopp, R., 1963. *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000. Blatt 1085, St-Ursanne.*
- Egholm, D., Sandiford, M., Rønø Clausen, O., Nielsen, S., 2007. A new strategy for discrete element numerical models: 2. Sandbox applications. *J. Geophys. Res.* 112, B05204.
- Freivogel, M., Huggenberger, P., 2003. Modellierung bilanzierter Profile im Gebiet Mont Terri – La Croix (Kanton Jura). *Rapports de l'OFEG. In: Heitzmann, Série Géologie P., Tripet, J.-P. (Eds.), Mont Terri Project-geology, Palaeohydrology and Stress Field of the Mont Terri Region.* 4.
- Giamboni, M., Ustaszewski, K., Schmid, S., Schumacher, M., Wetzel, A., 2004. Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). *Int. J. Earth Sci.* 94, 207–223.
- Goguel, J., 1952. *Traité de tectonique.* Masson, Paris.
- Gravelleau, F., Malavieille, J., Dominguez, S., 2012. Experimental model of orogenic wedges: a review. *Tectonophysics* 538, 1–66.
- Groshong, R., Withjack, M., Schlische, R., Hidayah, T., 2012. Bed length does not remain constant during deformation: recognition and why it matters. *J. Struct. Geol.* 41, 86–97.
- Hardy, S., McClay, K., Munoz, J., 2009. Deformation and fault activity in space and time in high-resolution numerical models of doubly vergent thrust wedges. *Mar. Petrol. Geol.* 26, 232–248.
- Homberg, C., 1997. *Analyse des déformations cassantes dans le Jura et modélisation numérique des perturbations des contraintes tectoniques autour d'accidents majeurs.* Ph.D. thesis. Université Pierre et Marie Curie.
- Jaeggi, D., Müller, P., Nussbaum, C., 2012. Report about the Drilling Activities and the Geology/Hydrogeology Encountered at Borehole BDS-5, 05. Tech. rep., Mont Terri Project.
- Krabbenhøft, K., Damkilde, L., 2003. A general non-linear optimization algorithm for lower bound limit analysis. *Int. J. Numer. Methods Eng.* 56 (2), 165–184.
- Krabbenhøft, K., Lyamin, A., Hjiij, M., Sloan, S., 2005. A new discontinuous upper bound limit analysis formulation. *Int. J. Numer. Methods Eng.* 63 (7), 1069–1088.
- Krabbenhøft, K., Lyamin, A.V., 2014. Optum G2. Optum Computational Engineering, [www.optumce.com](http://www.optumce.com).
- Laubscher, H., 1986. The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geol. Rundsch.* 75 (3), 535–553.
- Laubscher, H., 2001. Plate interactions at the southern end of the Rhine graben. *Tectonophysics* 343 (1), 1–19.
- Lavenu, A., 2013. Relations entre motif de fracturation et géodynamique dans les roches carbonatées. Importance du faciès de dépôt, de la diagenèse et des propriétés mécaniques de la roche. Ph.D. thesis. Université d'Aix-Marseille, France.
- Letouzey, J., Werner, P., Marty, A., 1990. Fault reactivation and structural inversion. Backarc and intraplate compressive deformations. Example of the eastern Sunda shelf, Indonesia. *Tectonophysics* 183, 341–362.
- Lindsay, N., Murphy, F., Walsh, J., Watterson, J., 1993. Outcrop studies of shale smear on fault surfaces. *Int. Assoc. Sedimentol. Special Publ.* 15, 113–123.
- Lovely, P., Flodin, E., Guzowski, C., Maerten, F., Pollard, D., 2012. Pitfalls among the promises of mechanics-based restoration: addressing implications of unphysical boundary conditions. *J. Struct. Geol.* 41, 47–63.
- Lyamin, A., Sloan, S., Krabbenhøft, K., Hjiij, M., 2005. Lower bound limit analysis with adaptive remeshing. *Int. J. Numer. Methods Eng.* 63 (14), 1961–1974.
- Madritsch, H., 2008. *Structural Evolution and Neotectonics of the Rhine-Bresse Transfer Zone.* Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel. Ph.D. thesis.
- Maillot, B., Barnes, C., Mengus, J., Daniel, J., 2007. Constraints on friction coefficients by an inverse analysis of sand box thrust dips. *J. Struct. Geol.* 29 (1), 117–128.
- Maillot, B., Koyi, H., 2006. Thrust dip and thrust refraction in fault-bend folds: analogue models and theoretical predictions. *J. Struct. Geol.* 28 (1), 36–49.
- Maillot, B., Leroy, Y., 2003. Optimal dip based on dissipation of back thrusts and hinges in fold-and-thrust belts. *J. Geophys. Res.* 108 (B6), 2320.
- Maillot, B., Leroy, Y., 2006. Kink-fold onset and development based on the maximum strength theorem. *J. Mech. Phys. Solids* 54 (10), 2030–2059.
- Martin, J., Mercier, E., 1996. Héritage distensif et structuration chevauchante dans une chaîne de couverture: apport de l'équilibrage par modélisation géométrique dans le Jura nord-occidental. *Bull. Soc. géol. Fr.* n1 101–110.
- Mary, B., 2012. Au delà du prisme critique de Coulomb par l'analyse limite séquentielle et contributions expérimentales. Université de Cergy-Pontoise, France. Doctoral thesis.
- Mary, B., Maillot, B., Leroy, Y., 2013a. Deterministic chaos in frictional wedges revealed by convergence analysis. *Int. J. Numer. Anal. Method Geomech.* 37 (17).
- Mary, B., Maillot, B., Y.M., L., 2013b. Predicting orogenic wedge styles as a function of analogue erosion law and material softening. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 14.
- McClay, K., Buchanan, P., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. In: *Thrust Tectonics.* Springer, pp. 93–104.
- Moretti, L., Callot, J., 2012. Area, length and thickness conservation: dogma or reality? *J. Struct. Geol.* 41, 64–75.
- Nussbaum, C., Bossart, P., Amann, F., Aubourg, C., 2011. Analysis of tectonic structures and excavation induced fractures in the opalinus clay, Mont Terri underground rock laboratory (Switzerland). *Swiss J. Geosci.* 104, 187–210.
- Philippe, Y., 1995. Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées: géométrie, conditions de formation et pièges structuraux associés. Université de Savoie. Ph.D. thesis.
- Resor, P., Pollard, D., 2012. Reverse drag revisited: why footwall deformation may be the key to inferring listric fault geometry. *J. Struct. Geol.* 41, 98–109.
- Salençon, J., 2002. *De l'élasto-plasticité au calcul à la rupture.* Editions Ecole Polytechnique.
- Sassi, W., Colletta, B., Balé, P., Paquereau, T., 1993. Modelling of structural complexity in sedimentary basins: the role of pre-existing faults in thrust tectonics. *Tectonophysics* 226, 97–112.
- Schreurs, C., Buiter, S., Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A., Daniel, J.-M., Hoth, S., Koyi, H., Kukowski, N., Lohrmann, J., Ravaglia, A., Schlische, R., Withjack, M.O., Yamada, Y., Cavozi, C., Delventisette, C., Elder Brady, J., Hoffmann-Rothe, A., Mengus, J., Montanari, D., Nilforoushan, F., 2006. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. In: Buiter, S. (Ed.), *Analogue and Numerical Modelling of Crustal Scale Processes.* In: Schreurs, G. (Ed.), The Geological Society of London Special Publication, vol. 253, pp. 1–27.
- Sibson, R.H., 2012. Reverse fault rupturing: competition between non-optimal and optimal fault orientations. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 367 (1), 39–50. URL: <http://sp.lyellcollection.org/content/367/1/39.abstract>.
- Sommaruga, A., 1997. *Geology of the Central Jura and the Molasse Basin: New Insight into an Evaporite-based Foreland Fold-and-thrust Belt.* Université de Neuchâtel, Institut de Géologie. Ph.D. thesis.
- Sommaruga, A., 1999. Décollement tectonic in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Mar. Petrol. Geol.* 16, 111–134.
- Souloumiac, P., 2009. *Mécanismes 3D de ruine en géologie structurale : approches numérique et analogique.* Ecole Centrale Paris. Ph.D. thesis.

- Souloumiac, P., Krabbenhøft, K., Leroy, Y., Maillot, B., 2010. Failure in accretionary wedges with the maximum strength theorem: numerical algorithm and 2D validation. *Comput. Geosci.* 14 (4), 793–811.
- Souloumiac, P., Leroy, Y.-M., Krabbenhøft, K., Maillot, B., 2009. Predicting stress in fault-bend fold by optimization. *J. Geophys. Res.* 114, B09404.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.* 283, 684–721.
- Tarantola, A., 2005. *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia.
- Thury, M., Bossart, P., 1999. The Mont Terri rock laboratory, a new international research project in a mesozoic shale formation, in Switzerland. *Eng. Geol.* 52, 347–359.
- Turcotte, D., Schubert, G., 1982. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*. John Wiley, New York, p. 450.
- Ustaszewski, K., Schmid, S., 2007. Latest pliocene to recent thick-skinned tectonic at the Upper Rhine Graben – Jura Mountains junction. *Swiss J. Geosci.* 100, 293–312.
- Ustaszewski, K., Schumacher, M.E., Schmidt, S., 2005. Simultaneous normal faulting and extensional flexuring during rifting: an example from the southernmost Upper Rhine Graben. *Int. J. Earth Sci.* 94, 680–696.
- Welbon, A., 1988. The influence of intrabasinal faults on the development of a linked thrust system. *Geol. Rundsch.* 77 (1), 11–24.
- Woodward, N., 2012. Evaluation, analysis and prediction of geologic structures. *J. Struct. Geol.* 41, 76–85.
- Yang, W.H., 1993. Large deformation of structures by sequential limit analysis. *Int. J. Solids Struct.* 30 (7), 1001–1013. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002076839390023Z>.

## POINTS CLÉS DU CHAPITRE 2

---

- Nous proposons **deux nouvelles hypothèses de coupes** pour la structure du Mont Terri, qui diffèrent quant au **processus** responsable du **fort pendage du flanc arrière** :  
*Scénario 1 (Freivogel et Huggenberger, 2003)* : Activation d'une rampe puis abandon après 10 m de glissement pour former une autre rampe en aval, recoupant une faille normale héritée. **Scénario 2** : Réactivation totale puis partielle d'une faille normale avec développement d'une rampe à travers la couverture sédimentaire, associée à la mise en place d'un pli de propagation. **Scénario 3** : Déformation précoce de type pli de décollement puis mise en place d'une rampe recoupant ce pli et transportant la structure jusqu'en surface. Ces trois scénarios considèrent la présence de failles **normales héritées**.
- **Le calcul à la rupture** est utilisé ici premièrement à travers une étude paramétrique visant à étudier les conditions de réactivation en compression d'une faille héritée. Dans un second temps nous testons la faisabilité mécanique de certains points précis des scénario cinématiques proposés.
- **Résultats de l'étude paramétrique (Optum G2)** : Une faible friction sur la faille ainsi qu'un faible pendage, favorisent sa réactivation. Par ailleurs, une faille héritée peut **attirer la déformation**, sans pour autant être réactivée.
- **Test du scénario 1** : Nous montrons qu'il n'est pas possible d'abandonner la rampe au bout de 10 m sans réactiver la faille normale héritée placée en amont.
- **Test du scénario 2** : La réactivation totale de la faille normale dans une première étape, s'explique par une faible friction sur cette faille. L'abandon, dans un second temps, de sa partie sommitale, à la faveur du développement d'une rampe traversant la couverture sédimentaire, s'explique mécaniquement par la création de topographie liée à la première étape. Cela est également amplifié par la friction différentielle le long de la faille normale, imposée par les différences de rhéologies.
- **Test du scénario 3** : Le recoupement d'un pli de décollement par une rampe est mécaniquement possible, mais dépend de la quantité d'érosion ayant affecté ce pli de décollement. Par ailleurs nous utilisons SLAMTec pour modéliser la succession de deux modes de plissement. Les résultats montrent que la succession d'un pli de décollement (pas d'adoucissement sur les rampes) et d'un pli de rampe (avec adoucissement sur les rampes) génère des structures dont le flanc arrière est très raide voir légèrement inversé.

## CHAPITRE 3

### **Propagation de la déformation sur un niveau de décollement approfondi : une étude numérique et expérimentale. (Article en préparation)**

Les hypothèses de coupes proposées pour la structure du Mont Terri au chapitre précédent ont en commun le fait de considérer un niveau de décollement décalé par des failles normales héritées. L'une d'entre-elles, située sous la structure du Mont Terri, force la localisation du pli. Les orientations variées des autres structures de la zone renforcent l'idée que l'héritage tectonique a contrôlé la mise en place des structures lors de l'épisode compressif mio-pliocène. Cet héritage extensif permien et/ou oligocène, selon les failles, a décalé le niveau de décollement triasique, formant ainsi ce que l'on appellera ici des "marches". On pourra alors distinguer les marches "montantes" formées par des failles à pendage SE, des marches "descendantes" formées par des failles normales à pendage NW. Dans le cas de l'anticlinal du Mont Terri, la marche stoppe la propagation du front de déformation. Cependant, si on considère que d'autres marches existent plus au Sud, on peut alors se demander comment la déformation a pu passer au-delà de ces marches pour venir former la structure du Mont Terri. Dans ce chapitre nous proposons de prendre du recul par rapport à la thématique du Mont Terri afin d'étudier la question générale de l'influence de l'héritage tectonique sur le développement d'une déformation compressive. Nous nous focaliserons ici sur le cas d'une marche descendante. L'étude est premièrement menée numériquement par modélisations mécaniques avec le logiciel Optum G2, puis les résultats seront confrontés à des expériences en boîte à sable. Enfin, ces dernières nous permettront également de modéliser l'évolution de notre prototype.



# PROPAGATION OF DEFORMATION ON A DEEPER DÉCOLLEMENT : A NUMERICAL AND EXPERIMENTAL STUDY

---

---

Typhaine Caër<sup>1</sup>, Pauline Souloumiac<sup>1</sup>, Bertrand Maillot<sup>1</sup>, Pascale Leturmy<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Université de Cergy-Pontoise, Département Géosciences et Environnement, 95000 Cergy-Pontoise, France

## *Abstract.*

A downward offset of the décollement level represents a disruption in the continuity of the décollement. It is commonly accepted that such a situation systematically generates an abandonment of the current décollement level. Using the limit analysis theory, we demonstrate that for a given set of physical parameters, a deepened portion of a décollement can be reactivated depending on the height of the offset and on the topography above it. By sandbox experiments, we illustrate the general behavior in evolution of a deformation that encounters a disruption in the décollement. We show that a step represents a slowdown in the propagation of the deformation front. It acts as a catching point that localizes a ramp until the created topography is sufficient to block the ongoing deformation on this ramp allowing propagation farther along the lowered portion of the décollement level. The resulting tectonic style is composed of a stack of faults separated from the following structures by a plateau. This study was carried out in the framework of the structural and mechanical study of the Jura fold-and-thrust belt. This fold-and-thrust-belt is an example of a thin-skin belt developed over such a disrupted décollement.

## 3.1 INTRODUCTION

---

---

In fold-and-thrust belts, the topography of the basement can be inferred from seismic profiles or from field observations. A difference of depth of the basis of the sedimentary cover can easily be detected in synclines and possibly reveals basement reliefs. However it is generally not easy to determine their processus of formation. They may have formed before the folding during an extensive tectonic event (Fig. 3.1, a) or after the folding by involvement of the basement in the compressive event (Ménard et Molnar, 1988); (Homborg, 1997) (Fig. 3.1, b). They may also only be "apparent" basement reliefs that corresponds to a doubling of the sedimentary cover during a compressive event (Schori *et al.*, 2015) (Fig. 3.1, c).

Basement reliefs may therefore result from different kinematic stories and a same structure can be interpreted in different ways. In the west of the Jura fold-and-thrust belt, for example, the Oyonnax structure, is located above such a basement relief (Guellec *et al.*, 1990). The triassic décollement is higher to the SE than to the NW of the structure. In a first interpretation, (Guellec *et al.*, 1990) propose that this basement relief is due to normal faults that emplaced before the folding and have delimited horsts and grabens (Fig. 3.2a). This first interpretation implies that the fold located on the NW side of the basement relief has formed by propagation of the deformation beyond

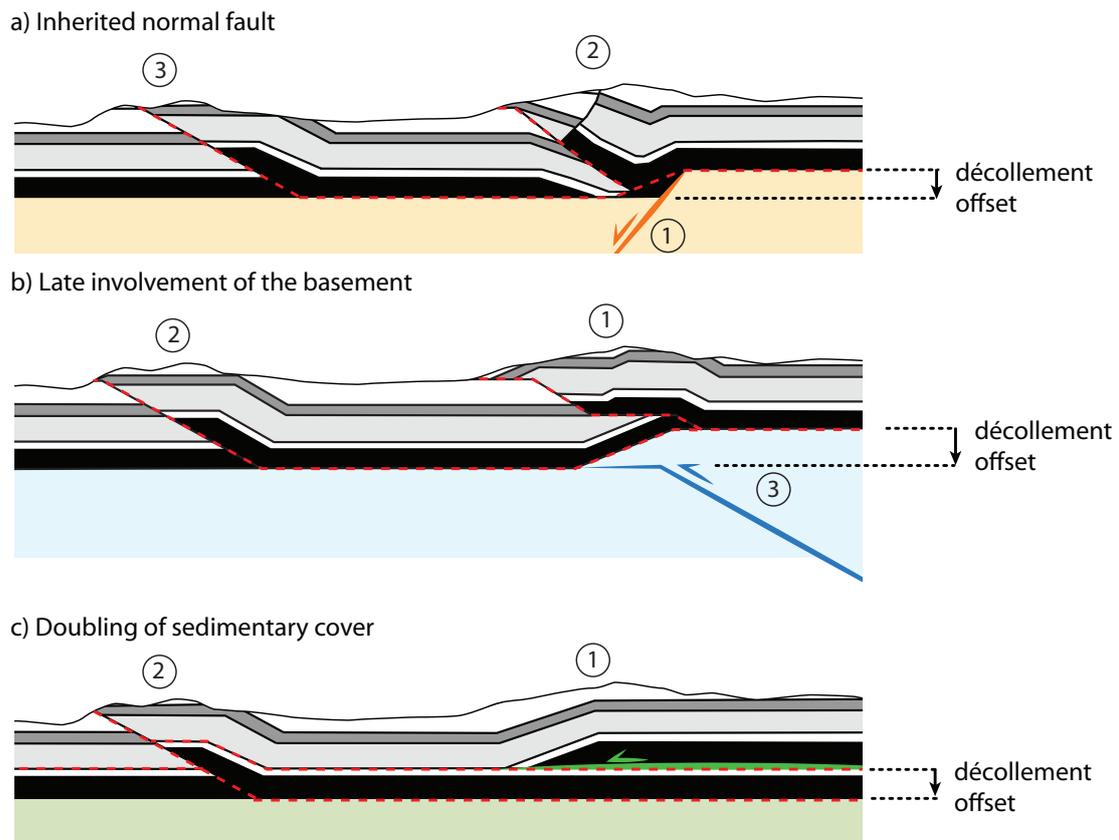


FIGURE 3.1 – Sketch illustrating three different geological explanations to an offset of the décollement level. The offset can be due an inherited normal fault (a), to a late involvement of the basement in the deformation (b) or to a dedoubling of the sedimentary cover (c). In this study we focus on the mechanical feasibility of the first one.

this relief on a deeper part of the décollement, but that is mechanically non-intuitive. They propose an alternative explanation in which the basement relief is due to a basement thrust that has uplifted the folded cover during a late thick-skin tectonic episode (Fig. 3.2 b). This alternative scenario implies to reconsider the regional tectonic style. In the case of the Oyonnax structure, we cannot be sure that the basement was deformed before the compression, but more generally, thin-skin tectonics often have to deal with inherited faults because fold-and-thrust belts often develop in areas that previously underwent extensive tectonics. The Jura fold-and-thrust belt, for example, has formed during Mio-Pliocene times above an area previously fractured by the Oligocene extension. In such situations, normal faults interrupt and deepen the décollement levels, creating basement reliefs that results in "steps" on the décollement. Normal fault dipping toward the hinterland generate "upward steps", while normal fault dipping toward the foreland generate "downward steps". This raises the question of the behavior of the compressive deformation that develops along a non-planar décollement.

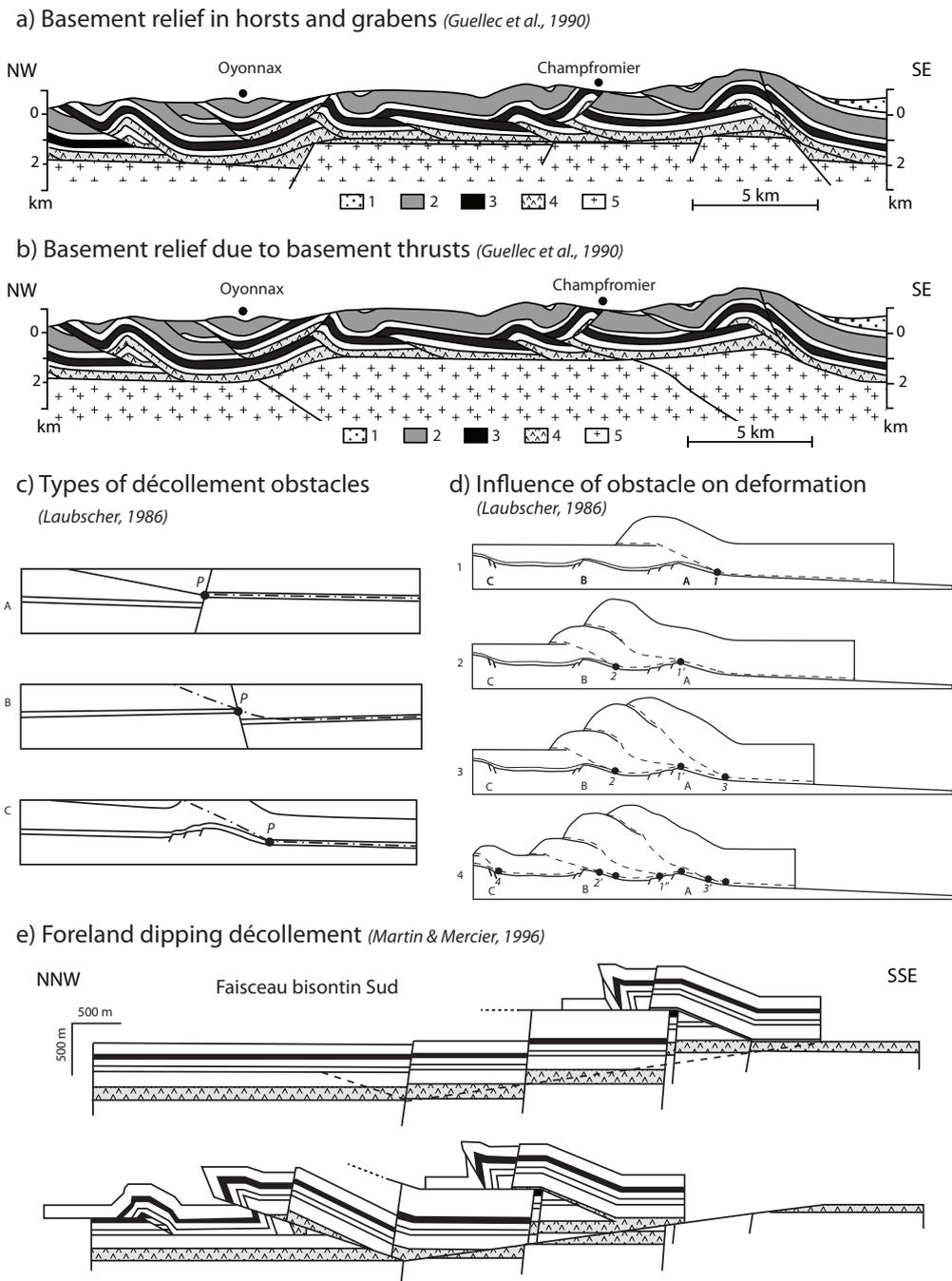


FIGURE 3.2 – Examples of steps in literature. Two different geological interpretations of the basement high below the Oyonnax structure modified after *Guellec et al. (1990)* : the basement high is due to Oligocene normal faults and precede the alpine compression (a), the basement high is due to a late involvement of the basement in the alpine compression (b). 1 : Cénozoïque, 2 : Jurassique supérieur, 3 : Jurassique moyen, 4 : Trias supérieur, 5 : Trias moyen et inférieur et socle. Three basement obstacles that can generate thrust, (*Laubscher, 1986*) (c). Kinematic scenario of the influence of a basement obstacle on the propagation of the deformation after *Laubscher (1986)* (d). *Martin et Mercier (1996)* propose a kinematic model for the establishment of the faisceau bisontin integrating the propagation of the deformation along a décollement deepened by inherited normal faults (e).

Laubscher (1986) discusses this topic using the example of the Mandach structure in the eastern termination of the Jura. He drew three schemes illustrating different obstacles on the décollement level due to basement relief, that can be responsible for the localization of a thrust : a downward step (Fig. 3.2 c,A), an upward step (Fig. 3.2 c,B) and a "pop-up" structure (Fig. 3.2c,C). He then proposed a kinematic model explaining the interaction between these obstacles and the evolution of the deformation (Fig. 3.2d). In this model, a first obstacle generates a thrust that grows and finally reaches a stabilized situation which allows the deformation to propagate to the next obstacle that will play the same role, etc... The obstacles play the role of what he called a "thrust mill". In this kinematic model, the deformation propagates beyond the obstacle by locally using a deepened décollement. That raises the following question : can the deformation propagate downward ?

It is classically admitted that a downward offset of the décollement systematically generates an abandonment of the current décollement level. It is at first glance consistent with Dahlen's critical Coulomb wedge theory (Dahlen, 1984). In this theory, a fold-and-thrust belt is considered as a prism lying on a sliding surface, with a critical condition defined by its topographic slope, its basal slope and the rheology of materials and discontinuities. During compressive deformation, the prism undergoes internal deformation until its topographic slope steepens enough to respect the critical condition. The prism is "supercritical" and passively transported on the décollement. Every additional complexity in the prism, such as décollement steps, variable frictions or preexisting faults in the material, will influence the exact topographic slope required to reach the critical condition of the general prism. In the case of a downward step, the décollement level locally dips toward the foreland, the resulting prism is therefore locally inverted, tapering toward the hinterland. According to Dahlen's theory, such an inverted prism is completely subcritical and a ramp is therefore systematically activated from the disruption of the décollement, stopping the propagation of the deformation along the décollement. It is, however, difficult to imagine that in a fold-and-thrust belt, the propagation of the deformation on the major décollement is completely stopped as soon as the deformation encounters a downward step on this décollement. By going further into Dahlen's theory, we can imagine that the deformation accommodated on the ramp produces relief that could restore the criticality of the prism. Once the criticality is restored, the deformation should propagate beyond the step on the deepened part of the décollement.

Some authors integrate the propagation of the deformation along a deepened décollement to their model but they are quite few. Martin et Mercier (1996), for example proposed a kinematic model for a cross section across the "Faisceau Bisontin", in the western Jura (Fig. 3.2e). In this model the Miocene compression developed over the fractured area of the Bresse graben and the sedimentary cover and the basement are affected by a series of normal faults. During the Miocene compression, a ramp develops above the first encountered normal fault of this series and is subsequently transported by a downward ramp that joins the décollement of both parts of this series of normal faults (Fig. 3.2e). The deformation therefore is considered to propagate locally in depth, but without mechanical arguments. Philippe (1995) studied this problematic with analog modelling in sandboxes and he shows that the propagation of the deformation is blocked by a downward step, forming a ramp that accommodates the shortening during the major part of the experiment. He describes finally a very slight propagation of the deformation beyond this step, at the end of the experiment.

The case of a downward step in the décollement has not been much studied, probably

because it is less frequent than an upward step. Indeed, normal faults preexisting in a fold-and thrust belt area are often linked to a rift subsequently resealed by a convergence and have predominantly have a dip toward the hinterland of the chain. During the formation of the fold-and-thrust belt, these faults represent upward steps in the décollement and does not raise the problem of the propagation in depth of the deformation.

In this paper we give a mechanical point of view on the influence of a downward step on the propagation of the deformation by using the Limit Analysis theory and sandbox experiments. In the first part we define a prototype and realize a numerical parametric study with Limit Analysis and we confront these results to sandbox experiments in the second part, in order to validate the numerical results and to study the problem in evolution.

## 3.2 PARAMETRIC STUDY OF A DISRUPTED DÉCOLLEMENT

---

### 3.2.1 Prototype

The prototype has been chosen in order to represent the problem from a very simplified point of view. The limit analysis has the advantage to reduce considerably the number of physical parameters playing a role, considering only the density and the Coulomb parameters (the friction angle,  $\phi$  and the cohesion,  $c$ ).

We consider a sedimentary bulk in which a décollement level  $d$  with a slope  $\beta$  is disrupted and deepened by a classic  $60^\circ$  dipping normal fault, separating this décollement in two parts,  $d_{\text{upper}}$  and  $d_{\text{lower}}$ . As we have seen in the introduction, Dahlen's theory predicts that during a compressive event, a downward step located below a horizontal topographic relief will localize a ramp. That means that before propagating the deformation on  $d_{\text{lower}}$ , we should consider that a ramp associated to a topographic relief is present near this obstacle. In our prototype we represented it by considering that the topography of the sedimentary bulk is composed by a prism with a slope  $\alpha$  and a plateau and that a  $30^\circ$  dipping ramp  $r$  comes from the upper corner of the step and reaches the surface (Fig. 3.3).

In this study the cohesion is set to zero. The only physical parameter that we consider is the friction angle,  $\phi_B$  for the bulk,  $\phi_D$  for the décollement,  $\phi_R$  for the ramp (Table 3.1).

The length between the topographic break of slope and the upper corner of the step is called  $l$ , the height of the step is called  $h$  and the sedimentary thickness between the plateau and  $d_{\text{upper}}$  of the décollement is called  $t$ .

In the following, we vary  $l$  and  $h$  normalizing their values by  $t$ , in order to define dimensionless parameters :  $l^* = l/t$  and  $h^* = h/t$  For  $l^* > 0$  the step is localized below the topographic prism.  $h^*$  is always positive since in this paper we only focus on downward steps. We first use this prototype with the numerical software Optum G2, realizing different sets of runs that we called "Optum". We focus on the effect of the  $h^*$  and  $l^*$  on the deformation in Optum 1 and Optum 2, on the influence of the preexisting ramp  $r$  in Optum 3 and we briefly study the influence of the slope of the décollement and the one of the topography,  $\alpha$ , in Optum 4, 5 and 6 as well as the influence of another décollement level (3.1).

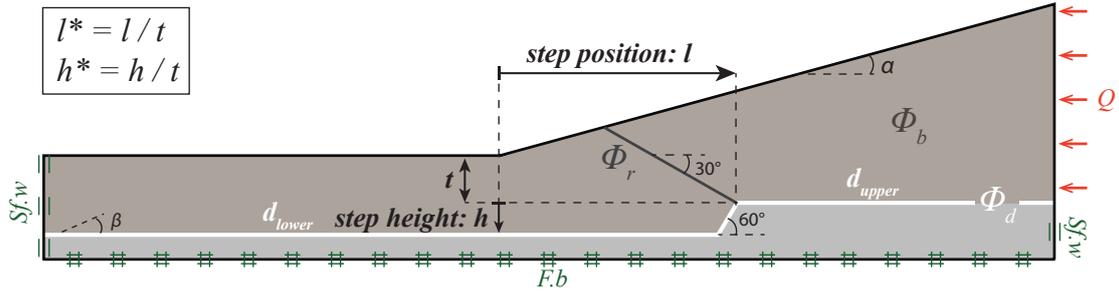


FIGURE 3.3 – Prototype of the parametric analysis : a sedimentary bulk containing a décollement disrupted by a normal fault is submitted to a compressive force,  $Q$ , applied on the right wall from the surface to the depth of the décollement. The topography is composed by a plateau and a slope ( $\alpha$ ).  $l$  describes the length between the topographic break of slope and the upper corner of the step,  $h$  the height of the step and  $t$  the sedimentary thickness between the plateau and the upper part of the décollement.  $l^*$  and  $h^*$  are the dimensionless parameters used in the following of the study.  $\phi_b$  : friction angle in the bulk material;  $\phi_d$  : friction angle on the décollement;  $\phi_r$  : friction angle on the ramp;  $Sf.w$  : semi-fixed wall : only tangential displacement is allowed;  $F.b$  : fixed basis : tangential and normal displacements are precluded. The values of the different parameters are presented in table 3.1. The symbols of boundary conditions are those used in Optum G2 software.

### 3.2.2 Method

The numerical analysis was carried out with the software Optum G2 using the kinematic approach of the Limit Analysis theory. This theory is applicable to every brittle system (Salençon, 2002) and can be used for mechanical modeling in geology as long as we neglect viscosity and elasticity. For a given prototype, the kinematic approach of this theory calculates by optimization the upper bound of the tectonic force  $Q$  and the distribution of the deformation, by accounting for mechanical equilibrium and for the maximum resistance of rocks described by the Coulomb criterion (Souloumiac *et al.*, 2010). The result is given in terms of velocity. In addition, the static approach of limit analysis calculates the lower bound of the tectonic force -i.e. the highest tectonic force for which no break up develops- and shows the distribution of stress corresponding to this force and verifying the boundary conditions and the Coulomb criterion. The result is given in terms of stress fields. Using these two approaches allows to determine precisely the tectonic force and the distribution of deformation associated. We thus mainly used the kinematic approach, but checked regularly that the static approach gives the same force value.

Optum G2 is a mechanical software developed at the University of Newcastle in Australia by the team of Kristian Krabbenhoft and is based on the developments of Krabbenhoft et Damkilde (2003); Krabbenhoft et Lyamin (2014); Krabbenhoft *et al.* (2005); Lyamin *et al.* (2005); Souloumiac *et al.* (2010, 2009). Originally destined to civil engineering studies, it can be used in geology and is now also developed for this apply. Among other mechanical calculation methods, this software allows to use the kinematic and static approach of the Limit Analysis. The result presents the onset of deformation,

Exp.	$\phi_B$	$\phi_D$	$\phi_R$	$\alpha$	$\beta$	$l$	$h$	$t$	$l^*$	$h^*$
	(°)	(°)	(°)	(°)	(°)	(mm)	(mm)	(mm)	-	-
Optum 1	30	5	30	15	-	-	-	-	[-1 , 7]	[0 , 1.4]
Optum 2	30	[5 , 30]	30	15	-	-	-	-	[-1 , 7]	[0 , 1.4]
Optum 3	30	5	[5 , 30]	15	-	-	-	-	[-1 , 7]	[0 , 1.4]
Optum 4	30	5	30	15	-2, 2	-	-	-	4	0.6
Optum 5	30	5	30	6 , 25	-	-	-	-	4	0.6
Optum 6	30	5	30	15	-	-	-	-	4	0.6
Optum 7	43	[18 , 21]	43	15	-	-	-	-	[-1 , 10]	[0 , 0.8]
E357	43.7	19.5±1.5	35.9	15	-	55	2.8	6.2	8.9	0.45
E358	43.7	19.5±1.5	35.9	15	-	20	2.8	6.2	3.25	0.45
E361	43.7	19.5±1.5	35.9	15	-	-100	2.8	6.2	-16.1	0.45

TABLE 3.1 – Parameters

no evolution is considered.

### 3.3 NUMERICAL MECHANICAL RESULTS

#### 3.3.1 Influence of the geometry

We first study the effect of  $h^*$  and  $l^*$  on the failure mechanism that develops. We expect that a low  $h^*$  and a high  $l^*$ , would favor the propagation of the deformation beyond the step, since a more important weight is present over the step. In this first experiment, Optum 1, we ignore the role of the weak plane that represents the preexisting ramp, by considering that  $\phi_R = \phi_B$ . Two main result types can be distinguished : First, the deformation propagates on  $d_{\text{lower}}$  (Figure 3.4, a,b), and secondly, the step stops the propagation of the deformation and a ramp develops on  $d_{\text{upper}}$  and reaches the surface (Figure 3.4, c). In the first case, a part of the deformation is accommodated along a shear plane that connects the upper part of the step and the break of topographic slope (Figure 3.4, a, b). The part of the deformation which is accommodated in that shear plane increases when the situation ( $h ; l$ ) is close to the limit between the two types of results previously described (Fig. 3.4, a, c). In this study we focus on the fact that the deformation propagates or not on  $d_{\text{lower}}$ , so even if a major part of the deformation is accommodated in the shear plane at the top of the step, if some deformation propagates on  $d_{\text{lower}}$ , we consider that we are in case "a" of figure 3.4. The graph on figure 3.4 d presents the limit between the two described types of results, as a function of the additionnall parameters  $h^* = h/t$  and  $l^* = l/t$ .

Since the cohesion is neglected in this study, these dimensionless parameters allow to use this graph to interpret variable geometrical situations. This graph is the result of almost 80 numerical runs. The grey area corresponds to the area of uncertainties due to the discretization of the runs.

The red curve has been calculated by using a polynomial regression on dark grey crosses and represents the most likely position of the limit between the two types of results.

Note that this parametric study has some limits, the first one is  $h=0$  which means that no step exists and the second one is  $l^* < -5,3$  in which the step is theoretically too far to have any influence on the propagation of the deformation.

This graph first shows that it is possible to locally propagate the deformation in depth, on  $d_{\text{lower}}$ . It also shows that it occurs even for very high steps, for example in case "a" of figure 3.4 ( $h = t \Leftrightarrow h^* = 1$ ). Secondly, it is impossible to propagate the deformation on  $d_{\text{lower}}$  beyond a step which is not located below the topographic slope. The higher is the step, the more important must be the relief over it to allow the deformation to propagate on  $d_{\text{lower}}$ . In the previous experiment the friction angle on the décollement,  $\phi_D$ , was fixed to  $5^\circ$ . In a second experiment, Optum 2, we consider different friction values on the décollement. The figure 3.5 presents on a same graph the limits obtained for these different  $\phi_D$  values. We notice that the higher the friction on the décollement, the smaller the range of ( $h^*$ ,  $l^*$ ) values for which the deformation can propagate beyond the step. However, even with  $5^\circ$  of weakening on the décollement ( $\phi_D = 25^\circ$ ), the deformation can propagate beyond little steps located far below the topographic prism.

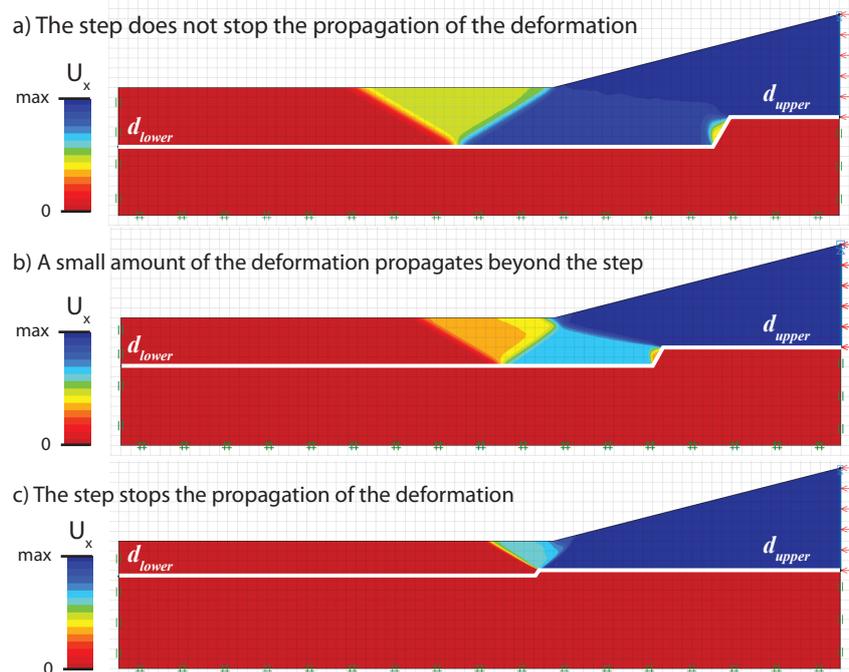
### 3.3.2 Influence of an existing ramp

The previous results have shown the importance of the existence of a topographic relief above the step on the propagation of the deformation beyond it. This relief can be due to sedimentary processes, but most generally it will be formed by inherited structures and it is necessary to associate it to a ramp, which represents a weak plane in the bulk.

In Optum 1 this ramp is ignored by considering  $\phi_R = \phi_B = 30^\circ$ . In Optum 3 we did the same experiment than Optum 1 but for different values of  $\phi_R$  (Fig. 3.6). The results show that the presence of a preexisting ramp disadvantages the propagation of the deformation on  $d_{\text{lower}}$ , proportionally to the friction angle value on this ramp (Fig. 3.6). For  $\phi_R = 5^\circ$ ,  $d_{\text{lower}}$  is activated only for very small steps ( $h^* < 0.6$ ) located far below the relief.

### 3.3.3 Influence of various parameters

By adding a new geometric parameter to our parametric study we increase considerably the number of runs necessary to scan all the situations. To get farther in this work, we thus decided to test different parameters and conclude if it globally favors or refrains the propagation of the deformation on  $d_{\text{lower}}$ . We select a reference case, presented in figure 3.7, a), in which the deformation propagates on  $d_{\text{lower}}$ , but with geometrical parameters closer to the limit presented in figure 3.4 and we vary the slope of the décollement (Optum 4, Fig. 3.7, b), the slope of the topographic prism (Optum 5, Fig. 3.7, c) and finally we modify the prototype by adding a second décollement (Optum 6, Fig. 3.7, d). In Optum 4, we see that a décollement level dipping toward the hinterland will favor the propagation of the deformation beyond the step, while a slope toward the foreland refrains this propagation (Fig. 3.7, b). In Optum 5 we show that increasing the slope of the topographic prism from  $15^\circ$  to  $25^\circ$  does not change the result while decreasing it to  $6^\circ$  refrains the propagation of the deformation on  $d_{\text{lower}}$ .



d) **Optum 1 :**  $\phi_b = 30^\circ$  ;  $\phi_r = 30^\circ$

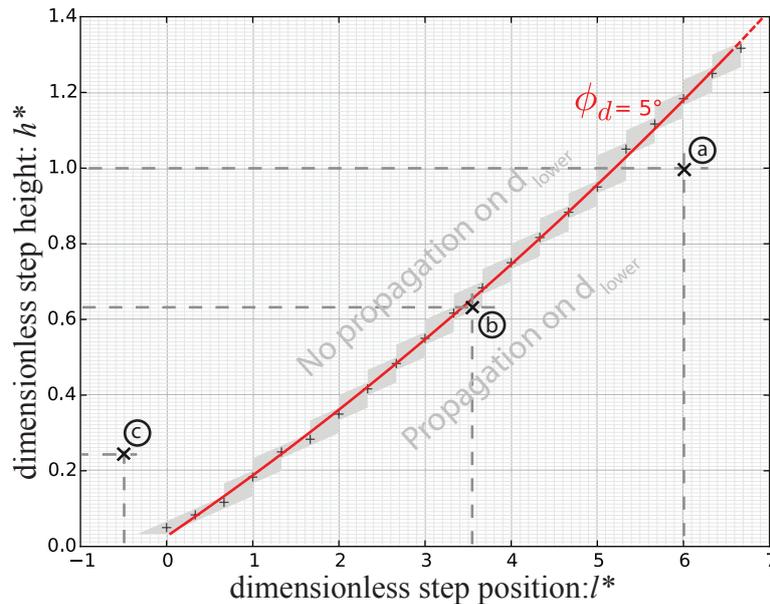


FIGURE 3.4 – Results of the experiment Optum 1 : influence of the geometry. The two main types of results for the onset of the deformation obtained by Optum G2 presented in terms of horizontal component of the velocity field : the deformation propagates beyond the step using the deepened part of the décollement (a), (b), the step stops the propagation of the deformation and a ramp develops and reaches the surface (c). Limit between these two cases according to the dimensionless position of the step  $l^* = l/t$  and the dimensionless height of the step  $h^* = h/t$ , for  $\phi_d = 5^\circ$  (d). The décollement can propagate beyond step, even high, but it requires a relief above the step.

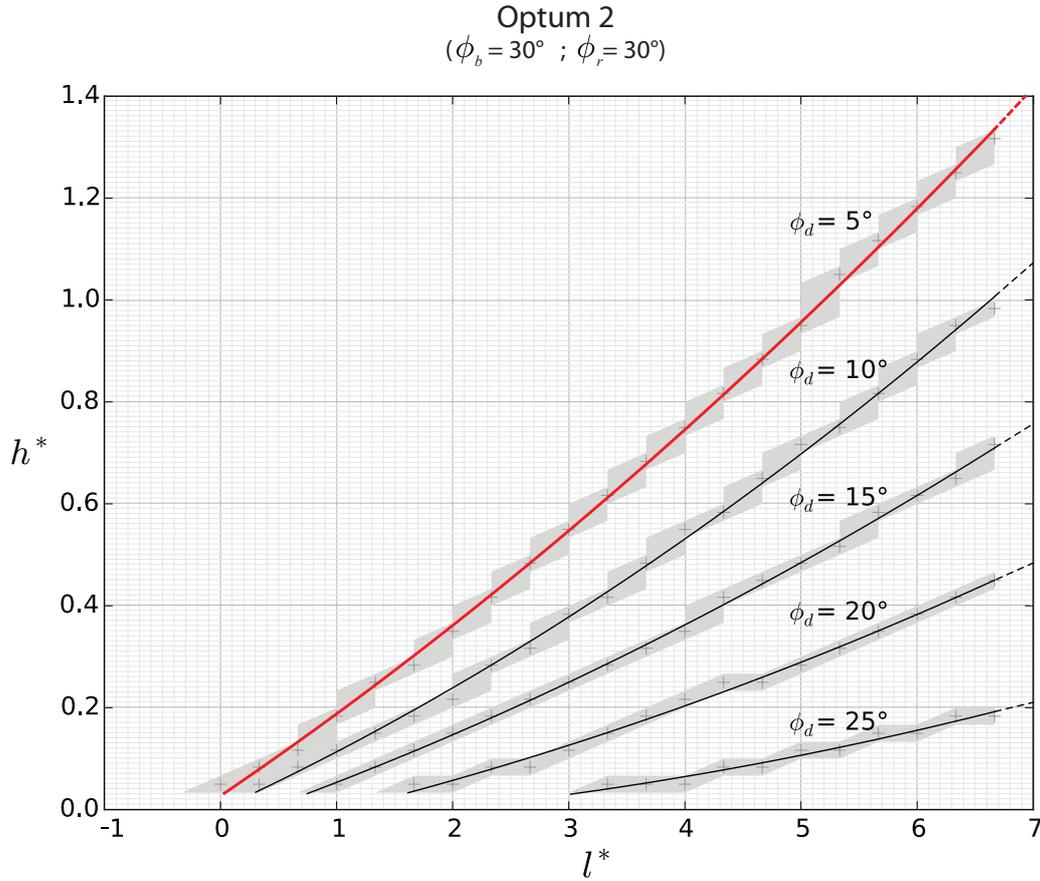


FIGURE 3.5 – Results of the experiment Optum 2 : influence of the décollement friction angle. The previous experiment is repeated for different values of the décollement friction angle. The limit between case (a) and (c) of figure 3.5 is represented on a same graph for each value of  $\phi_d$ . The red bold limit corresponds to the limit obtained in Optum 1 (fig. 3.4). Higher is the friction on the décollement, smaller is the range of ( $l^*$  ;  $h^*$ ) values for which the décollement can propagate beyond the step (figure 3.5).

In Optum 6 we show that if a second décollement  $d'$  is shallower than  $d_{\text{upper}}$  but with the same friction angle of  $5^\circ$ , the deformation will preferentially activate it, refraining therefore the propagation of the deformation on  $d_{\text{lower}}$ . If the friction angle of this second décollement is  $10^\circ$ , the deformation propagates simultaneously on the two décollements. If  $d'$  is located higher than  $d_{\text{lower}}$  but lower than  $d_{\text{upper}}$ , even with  $10^\circ$ , it is preferentially activated refraining therefore the propagation of the deformation on  $d_{\text{lower}}$ . For  $\phi_{d'} > 25^\circ$ ,  $d'$  is not activated, the deformation propagates on  $d_{\text{lower}}$ .

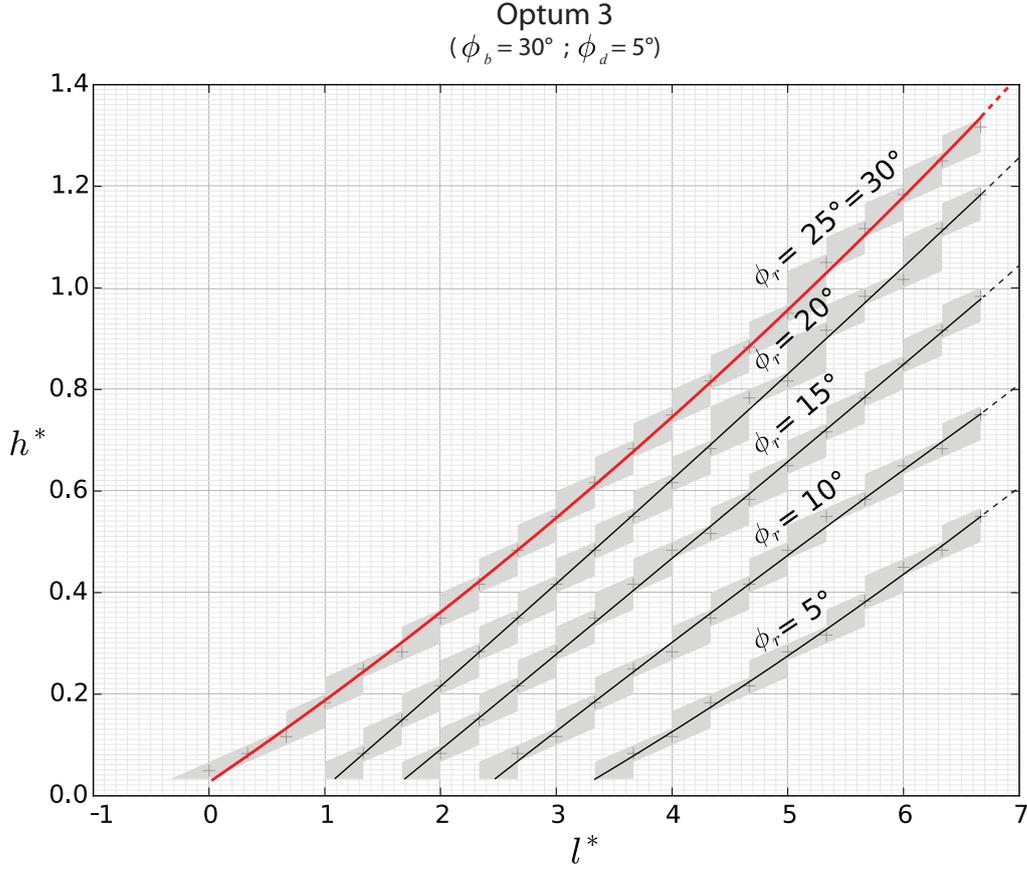


FIGURE 3.6 – Results of the experiment Optum 3 : influence of the preexisting ramp. The experiment Optum 1 is repeated for different values of friction angle on the ramp  $r$  responsible for the  $15^\circ$  topographic slope of our prototype (Fig. 3.3). The red bold limit corresponds to the limit obtained in Optum 1 (Fig. 3.4) and corresponds to a case in which the ramp is mechanically invisible as it has the same friction angle than the material around. Lower is the friction on the ramp, smaller is the range of ( $l^*$  ;  $h^*$ ) values for which the deformation can propagate beyond the décollément step for a fixed  $\phi_D$  value.

## 3.4 CONFRONTATION WITH SANDBOX EXPERIMENTS

---

### 3.4.1 Sandbox prototypes

We then realized a set of two experiments E357-E358, using the same prototype than the one used in Optum G2 (Fig. 3.3) and expected to illustrate the two different types of results (Fig. 3.8 and 3.9). The box used is 40 cm length and 28 cm width. The material of the bulk has been modeled by the sand CV32,  $\phi = 43^\circ$  from ?Maillot2007) and the décollément level by Alkor foil  $\text{\textcircled{R}}$ ,  $\phi = 19.5 \pm 1.5^\circ$ , measured for this experiment. The sand has been distributed in the box with a sand distributor in order to obtain an homogeneous pack. Three black markers composed of the same CV32 sand have been

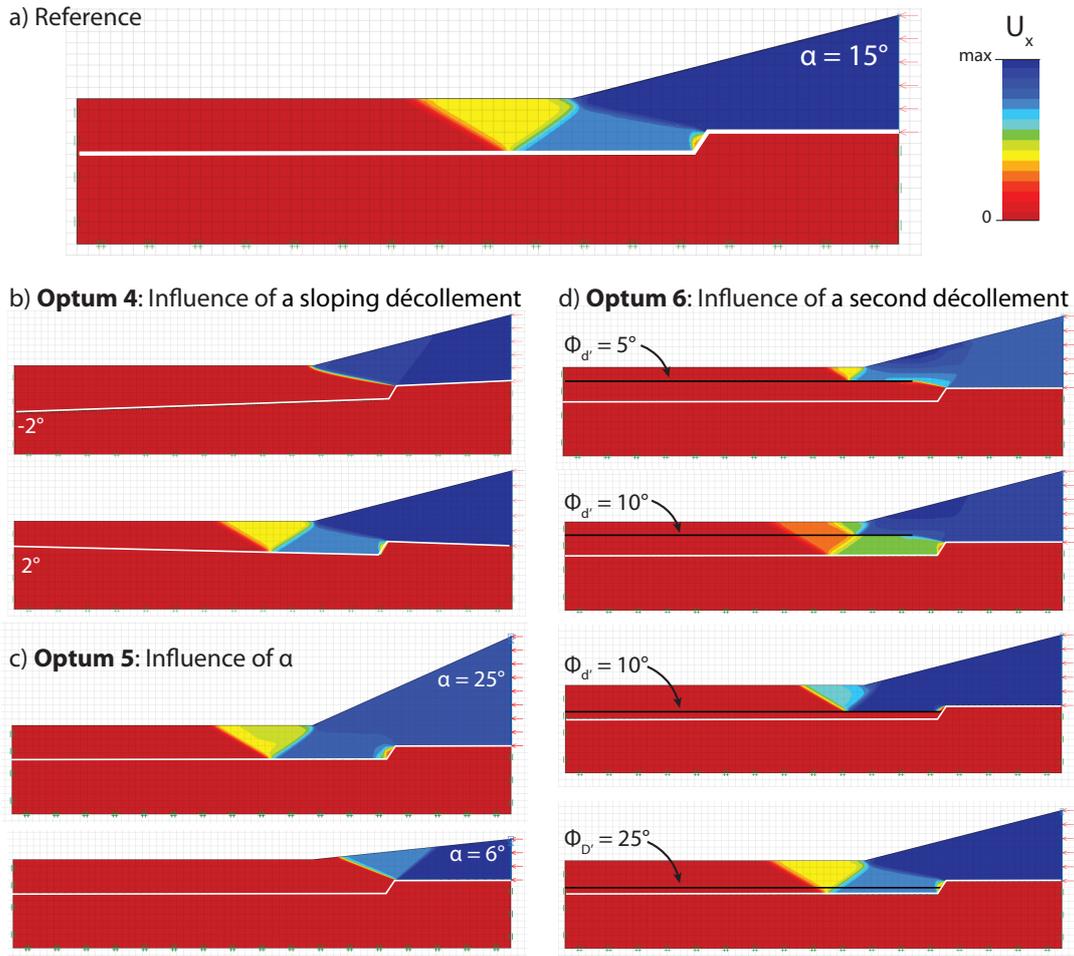


FIGURE 3.7 – Results of the experiment Optum 4, 5 and 6 : influence of the slope of the décollement, the topographic slope  $\alpha$  and the existence of a second décollement level. The results are presented in terms of horizontal component of the velocity field. The parameters are presented in table 3.1. Reference case, (a). A negative slope of the décollement refrains the activation of  $d_{\text{lower}}$  while a positive slope favors this activation, (b). Increasing the slope of the topographic prism from  $15^\circ$  to  $25^\circ$  does not change the result, while decreasing it to  $6^\circ$  refrains the activation of  $d_{\text{lower}}$ , (c). The existence of a second décollement generally refrains the activation of  $d_{\text{lower}}$ , (d).

deposited with a sieve. The base of the model is composed of a paperboard step. The topography is composed of a prism close to the pushing wall and a plateau. The slope of this prism is  $15^\circ$  (Fig. 3.8 and 3.9). We measured the geometrical parameters  $l^*$  and  $h^*$  after the distribution of sand in the box. The values of  $l^*$  and  $h^*$  for E357 and E358 are presented in table 3.1. We subsequently submitted the two prototypes to a compressive action exerted along the backwall by a motor whose velocity is 0.22 mm/s.

### 3.4.2 Sandbox results

In the case of prototype E357 we stop the motor after  $s_f = 1$  cm because we observe that the deformation propagates directly beyond the décollement step (Fig. 3.8). The top view and the three sections presented in (Fig. 3.8 b, c, d, e) show that this result is the same all along the sandbox and is therefore not due to boundary effects (Souloumiac *et al.*, 2012). In the case of prototype E358, the step stops the propagation of the deformation along the décollement and a ramp forms from the upper corner of the step. Contrarily to Optum G2 that only gives the onset of the deformation, sandbox present the advantage to study the evolution of the prototype, we thus let the motor running. We then observe that at  $s_1 = 1,4$  cm, a small amount of deformation is propagated beyond the step, along the deepened part of the décollement (Fig. 3.9b). Between  $s_1$  and  $s_2$ , the first ramp becomes active again and at  $s_2 = 2,3$  cm, it is abandoned and the deformation propagates beyond the step, forming a ramp on the deepened part of the décollement (Fig. 3.9c). A fold finally develops (Fig. 3.9d) and after  $s_f = 6,5$  cm, several ramps have formed on the deepened part of the décollement (Fig. 3.9e, f, g). We can observe on figure 3.9f and g, that the first ramp that developed in this run has been transported beyond the step.

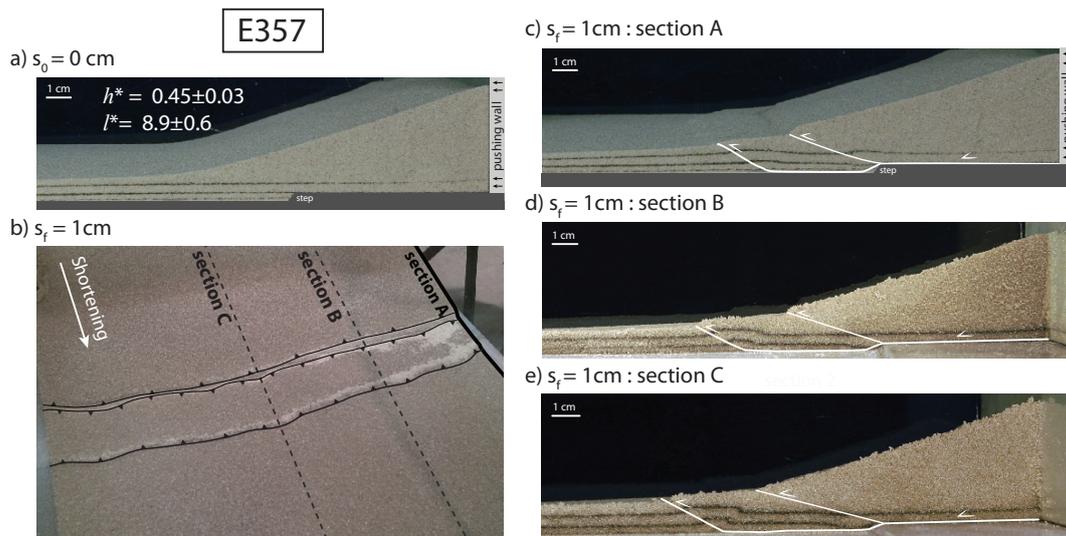


FIGURE 3.8 – Results of sandbox experiment E357. Sandbox prototype imitating the one considered in the study with Optum G2 (Fig. 3.3), (a). The parameters are presented in table 3.1. Oblique view of the deformed prototype after the first increment of deformation corresponding here to a shortening of 1 cm, (b). Three different sections showing that the deformation propagates beyond the step by forming a ramp on the deepened part of the décollement (c)(d)(e). A part of the deformation is accommodated by a ramp formed at the upper corner of the step, in accordance with the results of Optum G2 (Fig. 3.4 b, c). The two ramps formed simultaneously.

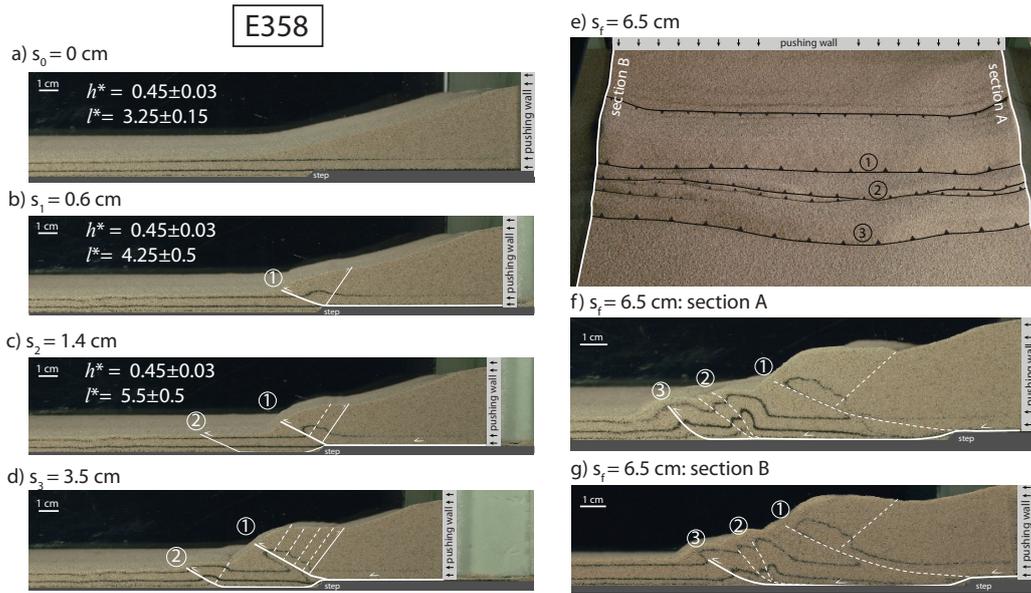


FIGURE 3.9 – Results of sandbox experiment E358. Sandbox prototype imitating the one considered in the study with Optum G2 (Fig. 3.3), initial state,  $s_0 = 0\text{cm}$  (a). The parameters are presented in table 3.1. Results after  $s_1 = 1.4\text{cm}$  (b),  $s_2 = 2.3\text{cm}$ (c) and  $s_3 = 3.5\text{cm}$  (d) of shortening.  $s_1$  (b) the propagation of the deformation is stopped by the step, forming a ramp at the upper corner of the step.  $s_2$  (c) the deformation begins to propagate along the deepened part of the décollement.  $s_2$  to  $s_3$  the deformation returns on the first created ramp.  $s_3$  (d) the second ramp is reactivated and a fold develops. Top view of the deformed prototype after  $s_f = 6.5\text{cm}$ , (e). Sections showing the final stage of the experiment after  $s_f = 6.5\text{cm}$ , (f)(g).

### 3.4.3 Effect of a downward step on the structural style of the thrust sequence

In a last experiment, E361, we move a little back considering a prototype with a step located far away in front of the topographic prism (Fig. 3.10). Pictures of the evolution of the deformation are presented in figure 3.10a, b, c, d, e, f . Each picture of figure 3.10 corresponds to the last increment of deformation accommodated by a structure : for example, picture 1 corresponds to the last increment of sliding on ramp nr. 1. A graph representing the onset of each structure as a function of the shortening is presented in figure 3.10, g. Between the onset of two structures, the deformation does not necessarily stays on the same structure, but can go back to activate structures previously formed. This is not represented on the graph. We observe that structures 1, 2, 3 and 4 form on  $d_{\text{upper}}$  (Fig. 3.10a, b, c, d) and structures 5, 6 and 7 on  $d_{\text{lower}}$  (Fig. 3.10e, f). The amounts of shortening between the onset of structures 1, 2, 3 and 4 and the one between the onset of structures 6 and 7 are similar and approximately equal to 2 cm but in the surroundings of the step, the amounts of shortening between the onsets of structures are higher, 4.2 cm between the onset of structure 4 and 5 and approximately 3.5 cm between structures 5 and 6 (Fig. 3.10g). The step therefore slows the propagation of the deformation on the décollement by generating ramps. This corresponds to the behavior

predicted by Laubscher (1986), who said that the steps play the role of a "thrust mill".

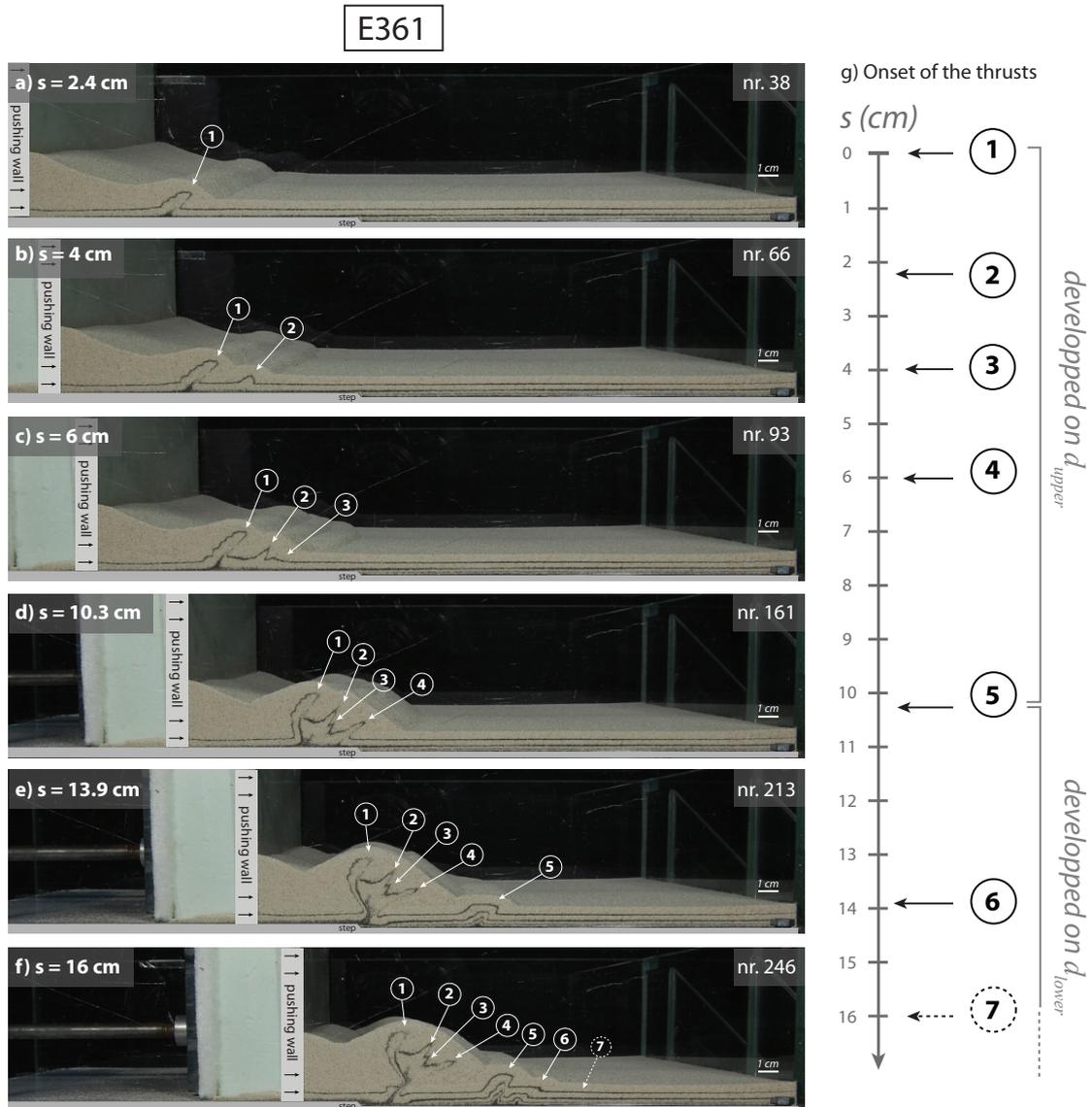


FIGURE 3.10 – Results of sandbox experiment E361. Results after 2.4cm (a), 4cm(b), 6cm (c), 10.3cm (d), 13.9cm (e) and 16cm (f) of shortening. Onset of structures according to the shortening. The amount of shortening accommodated by the system between the development of two structures is higher in the surroundings of the step, meaning that the step slows the propagation of the deformation front.

### 3.4.4 Comparison to numerical results

The limit between the case in which the deformation propagate or not beyond the step has been calculated in Optum G2 for the specific parameters of the sand and the Alkor foil  $\text{\textcircled{R}}$  and is presented in figure 3.11. We then place the initial state ( $l^*$ ;  $h^*$ ) of the three experiments E357, E358 and E361 in this graph. As expected, the onset of experiment E357 is located in the right side of the limit, in the area in which the numerical results predict that the deformation propagates beyond the step and the onset of the experiment E358 is located in the left side of the limit, in the area in which the step stops the propagation of the deformation. We also placed the steps  $s_1$  and  $s_2$  of E358 (Fig. 3.9) in this graph. The height of the step,  $h^*$  does not change during the experiment, so the three stages of E358 are horizontally aligned in the graph, but as the shortening evolves,  $l^*$  increase progressively because the relief grows and moves toward the foreland. The stage  $s_1$  (Fig. 3.9) which corresponds to the exact shortening at which the deformation begins to propagate beyond the step in the sandbox, is located on the limit in the graph of Optum G2 results, validating very well these numerical results.

Two additional experiments have been realized with a décollement level that present 1 mm of thickness, using glace beads instead of Alkor foil  $\text{\textcircled{R}}$ . In E314 the deformation was propagating beyond the step and in E315 it was not. The friction of glace beads is almost the same as the one of Alkor foil  $\text{\textcircled{R}}$ , so we can also place these experiments in the graph and note that they are in accordance with the numerical results (Fig. 3.11). The numerical results remain valid even with the additional complexity considered in these two experiments.

The initial state of E361 is located far beyond the range of parameters presented in the graph of figure 3.11, we therefore only represent the point corresponding to the geometrical situation precisely when the deformation begins to propagate on  $d_{\text{lower}}$  (Fig. 3.10, d; 3.11). It is located in the uncertainty area of the limit between activate or not  $d_{\text{lower}}$ . At the precise shortening at which  $d_{\text{lower}}$  is activated, the system is more complicated than the one considered in the prototype of the numerical modeling because of the presence of numerous ramps and a more complex topography. Despite these complexities, we show that the result still are consistent with the numerical result.

## 3.5 DISCUSSION

---

---

### 3.5.1 Influence of the basement topography on the propagation of the deformation

In this study we used two different methods, a numerical mechanical software, Optum G2 and sandbox experiments. Optum G2 presents the advantage to test a given prototype very quickly. It allowed us to rapidly evaluate the parameters that play the main role in propagating or not the deformation on a deepened décollement and then to realize a detailed parametric study composed of more than 500 runs, resulting in the graphs presented in figures 3.4, 3.5, 3.6 and 3.10 and highlighting the influence of these different parameters on the results. The sandbox then allowed us to first validate the results obtained and second, to extrapolate the study by considering evolution of the prototype.

The first important result of this study and probably the main one, is that it is mechanically possible to propagate the deformation on the deepened part of a décollement

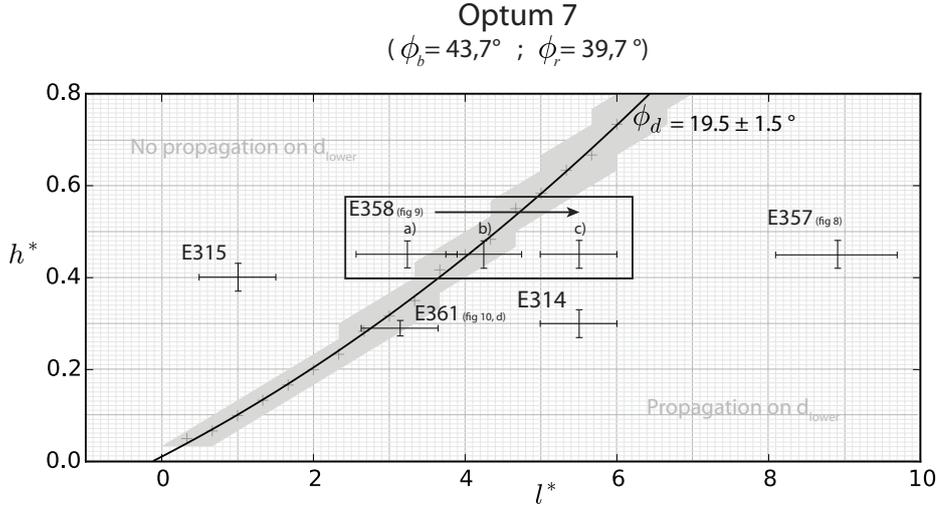


FIGURE 3.11 – Confrontation of sandbox experiment results and numerical results. The graph presents the limit between activate or not  $d_{\text{lower}}$  as a function of  $h^*$  and  $l^*$ , for  $\phi_{\text{sand}} = 43^\circ$  and  $\phi_{\text{Alkorfoil}} = 19.5 \pm 1.5^\circ$ . The sandbox results validate the numerical predictions.

but it requires to certain some conditions. This is controlled by the height of this step, but also by the position and the slope of the topography above the step (Fig. 3.4, 3.7). Indeed, we show that if the topography above the step is completely flat, even a very small step will stop the propagation of the deformation (Fig. 3.4, 3.5, 3.6).

The other main result is that the steps represent catching points that slow the propagation of the deformation front by generating ramps in the aim to create a topography sufficient to propagate the deformation on the deepened part of the décollement (Fig. 3.2). We therefore mechanically explain, what proposed Laubscher (1986). Experiment E361 shows that the amount of shortening accommodated between the formation of two structures is higher in the surroundings of the step (Fig. 3.10 g). When the deformation encountered a step, a ramp forms on the upper part of the décollement,  $d_{\text{upper}}$  and the deformation will not propagate on the lower part,  $d_{\text{lower}}$ , until the topography created is sufficient.

This can require to reactivate previous ramps or even to create out-of-sequence ramps. As soon as the topography becomes sufficient, i.e. both  $l$  and  $\alpha$  are enough, the deformation propagates on  $d_{\text{lower}}$  and begins to form a new ramp rooted on  $d_{\text{lower}}$ . The development of this ramp, increases  $t$  and therefore the geometric conditions  $l^*$  and  $h^*$  drop below the parametric conditions sufficient to activate  $d_{\text{lower}}$ . The deformation returns on  $d_{\text{upper}}$ , increases the topography again and finally returns on  $d_{\text{lower}}$ . We observe this phenomenon in experiment E361, between the creation on structure 5 and structure 6 the shortening if not only accommodated on structure 5 but it is partially accommodated by out-of-sequence thrusts reactivating structures 1, 2 3 or 4 (Fig. 3.10e, g).

The activation of  $d_{\text{lower}}$  depends on the topography, which directly induces that the erosion plays an important role, refraining the activation of  $d_{\text{lower}}$ .

This general behavior is however also influenced by other parameters like the friction

of the décollement (Fig. 3.5) or the one of a preexisting ramp (Fig. 3.6). Indeed, a low friction on a discontinuity favors its activation. Therefore, the lower the friction on the décollement, the easier the activation of  $d_{\text{lower}}$  (Fig. 3.5). On the contrary, a low friction on the ramp preexisting on  $d_{\text{upper}}$ , refrain the activation of  $d_{\text{lower}}$  since it is easier for the deformation to remains on the ramp (Fig. 3.6). A décollement dipping toward the foreland also refrains the activation of  $d_{\text{lower}}$  while dipping toward the hinterland it favors it (Fig. 3.7). By adding a second décollement in Optum 4 we wanted to asses the influence of various sedimentary layers rheologies. We notice that this is a permanent competition between the friction on this second décollement and its depth in the sedimentary pile, but it generally refrains the activation of  $d_{\text{lower}}$ .

Finally the structural style produced by a deformation that had to deal with a downward step on the décollement is characterized by the existence of a stack of ramps very close to each others and strongly redressed preceding a completely flat area (Fig. 3.10, f).

### 3.5.2 Explaining these results by critical wedge theory

All these results have a link with the fact that critical and subcritical prisms control the localization of the deformation. We understand that the slope of the topographic prism, for example, will refrains the propagation of the deformation if it is not high enough to form a critical prism. We have seen that if the topography above the step is completely flat, even a very small step will prevent the activation of  $d_{\text{lower}}$ . This step, even small, confers to the décollement an average slope toward the foreland, which combined with a flat topography forms an inverted prism (the thickest portion of the prism is not on the pushing side) and instead of propagating the deformation on  $d_{\text{lower}}$ , it will force its retaining close to the pushing wall.

### 3.5.3 Influence of the simplicity of the prototype on the results

A parametric study requires to very well define the prototype to use. Each parameter has an influence, thus it is important to minimize the number of parameters. By remaining simple we promote the understanding of the general mechanisms that we want to study. It is then interesting to gradually complicate the prototype as we understand the influence of each parameter, as we started to do in Optum 4 (Fig. 3.7). In this study we do not consider the mechanical influence of the normal fault disrupting the décollement. It could be interesting to take it into account and study its influence. This fault would represent a plane of weakness that will probably refrain the activation of  $d_{\text{lower}}$ , We tried also to extend the study to the case of an upward step, but the results were not as dual as the one of a downward step, a lot of intermediate cases made difficult to identify a limit between propagation or no deformation on the height-offset décollement. To consider more parameters requires to use inverse methods Cubas *et al.* (2013c); Maillot *et al.* (2007).

### 3.5.4 Thick-versus thin skin tectonics

The issue that we study in this paper has an impact on regional tectonics hypothesis. To explain different depth of décollement level, one of the main proposed solutions is to consider a late involvement of the basement in the deformation and therefore, a shift from thin-skin tectonics to thick-skin tectonics. The alternative solution, the one studied in this paper, is rarely used in structural interpretation because of its apparent mechanical infeasibility. In this study we reproduce it both in numerical and sandbox modeling. However, we can not verify if it requires a force higher or lower than the one necessary to activate thick-skin tectonics.

## 3.6 CONCLUSION

---

---

We study the question of the propagation of the déformation on an horizontal disrupted décollement focusing on the case of a downward step formed by a normal fault previously to a compressive event. We show that it is possible to activate the deepened portion of the décollement level, but only if the step is located below a relief. The fact to activate or not the deepened portion is proportionally linked to the position of this topography and to the high of the step. During the formation of a fold-and-thrust belt, if the deformation encountered a downward step of the décollement, a ramp forms close to the upper corner of the step and the deformation is blocked on the upper part of the décollement, forming and reactivating different ramps until the topography created by these ramps becomes enough to allow the propagation of the deformation on the deepened part. Steps also represent catching points that slow the propagation of the front of the deformation. The structural style formed by passing such a step is characteristic : we observe a stack of closely spaced ramps preceding a non deformed area that separates this stack of ramp from other more classical structures. Taking into account the mechanical feasibility of the propagation of the deformation on a deepened part of a décollement, in the context of a structural study may lead the geologist to reconsider his hypothesis on regional tectonics.

## POINTS CLÉS DU CHAPITRE 3

---

- **Le calcul à la rupture** est utilisé ici à travers l'étude paramétrique d'un mécanisme de déformation général en géologie : l'influence de failles héritées lors d'un épisode compressif. Les résultats numériques obtenus sont ensuite validés par des expériences en boîte à sable.
- **Résultats numériques** : **1** : La présence de relief au dessus de la marche est nécessaire pour propager la déformation sur la partie approfondie ( $d_{\text{lower}}$ ) du niveau de décollement (Fig. 3.4). **2** : Une faible friction sur le niveau de décollement favorise la propagation de la déformation sur  $d_{\text{lower}}$  (Fig. 3.5). **3** : Une rampe pré-existante sur la partie haute du niveau de décollement représente un plan de faiblesse qui aura tendance à empêcher la propagation de la déformation sur  $d_{\text{lower}}$ . Plus la friction sur cette rampe est faible, plus elle aura tendance à localiser la déformation et donc empêcher sa propagation sur  $d_{\text{lower}}$  (Fig. 3.6). **4** : Un niveau de décollement incliné vers le mur de poussée favorisera la propagation de la déformation sur  $d_{\text{lower}}$ , tandis que la présence de niveaux de décollements secondaires auront tendance à l'empêcher (Fig. 3.7).
- Nous avons reproduit quelques cas précis de l'étude paramétrique en boîte à sable. Nous avons également utilisé la modélisation analogique en boîte à sable pour apporter une composante cinématique à notre étude, en modélisant l'évolution d'une séquence de chevauchement rencontrant une marche descendante.
- **Résultats analogiques** : **1** : Les résultats de ces expériences valident les résultats numériques (Fig. 3.8, 3.9 et 3.11). **2** : La marche descendante ralentit la propagation du front de déformation en retenant la déformation sur une rampe. Cette rampe accommode beaucoup de raccourcissement et transporte ainsi les structures formées plus en amont. Une fois que le relief créé au-dessus de la marche est suffisamment important, la déformation se propage sur la partie approfondie du niveau de décollement (Fig. 3.10). **3** : Le style structural obtenu est caractéristique : il comporte une zone de concentration intense de la déformation sous forme de longues rampes et d'écailles, suivie d'une zone non déformée, avant de retrouver de nouveau une zone modérément déformée (Fig. 3.10 f).
- Une extension de cette étude au cas des **marches montantes** est en cours de réalisation. Les premiers résultats analogiques, présentés en annexe B, montrent qu'une telle marche retient moins la déformation. Les premiers résultats numériques, quant à eux, montrent que contrairement au cas de la marche descendante, la limite en terme de friction entre la propagation ou non de la déformation sur la partie haute du niveau de décollement est beaucoup moins marquée, il existe beaucoup de cas intermédiaires.

## CHAPITRE 4

# Interprétation 3D de la structure du Mont Terri et de la région de St-Ursanne.

### 4.1 INTRODUCTION

---

L'étude présentée dans ce chapitre a été menée durant l'intégralité de la thèse en tant que travail de fond et est amenée à se poursuivre après la thèse dans le cadre d'un post-doctorat avec l'organisme swisstopo. Ce travail a été à la fois source de questions géologiques d'ordre mécanique et influencé par les résultats des diverses études mécaniques présentées dans les autres chapitres. Il n'a pour l'instant pas fait l'objet de modélisations mécaniques 3D à proprement parler, mais a été réalisé dans un souci de cohérence mécanique. Après nous être éloignés du Mont Terri dans le chapitre 3 pour analyser mécaniquement un cas géologique assez général, nous y revenons dans ce chapitre, afin de nous intéresser à son aspect 3D et d'élargir la zone d'étude pour mieux appréhender le style structural auquel appartient l'anticlinal du Mont Terri. Nous nous sommes focalisés sur la carte géologique Suisse de Saint-Ursanne et nous présentons ici les résultats de proche-surface pour 8 coupes transversales (Fig. 4.5 et localisation en Fig. 4.1). L'interprétation en profondeur sera ensuite présentée pour 3 d'entre-elles. L'anticlinal du Mont Terri évolue latéralement en se divisant en deux branches anticlinales, aussi bien à l'est qu'à l'ouest. Ces branches présentent des orientations différentes qui laissent supposer l'influence d'un héritage tectonique sur l'expression de la déformation compressive mio-pliocène. Les résultats mécaniques obtenus au chapitre 3 concernant le comportement général de la déformation compressive lors de la rencontre d'un approfondissement du niveau de décollement, nous permettent de rester rigoureux mécaniquement dans notre interprétation structurale 3D.

## 4.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

---

### 4.2.1 Héritage tectonique

Le contexte géologique de cette zone a été présenté dans le chapitre 2, nous en reprendrons ici rapidement les grandes lignes.

Les structures plissées de la zone de St-Ursanne se sont développées durant l'épisode compressif mio-pliocène, par glissement sur le niveau de décollement évaporitique et salifère du Muschelkalk (Buxtorf, 1907; Burkhard, 1990; Sommaruga, 1999; Nussbaum *et al.*, 2011).

La région de St-Ursanne se situe sur l'extrémité Est de la zone de transfert entre le graben du Rhin et le graben de la Bresse (RBTZ) (Laubscher, 1961), qui a accommodé l'ouverture de ces deux bassins par un jeu décrochant sénestre à l'Oligocène (Madritsch, 2008). Cette zone de transfert s'est elle-même développée au-dessus d'un couloir de graben permien de direction E-W à ENE-WSW, dont elle a probablement réactivé certaines failles normales en jeu décrochant. Les plis de la zone de St-Ursanne se sont donc mis en place dans une zone à fort héritage tectonique. L'épisode compressif mio-pliocène présente une direction NW-SE et génère donc des structures NE-SW. Durant cet épisode, les failles normales oligocènes, de direction NNE-SSW, ont localisé au Mio-Pliocène des rampes obliques à composante sénestre (Ustaszewski et Schmid, 2006). Les structures qui en résultent présentent une direction similaire, NNE-SSW, fortement oblique par rapport aux autres structures. Les failles permo-carbonifères, de direction majoritairement E-W à ENE-WSW, auraient quant à elles localisé des rampes frontales et des anticlinaux (Ustaszewski et Schmid, 2006). Lors d'une phase tardive de la déformation compressive, la direction de raccourcissement devient N-S (Philippe, 1995). Nous avons vu au chapitre 2 que la présence de failles normales au sein d'un matériau influence la localisation de la rampe. Ces failles peuvent même, si elles présentent une friction suffisamment faible, être réactivées en tant que rampes. Par ailleurs, nous avons vu dans le chapitre 3 qu'un approfondissement du niveau de décollement par une faille normale génère systématiquement une rampe, tant que la topographie au-dessus du décalage n'a pas atteint un certain seuil qui dépend des conditions frictionnelles du milieu et de la hauteur du décalage. Si dans le cas des failles oligocènes, le niveau de décollement triasique a été décalé par le jeu normal lors de la mise en place de ces failles, dans le cas des failles permo-carbonifères, c'est la subsidence au sein de ces bassins, qui, s'étant poursuivie jusqu'au Jurassique (Allenbach, 2002), a pu engendrer un approfondissement voir une interruption du niveau de décollement du Muschelkalk ou du moins la propagation des failles normales jusque dans la couverture sédimentaire post-permienne.

## 4.2.2 Présentation générale des différentes structures

La zone de St-Ursanne comprends trois structures compressives majeures (Fig. 4.2) :

- L'anticlinal du Mont Terri.
- L'anticlinal du Clos du Doubs
- L'anticlinal de la Caquerelle

L'anticlinal du Mont Terri peut être considéré comme le front de la partie allochtone du Jura. C'est en effet la dernière structure compressive à accommoder un raccourcissement conséquent avant le Jura tabulaire, représenté ici par la plaine de l'Ajoie. Quelques plis de plus faibles amplitudes sont toutefois observés plus au nord, c'est le cas notamment de l'anticlinal du Banné, présent sur la carte de St-Ursanne (Fig. 4.1) et 4.2). L'anticlinal du Mont Terri est constitué d'une zone centrale qui se divise latéralement, aussi bien vers l'est que vers l'ouest, en deux branches anticlinales. Sa branche NW se poursuit au-delà de la carte de St-Ursanne et prends le nom d'anticlinal de la Roche d'Or, tandis que sa branche SW, qui porte le nom d'anticlinal de Clairmont, disparaît très rapidement après environ 3 km. Du côté est, le Mont Terri se divise en une branche nord qui disparaît après 2 km et une branche sud, l'anticlinal de Rangiers, qui se poursuit vers l'est sur plus de 20 km. La zone de St-Ursanne est également traversée par l'accident de Ferrette de direction NNE-SSW, une zone de failles normales d'âge oligocène, qui présente un pendage vers l'Ouest au nord de la carte, délimitant ainsi l'Est de la plaine de L'Ajoie (Ustaszewski et Schmid, 2006) (Fig. 4.9). Dans la partie Sud de la carte de St-Ursanne cette zone de faille délimite l'Ouest du bassin de Delémont, nous verrons par la suite qu'elle présente vraisemblablement un pendage vers l'Est à ce niveau (4.5).

Ces différentes structures présentent des orientations variées que l'on peut regrouper en trois grandes catégories (Fig. 4.2) :

- **NE-SW** : anticlinal du Mont Terri, anticlinal du Banné, terminaisons nord des anticlinaux du Clos du Doubs et de la Caquerelle
- **E-W** : anticlinal de la Roche d'Or, anticlinal des Rangiers
- **NNE-SSW** : anticlinal de la Caquerelle, zone centrale de l'anticlinal du Clos-du-Doubs, terminaisons est de l'anticlinal de la Roche d'Or et de celui de Clairmont et accident de Ferrette

## 4.3 DONNÉES ET MÉTHODE

---

---

### 4.3.1 Stratigraphie

L'étude de la stratigraphie de la région ayant évolué depuis l'étude présentée au chapitre 1, nous nous basons ici sur le log utilisé dans Nussbaum et al. (submitted) (Fig. 4.3) adapté de Laubscher (1963) et de <http://www.strati.ch/>. Les principales différences concernent les épaisseurs des différentes formations et la délimitation stratigraphique des différentes formations du Trias et du Jurassique supérieur. Seule la valeur d'épaisseur de la formation triasique du Bänkerjoch a été modifiée de 150 m à 90 m car elle ne correspondait pas aux données de forages dans le cœur de la structure du Mont

Terri. Les couleurs ont été adaptées à la nomenclature officielle, consultable sur le site <http://www.strati.ch/>

Outre le niveau de décollement majeur évaporitique de la formation triasique de "Zeglingen", d'autres niveaux sont considérés comme des niveaux de décollement potentiels. C'est le cas de la formation de Bänkerjoch, à la base du Keuper, composée de sel et d'anhydrites. La formation "Argiles à Opalinus" (Aalénien), de part son épaisseur évaluée à 130 m (Nussbaum et al., submitted) et sa composition argileuse, représente également un niveau de décollement potentiel non négligeable. Les argiles et marnes de la formation de "Bärschwill" (Oxfordien inférieur), représentent également un niveau de décollement potentiel de 90 m d'épaisseur. Enfin un troisième niveau de décollement secondaire se situe au niveau des marno-calcaires de la formation de Vellerat (Oxfordien supérieur).

### 4.3.2 Données cartographiques et données de subsurface

L'interprétation structurale de la zone d'étude a été essentiellement réalisée grâce à la carte géologique de St-Ursanne au 1 : 25000 (Diebold *et al.*, 1963). Cette analyse cartographique a été complétée par différentes missions sur le terrain au cours desquelles nous avons étudié les structures de la carte de St-Ursanne et avons étendu l'étude jusqu'à Ferrette, au NE et Moutier, au SE. La zone de St-Ursanne présente une végétation très importante ne laissant les roches affleurer qu'en de rares endroits. La différence de rhéologie entre des barres calcaires très massives (formation de St-Ursanne et formation "Hauptrogenstein") et des niveaux marneux (argiles à Opalinus et formation de Bärschwill), s'observe cependant très bien dans le paysage.

Seule la coupe C, qui suit l'axe du tunnel du Mont Terri et celui du Mont Russelin a bénéficié de données de subsurface, celles-ci sont présentées en figure 4.4 c. Ces données sont dues à la présence du tunnel de l'autoroute A16. Des relevés géologiques ont été réalisés sous forme de forages de reconnaissance, puis, un relevé géologique a également été fait tout le long du tunnel. Nous avons pu avoir accès à ces données en contactant le centre des archives de l'autoroute suisse A16.

L'ensemble des données de surface ainsi que les données de profondeurs et de forages sont présentées en figure 4.4. Les données de forage ont été prises en compte dans la construction des coupes, mais elles ont été simplifiées sur le dessin final, seules les grandes tendances ont été gardées, afin de présenter des coupes d'un niveau de détail à peu près similaire.

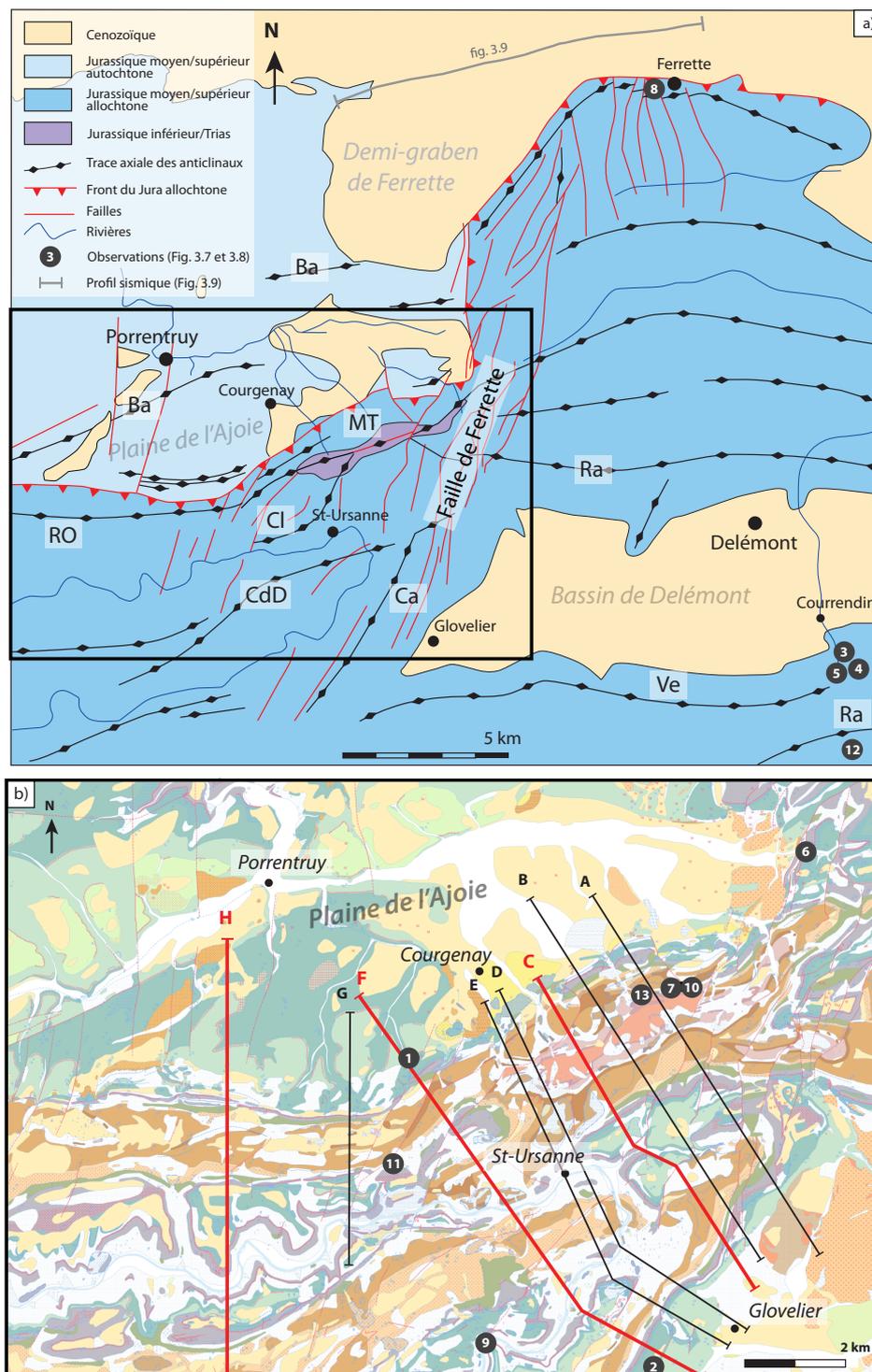


FIGURE 4.1 – Présentation de la zone d'étude. Schéma structural du front du Jura au niveau de la région de Ferrette et Saint-Ursanne (modifié d'après Laubscher (1963), Ustaszewski *et al.* (2005a) et Laubscher (1963) et Ustaszewski *et al.* (2005a)) (a). Carte géologique de la région de St-Ursanne et localisation des différentes coupes réalisées (d'après Diebold *et al.* (1963)) (b). Les numéros correspondent aux photos de terrains présentées en figures 4.7 et 4.8. RO : anticlinal de la Roche d'Or ; CL : anticlinal de Clairmont ; MT : anticlinal du Mont Terri ; CdD : anticlinal du Clos du Doubs ; Ca : anticlinal de la Caquerelle ; Ve : anticlinal de Velleret ; Ra : anticlinal du Raimeux.

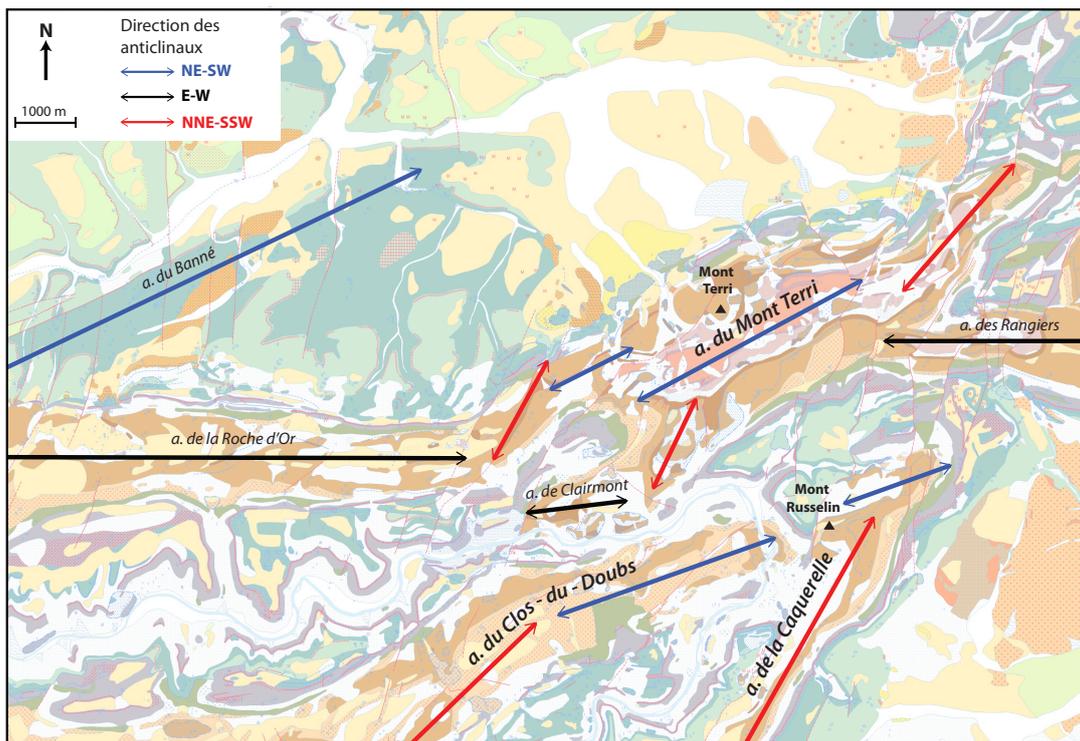


FIGURE 4.2 – Schéma présentant les trois types d’orientations de structures présentes sur la carte géologique de St-Ursanne. Le log stratigraphique associé est présenté en figure 4.3.

System	Stage	Formation	Th. (m)	Strat. unit	Rheology	
Paleogene	Oligocene	Molasse	< 50		calcaires, grès, conglomérats, marnes	
Jurassique	Upper	Kimméridgian	Reuchenette	100		calcaires
		Oxfordian	Courgenay	30		calcaires
			Vellerat	45		marnes, calcaires → Minor detachment
			St-Ursanne	80		calcaires
		Bärschwill	90		argiles, marnes → Minor detachment	
	Middle	Callovian	Ifenthal	55		calcaires, marnes
		Bajocian	Hauptrogenstein	125		calcaires
			Passwang	70		calcaires, marnes
		Aalenian	Argile à Opalinus	130		argiles, shistes → Secondary detachment
	Lower	Toarcian				
		Pliensbachian				
		Sinemurian	Staffelegg	70		calcaires, marnes
		Hettangian				
Rhaetian						
Norian		Keuper	Klettgau	90		calcaires, dolomites
			Bänkerjoch	90		sel, anhydrites, marnes, dolomites → Secondary detachment
Ladinian		Schinznach	70		dolomites, calcaires	
Anisian	Muschelkalk	Upper Zeglingen	70		→ Major detachment	
		Lower Zeglingen	70		sel, anhydrites, marnes, dolomite	
		Kaiseraugst	40		anhydrites, marnes	
Olenekian	Bunt	Dinkelberg	30		grès	
		Permo-carboniferous throught		?		
		Late post Variscan Basement				

FIGURE 4.3 – Log stratigraphique de la région de Saint Ursanne utilisé dans cette étude (d'après Nussbaum et al. (submitted) adapté de Laubscher (1963) et de <http://www.strati.ch/>). Le niveau de décollement principal est situé dans les évaporites de Zeglingen (Trias). Des niveaux de décollements potentiels existent au niveau des anhydrites de Bänkerjoch (Keuper), des "argiles à Opalinus" (Aalénien), des argiles de la formation de Bärchwill (Oxfordien inférieur) et des "marnes de Vellerat" (Oxfordien supérieur).

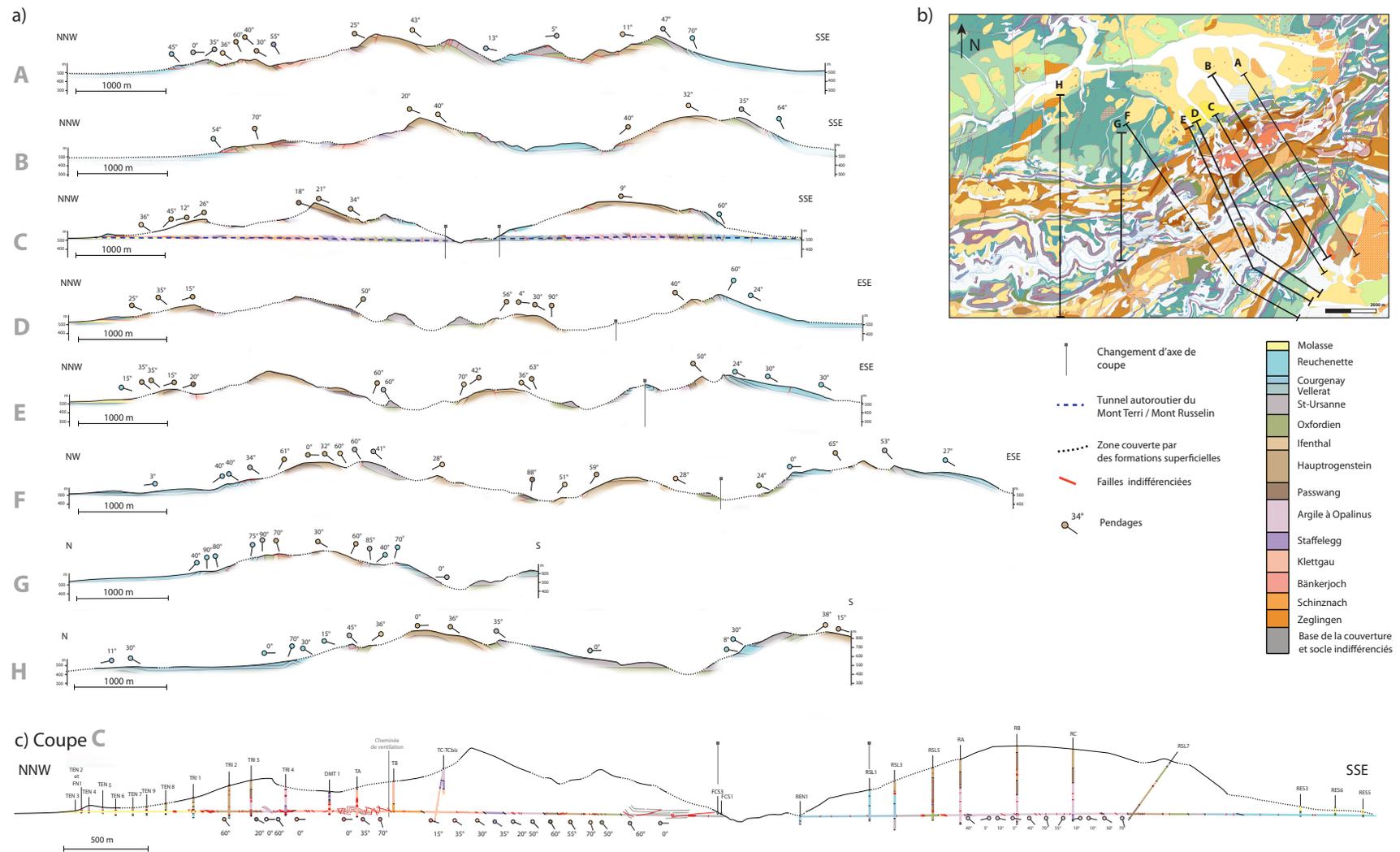


FIGURE 4.4 – Présentation des données de surface pour l'ensemble des 8 coupes étudiées (a). Localisation des axes de coupes sur la carte géologique et légende (b). Agrandissement de la coupe C et présentation des données de forage et de tunnel (c). Une impression en format A3 est jointe à ce manuscrit en feuille volante.

### 4.3.3 Méthode

Les 8 coupes présentées en figure 4.5 ont d'abord été réalisées à la main, en exploitant au maximum les différentes données décrites précédemment et en faisant l'hypothèse que les couches sont, dans la région de St-Ursanne, isopaques. Dans un second temps, le logiciel MOVE de la compagnie Midland Valley ©a été utilisé afin de positionner les coupes les unes par rapport aux autres, dans un projet 3D comportant notamment un modèle numérique de terrain sur lequel la carte géologique a été projetée. La bonne vision 3D permise par ce logiciel nous a également amené à retravailler les coupes de façon à respecter au mieux la cohérence des structures entre les différentes coupes. Pour cela nous avons uniquement utilisé les outils de dessin disponibles dans le logiciel, ainsi qu'un outil permettant de conserver l'épaisseur des couches géologiques. Nous proposons une interprétation plus profonde, c'est à dire jusqu'au socle mécanique situé sous le niveau de décollement de la formation de Zéglingen, pour trois de ces coupes (Fig. 4.12). La forte composante 3D de la déformation au sein de la zone rendait l'équilibrage des coupes difficile et peu pertinent, nous avons cependant contrôlé les longueurs des différents niveaux, grâce à une routine présente dans le logiciel MOVE, afin de vérifier qu'aucune abération en terme d'équilibrage géométrique n'avait été faite. Cela nous a permis d'estimer une valeur de raccourcissement pour les 3 coupes de profondeur.

## 4.4 GÉOMÉTRIE DES STRUCTURES

---

---

Cette étude est principalement une analyse cartographique soutenue par des observations de terrain et les données de forage et de profondeur présentées précédemment. Elle a permis d'aboutir à la construction de 8 coupes de proche-surface (Fig.4.5) dont 3 ont été interprétées en profondeur (Fig. 4.6). Ce travail étant amené à se poursuivre au-delà de cette thèse, les autres coupes étudiées seront, dans la mesure du possible, également interprétées en profondeur.

### 4.4.1 Structures plissées de faible longueur d'onde (coupes C, F, G et H)

Commençons par présenter une caractéristique de second ordre mais commune à l'ensemble de la zone, l'activation de niveaux de décollements secondaires. Les observations de terrain ont notamment permis de mettre en évidence la présence, en différents endroits de la zone d'étude, de structures plissées de faible longueur d'onde au sein des formations de Reuchenette et de Courgenay (Fig. 4.7). Un bel exemple est observable au niveau des "Roches St-Nicolas" (Fig. 4.7, photo 1). La formation de Courgenay y forme un anticlinal orienté E-W dont la largeur ne dépasse pas la centaine de mètres et dont les flancs sont recoupés par des failles inverses. Cette structure est enracinée sur un niveau de décollement peu profond. Son altitude nous pousse cependant à considérer un enracinement de la rampe associée, dans les argiles oxfordiennes de la formation de Bärchwill et un amortissement de cette rampe au sein du niveau de décollement le moins profond, celui de Vellerat (Fig. 4.5, coupe F). Cet anticlinal appartient à une série de plis longeant l'anticlinal de la Roche d'Or. Au niveau de la carrière de la petite Morée, sur le flanc sud de l'anticlinal de la Caquerelle, on observe également une structure anticlinale de courte longueur d'onde (Fig. 4.7, photo 2 et localisation en figure 4.1). Cette structure

est également orientée E-W et se trouve ici aussi dans la formation de Courgenay. Un autre exemple a été mis à l'affleurement au niveau de la carrière de Choindez, à l'Est de notre zone d'étude, près de la ville de Courrendin (Fig. 4.1). Cette carrière se situe juste au nord du flanc avant de l'anticlinal de Vellerat. On y observe des disharmonies au sein de la formation de Reuchenette, un pli de propagation et des structures en "fishtails" (Fig. 4.7 photos 3, 4 et 5). La faible longueur d'onde de ces structures témoigne d'un niveau de décollement peu profond, elles constituent donc des indices de l'activation des marnes de Vellerat (Fig. 4.3) en tant que niveau de décollement.

#### 4.4.2 La faille de Ferrette et la plaine de l'Ajoie

La faille de Ferrette traverse l'Est de la carte de St-Ursanne selon une direction NNE-SSW (Fig. 4.1). Il s'agit d'une zone de failles normales oligocènes associée à la mise en place du graben du Rhin et responsable, plus localement, de l'ouverture du bassin de Ferrette dans la plaine de l'Ajoie (Fig. 4.1). Ce bassin est un demi-graben formé par jeu normal le long de la zone de faille de Ferrette. La série tertiaire s'épaissit à proximité de cette zone de faille (Ustaszewski et Schmid, 2006) (Fig. 4.9). Le basculement des couches jurassiques vers l'ouest, à proximité de ces failles, est visible à l'est de la ville de Charmoille, au niveau du lieu-dit "La touillère" (Fig. 4.8, photo 6). Alors que la propagation de la déformation s'est arrêtée au niveau de la structure du Mont Terri à l'ouest de cette zone de failles, du côté Est, elle s'est poursuivie jusqu'à plus de 10 km vers le nord (Fig. 4.1 a). La zone de failles de Ferrette a été réactivée au Mio-Pliocène selon un jeu décrochant sénestre et a généré des rampes à jeu transpressif inverse-sénestre (Ustaszewski et Schmid, 2006). Les failles composant actuellement cette zone sont observables localement (Fig. 4.8 photos 7, 8 et 9). **Une question mécanique est d'ores et déjà soulevée ici : De quelle manière et avec quelles conséquences, la déformation s'est-elle propagée à l'ouest de cette zone de faille pour former l'anticlinal du Mont Terri ?** Nous y reviendrons dans la section 4.5.

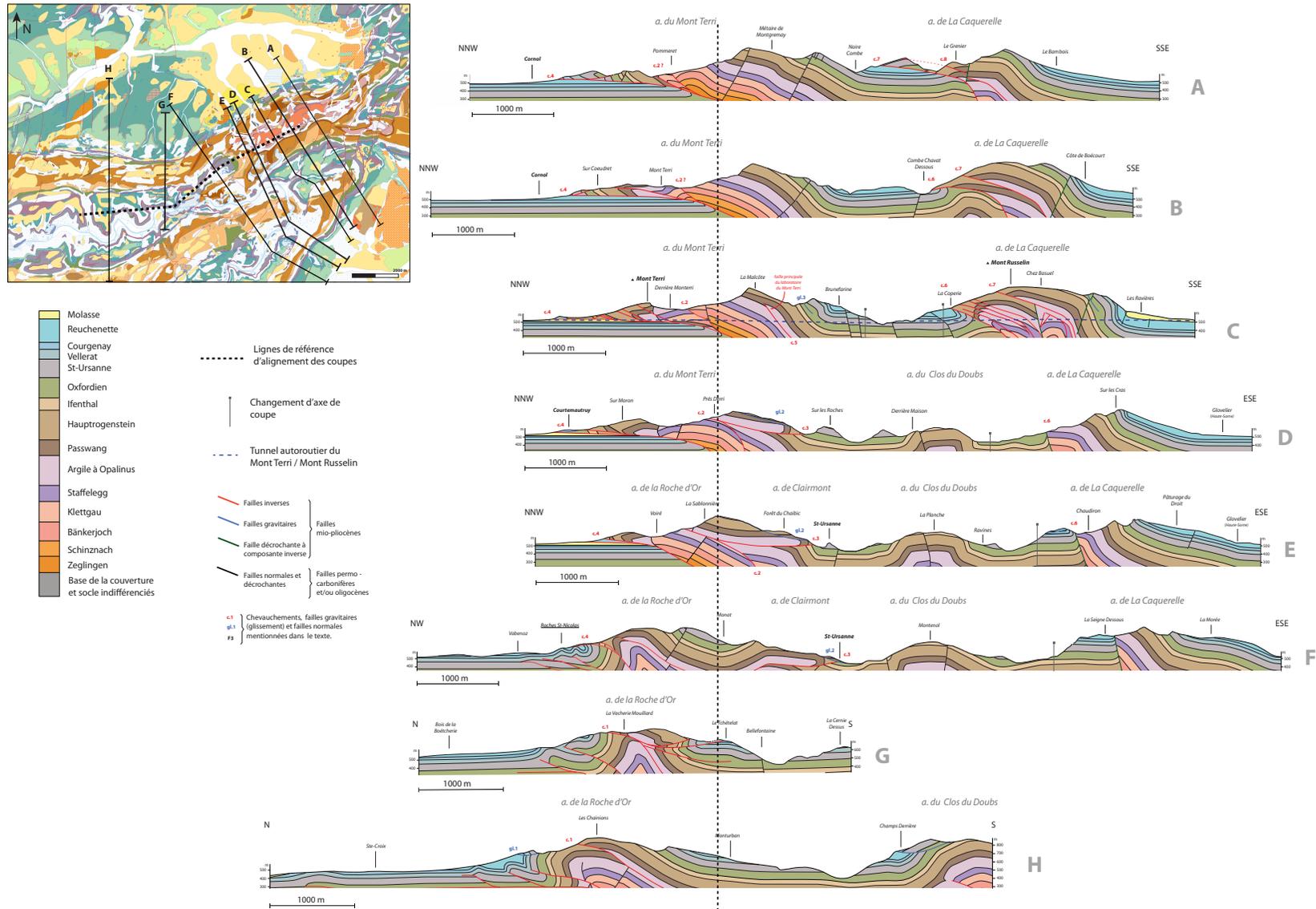


FIGURE 4.5 – Coupes de proche-surface réalisées avec Move (©Midland Valley) et Adobe Illustrator ©, à partir de l'ensemble des données. Une impression en format A3 est jointe à ce manuscrit en feuille volante.

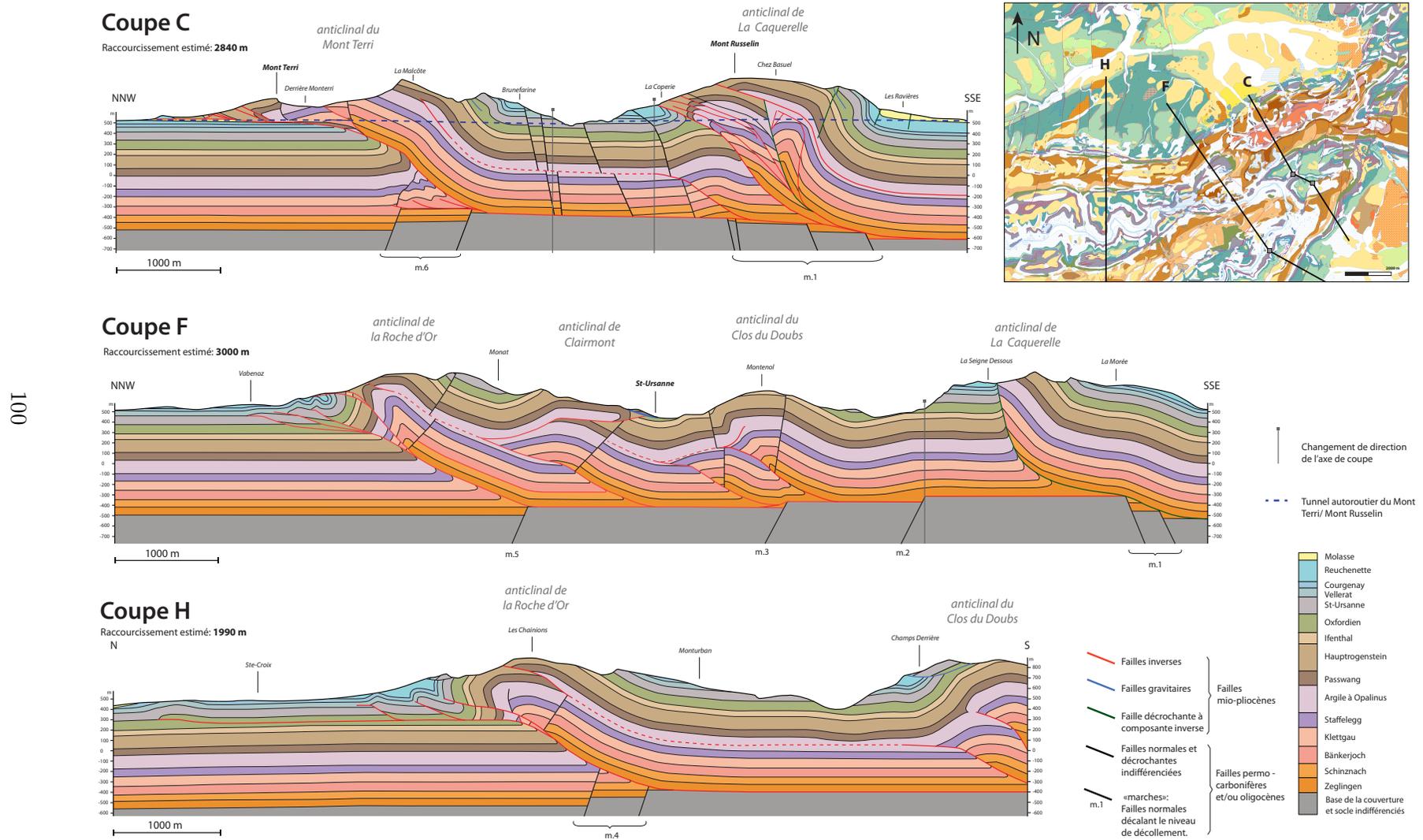


FIGURE 4.6 – Interprétation en profondeur pour les coupes C, F et H.

### 4.4.3 La structure du Mont Terri et ses différentes ramifications

#### 4.4.3.1 L'anticlinal de la Roche d'Or (coupe F, G et H)

A l'est de la zone d'étude l'anticlinal de la Roche d'Or suit une direction E-W puis bifurque soudainement vers une direction NNE-SSW sur moins d'un kilomètre, avant d'être rejoint par l'anticlinal de Clairmont pour former l'anticlinal du Mont Terri (Figure 4.1 et figure 4.2). Le flanc sud de l'anticlinal de la Roche d'Or présente un pendage de 30°S à l'ouest (coupe H) et se redresse progressivement vers l'est jusqu'à se verticaliser et localement s'inverser (60°N au niveau de la coupe G). Le flanc nord est quant à lui subvertical. A l'ouest (coupe H), un chevauchement sub-horizontal affectant le flanc nord est décrit en surface. Il accommode un raccourcissement minime (100 à 200 m) et disparaît latéralement vers l'est, il est absent au niveau de la coupe G. Nous l'interprétons comme une faille gravitaire liée à un glissement sur les argiles oxfordiennes sous-jacentes lors de la verticalisation du flanc nord de l'anticlinal de la Roche d'Or (Fig. 4.5 coupe H, glissement gl.1). Le sommet de l'anticlinal est également recoupé par un chevauchement sub-horizontal, mais celui-ci engendre un décalage trop faible pour être interprété comme la rampe majeure de la structure. De plus, il n'est géométriquement pas concevable de l'enraciner sur le niveau de décollement triasique. Le plus réaliste reste de l'enraciner au sein des argiles à Opalinus (Fig. 4.5, coupe H et G, chevauchement c.1).

Aucune rampe émergeant en surface n'est donc clairement associée à ce flanc nord. Par ailleurs, nous avons vu précédemment (sous-section 4.4.1) que ce flanc est longé par une série de structures plissées de faibles longueurs d'onde témoignant d'une activation du niveau de décollement de la formation de Bärchwill. Ces structures sont visibles sur les coupes F, G et H (Fig. 4.5).

En nous basant sur la géométrie de ses flancs et sur l'absence de rampe atteignant la surface, nous interprétons cet anticlinal comme un pli de propagation dont la rampe s'amortit au sein des argiles de la formation de Bärchwill (coupe F, G et H).

La réalisation des coupes F, G et H a permis de mettre en évidence une différence de profondeur de la base du Trias au sein des zones de part et d'autre de l'anticlinal de la Roche d'Or. Le décalage est d'environ 140 m à l'ouest (coupe H) et de 100 m plus à l'est (coupe G) Nous verrons que d'autres différences de profondeur de la base de la couverture sédimentaire existent dans notre zone d'étude. Nous y donnerons une explication en sous-section 4.4.5.3.

#### 4.4.3.2 Zone de ramification des anticlinaux de la Roche d'Or et de Clairmont (coupe F)

L'anticlinal de Clairmont présente une extension latérale de seulement 3 km. A l'ouest, il disparaît au contact d'une faille subverticale et à l'est (coupe D, E), il rejoint l'anticlinal de la Roche d'Or.

Le pendage du flanc nord de l'anticlinal de Clairmont est relativement faible (env. 30° N). Aucune rampe associée à ce flanc nord n'est visible en surface. Par ailleurs, sur la carte, la zone de ramification entre cet anticlinal et celui de la Roche d'Or présente une géométrie courbe, alors que la fusion progressive de deux rampes aurait engendré une géométrie en biseau. Le flanc Sud de l'anticlinal de Clairmont, quant à lui, se verticalise et atteint localement un pendage inverse de 80 à 50° N. Une telle géométrie témoigne plutôt de la présence d'un rétro-chevauchement, mais des glissements de terrain masquent une grande partie des informations concernant ce flanc sud, y compris l'émergence d'une



FIGURE 4.7 – Observations de terrain. Structures plissées au sein des formations de Reuchenette et Courgenay indiquant l’activation de niveaux de décollement peu-profonds : les argiles oxfordiennes pour la photo 1 et les marnes de Vellerat pour les photos 2, 3, 4 et 5. La localisation des différentes structures est indiquée en figure 4.1 et le log stratigraphique en figure 4.3.

possible rampe (Fig. 4.5 glissement gl.2). L’hypothèse d’un rétro-chevauchement pose cependant un problème géométrique sur certaines coupes, car il ne suffit pas à expliquer le soulèvement de la couverture sédimentaire. Nous avons alors retenu une seconde hypothèse, celle d’une structure en écaïlle de type "fish-tails" : une rampe à vergence nord se forme et atteint le niveau de décollement de l’argile à Opalinus tandis qu’un rétro-chevauchement se met en place à partir de ce niveau de décollement et atteint la surface

(Fig. 4.5 coupe D, E et F, c.2 et c.3). Cette hypothèse permet d'expliquer l'évolution latérale de la structure : la rampe se rapproche progressivement de celle de l'anticlinal de la Roche d'Or puis est transportée sur cette seconde.

La base de la couverture sédimentaire est plus profonde au nord qu'au sud de cette zone de ramification. Le décalage est d'environ 100 m.

#### 4.4.3.3 L'anticlinal du Mont Terri (coupes A, B, C, D et E)

Cette structure a fait l'objet d'une analyse dédiée, présentée au chapitre 2. La réflexion en pseudo-3D menée ici nous permet de mieux comprendre cette structure et d'en proposer une nouvelle interprétation.

##### *Flanc nord et structures associées*

Le flanc nord du Mont Terri comporte des couches dont le pendage se verticalise puis s'inverse, formant une charnière très serrée (Fig. 4.5 coupe C). Au niveau de la carrière de Lachat les couches présentent un pendage inverse de 70°S. Ce pendage inverse atteint même 30°S au niveau de Cornol (Fig. 4.5 coupe A et fig. 4.8 photos 10 et 13). Le flanc nord de la structure est longé par un chevauchement (Fig. 4.5 coupes A, B, C et D, chevauchement c.4). Au chapitre 2, nous avons vu que la présence de sédiments oligocènes sous ce chevauchement dans le forage BDS5 (situé 100 m à l'ouest de la coupe C), met en évidence un déplacement horizontal de plus d'1 km en très proche surface, sur ce chevauchement (Jaeggi *et al.*, 2012). Il se connecte à une rampe rejoignant le décollement triasique. Le transport sur la rampe et le plat est de 1 à 2 km et permet la mise à l'affleurement du Trias au cœur de la structure (formations Klettgau et Bänkerjoch). A l'Est (coupe F), ce chevauchement est déjà présent mais le transport en proche surface est beaucoup plus court (Fig. 4.5 coupe F, c.4).

##### *Flanc sud*

A l'ouest, au niveau des coupes E et D, le flanc sud de l'anticlinal du Mont Terri présente un pendage relativement faible qui se verticalise et s'inverse soudainement, formant, comme pour le flanc Nord, une charnière très serrée. Ce flanc est en grande partie affecté par des effondrements gravitaires (Fig. 4.5 gl. 2). Cette charnière serrée disparaît vers l'est, au niveau de la coupe C, mais le flanc sud présente toujours des pendages localement assez raides (70° S dans le tunnel au niveau de la formation "Ifenthal"). La construction de la coupe amène à considérer un épaississement local de la formation de Bärchwill au sein du flanc arrière, que l'on interprète à nouveau comme un effondrement gravitaire (Fig. 4.5 coupe C, gl.3). Au niveau des coupes E et D, le flanc sud de l'anticlinal du Mont Terri correspond à la prolongation est de l'anticlinal de Clairmont. En se déplaçant de l'ouest (coupe E) vers l'est (coupe C), la rampe aveugle de l'anticlinal de Clairmont se rapproche de plus en plus de la rampe de l'anticlinal de la Roche-d'Or. Le chevauchement aveugle de l'anticlinal de Clairmont se connecte aux argiles à Opalinus, mais au niveau de la coupe C, ces argiles affleurent, la rampe de l'anticlinal de Clairmont doit donc elle aussi affleurer (Fig. 4.5, coupe C, c.2). En revanche on constate que l'ampleur du rétro-chevauchement diminue au fur et à mesure que l'on se déplace de la coupe F vers la coupe C. Au niveau de la coupe C un chevauchement est visible dans l'Opalinus, il s'agit de la faille principale du laboratoire souterrain du Mont Terri (Fig.

4.5 coupe C). Celle-ci présente un pendage sud et ne peut donc pas correspondre à ce rétro-chevauchement, on considère qu'elle s'enracine sur l'Opalinus mais accommode un raccourcissement dû à une structure située plus au sud.

La base de la couverture sédimentaire est plus profonde du côté nord que du côté sud de l'anticlinal, la différence est estimée à 180 m.

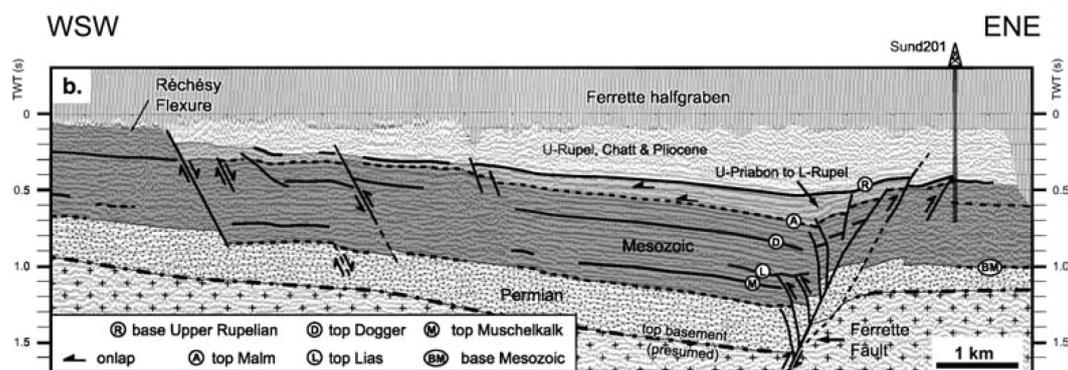


FIGURE 4.9 – Profil sismique interprété du demi-graben de Ferrette (d'après Ustaszewski *et al.* (2005a)). Les sédiments Tertiaires s'épaississent à proximité de la faille de Ferrette, témoignant de son rôle prédominant lors de la formation du bassin. La localisation de ce profil est présentée en figure 4.1

#### 4.4.4 L'anticlinal du Clos du Doubs (coupes B, C, D, E, F et H)

Cet anticlinal, situé juste au sud-ouest de celui du Mont Terri, change de direction depuis un axe E-W au sud-ouest de notre zone d'étude, vers un axe NNE-SSW pour finalement rejoindre une direction NE-SW à sa terminaison, juste au sud de l'anticlinal du Mont Terri. Le flanc nord et le flanc sud de cet anticlinal sont subverticaux, localement inversés, tandis que sa partie sommitale forme un plateau. Aucune rampe visible en surface n'est clairement associée aux flancs de cette structure.

Dans sa partie nord (coupes B, C et D) cette structure ne mesure que 1 km de large, puis elle s'élargit progressivement vers le sud où sa largeur atteint 1,6 km. Nous interprétons finalement cette structure comme le résultat de deux rampes enracinées sur le décollement triasique et qui s'amortissent au sein de l'argile à Opalinus, l'une d'entre elles disparaissant ou se confondant avec l'autre au niveau de sa terminaison Nord, où la largeur du pli ne permet plus de considérer deux rampes. Le raccourcissement transmis au sein de ce niveau de décollement secondaire serait accommodé aux sein des structures frontales. Nous avons en effet décrit des rampes s'enracinant dans l'argile à Opalinus au niveau de l'anticlinal de la Roche d'Or et au niveau de l'anticlinal du Mont Terri (la faille principale du laboratoire du Mont Terri par exemple). Cependant, il n'est pas évident d'y accommoder l'intégralité du raccourcissement formé par la mise en place des deux rampes du Clos du Doubs. La géométrie de l'anticlinal du Clos du Doubs, pourrait également être interprétée comme un duplex, mais dans ce cas, tout le raccourcissement aurait dû être accommodé par la structure. Or les rampes enracinées dans l'Opalinus au niveau de l'anticlinal de la Roche d'Or et de l'anticlinal du Mont Terri ne peuvent être expliquées que par un transfert de déformation lié à une structure plus au sud.

A sa terminaison nord, l'anticlinal du Clos du Doubs rejoint la structure de la Caquerelle au niveau d'un relief appelé "Mont Russelin" (Fig. 4.8 photo 11).

#### 4.4.5 L'anticlinal de la Caquerelle (coupes A, B, C, D, E et F)

La structure de la Caquerelle est située au sud de la structure du Mont Terri. Elle sépare la zone plissée de St-Ursanne à l'ouest et le bassin non-déformé de Delémont, à l'est. Il s'agit d'un anticlinal dont la partie sud présente une direction marquée NNE-SSW et dont la terminaison nord rejoint une direction NE-SW.

La partie sud de cette structure présente une géométrie assez atypique : Le flanc arrière est subvertical, le flanc avant est inexistant et une faille longe la structure (Fig. 4.5 coupes D, E et F). Le fort pendage du flanc arrière ainsi que le tracé rectiligne de cette faille sur la carte nous informent qu'elle présente un pendage relativement fort. Elle met en contact des sédiments d'âge jurassique moyen et inférieur (formation Passwang et plus ancien) à fort pendage (50°S à 60°N) du côté sud avec des sédiments d'âge Jurassique supérieur subhorizontaux du côté nord, légèrement recourbés au contact de la faille. Notre interprétation consiste à considérer cette faille comme une faille ayant joué en décrochement à composante inverse (Fig. 4.5 coupes D, E et F, c.6). Le pendage de cette faille, du moins sa partie sommitale, diminue dans sa partie nord, prenant une géométrie de rampe plus classique (Fig. 4.5 coupes A, B et C, c.6). Un second chevauchement recoupe le sommet du pli (Fig. 4.5 coupes A, B et C, c.7). Sa localisation et sa géométrie, ainsi que les données de forage et de tunnel de la coupe C, nous amènent à l'enraciner au sein de l'argile à Opalinus.

La base de la couverture s'approfondit au sud de cet anticlinal.

##### 4.4.5.1 Les failles à fort pendages

La carte de Saint Ursanne est recoupée de nombreuses failles traversant les différents anticlinaux. Une grande partie de ces failles suit la direction NNE-SSW de l'accident de Ferrette. C'est notamment le cas de la faille longeant le Nord de l'anticlinal de la Caquerelle. D'autres, présentent une direction NE-SW. En théorie, certaines de ces failles sont des failles normales héritées transportées, voir plissées, lors de la déformation miopliocène, alors que d'autres sont des failles décrochantes néoformées liées à la réactivation sénestre de l'accident de Ferrette.

Ces failles sont très difficilement observables sur le terrain à cause de la végétation. Nous avons donc cherché à les interpréter par rapport à leur tracé sur la carte et au décalage apparent qu'elles génèrent, sans avoir pu les observer et sans informations cinématiques concrètes. L'interprétation de ces failles est donc relativement peu contrainte.

#### 4.4.5.2 A propos du rôle du sel

Le fort pendage des flancs avants et arrières des structures est une caractéristique assez régionale que l'on retrouve également au niveau du flanc arrière de l'anticlinal du Raimeux (Fig. 4.8 photo 12, et figure 4.1 pour la localisation). Une hypothèse pour expliquer cette caractéristique récurrente serait de faire appel à une composante tectonique salifère lors de la mise en place des structures. Le fluage du sel aurait alors engendré le redressement des flancs des structures. Cette hypothèse permettrait notamment d'expliquer la géométrie coffrée de l'anticlinal du Clos du Doubs ainsi que l'absence de rampe émergente. Elle a été envisagée puis abandonnée car le volume de sel nécessaire à la création de cette structure était beaucoup trop important. Il n'est cependant pas impossible que le sel ait localement flué et se soit accumulé à certains endroits sous forme de "bourrages", mais n'ayant aucun moyen de contraindre cela, nous ne les avons pas pris en considération dans cette interprétation cinématique.

#### 4.4.5.3 Géométrie du socle

La figure 4.10 présente les différentes profondeurs de la base de la couverture sédimentaire mises en évidence par notre étude. De manière générale, cette caractéristique peut s'expliquer de trois manières différentes :

- Le socle a été soulevé : ce qui suppose qu'une tectonique de socle a pris part à la déformation.
- La couverture sédimentaire présente un redoublement, un décalage du socle n'est donc pas forcément requis.
- L'action de failles normales héritées ayant décalé la couverture sédimentaire avant l'épisode compressif.

Étant donné l'histoire tectonique de la région et la proximité de l'accident de Ferrette, connu comme étant une zone de failles héritées, nous retiendront la troisième hypothèse. A partir des valeurs présentées en figure 4.10 a, nous proposons une interprétation de la géométrie du socle, présentée en figure 4.10 b. Le socle est morcelé en horsts et grabens. Les plus profonds correspondant aux bassins de Delémont et de Ferrette. Les failles de directions NNE-SSW présentent une orientation Rhénane, elles se seraient donc développées à l'Oligocène, recoupant l'ensemble de la couverture sédimentaire. On devrait donc, en théorie, les retrouver à la surface aujourd'hui. En revanche les failles de direction E-W à NW-SE correspondent plutôt aux directions des grabens permocarbonifères, dont la subsidence a été active jusqu'au Jurassique. Elles ne sont observables en surface aujourd'hui que dans le cadre d'une réactivation à l'Oligocène. Cette interprétation reste schématique, chaque décalage est expliqué par une seule faille. En réalité, il s'agit probablement du rejet cumulé de plusieurs failles. Cette hypothèse est d'ailleurs soutenue par le fait que les failles à fort pendage que l'on retrouve en surface et qui, pour certaines, sont des failles normales héritées, ne présentent jamais des décalages aussi importants que ceux mis en évidence au niveau du socle.

Le modèle de géométrie de socle nous a permis d'interpréter nos coupes en profondeur. Cette interprétation en profondeur est présentée en figure 4.6 pour les coupes C, F et H, les plus abouties à ce jour.

## 4.5 INTERPRÉTATION CINÉMATIQUE

---

### 4.5.1 Influence de l'accident de Ferrette : modélisation en boîte à sable

L'accident de Ferrette a clairement influencé la disposition actuelle des structures dans la région de St-Ursanne.

Lors de la compression miocène, la direction de raccourcissement NW-SE se fait avec un angle de  $55^\circ$  environ de la direction NNE-SSW de l'accident de Ferrette. Dans le chapitre précédent nous avons montré en boîte à sable qu'un décalage négatif du niveau de décollement (marche descendante) ralenti la propagation de la déformation en bloquant la déformation le long d'une rampe qui accomode beaucoup de raccourcissement. Nous reproduisons ici l'expérience avec une marche descendante dont l'orientation est de  $55^\circ$  par rapport à la direction de raccourcissement. Différentes étapes de la simulation sont présentées en figure 4.11. Dans la première étape, la déformation n'a pas encore atteint la marche, le front de déformation se développe donc à la même distance du mur de poussée à droite comme à gauche de la boîte (Fig. 4.11 b). La déformation est ensuite progressivement bloquée par la marche du côté gauche de la boîte alors qu'elle continue de se propager vers le fond de la boîte du côté droit (Fig. 4.11 c). La quantité de raccourcissement accommodé le long de cette rampe diminue de gauche à droite, il en est de même pour l'érosion associée (Fig. 4.11 d). Finalement, le relief créé le long de cette rampe dans la partie gauche devient suffisamment important pour que la déformation se propage au-delà de la marche (Fig. 4.11 e, f). Une structure se développe sur la partie abaissée du niveau de décollement, à gauche de la boîte, puis se connecte à la structure oblique au centre de la boîte. Du côté droit, la déformation n'a pas encore atteint la marche.

Il est intéressant de noter que la direction générale de la structure qui se développe au-dessus d'une marche oblique, ne présente pas exactement la même direction que cette marche. Le raccourcissement différentiel accommodé sur la rampe oblique ainsi que l'érosion qui l'accompagne vont, effectivement, corriger l'anomalie de direction due à la marche. Par la suite, lors de la propagation de la déformation sur la partie abaissée du niveau de décollement, la structure formée va s'orienter parallèlement à la rupture de pente de surface et non parallèlement à la direction de la marche.

Le résultat d'une expérience réalisée en boîte à sable avec une marche montante perpendiculaire à l'axe de raccourcissement, est présentée en figure 4.11 g afin de d'illustrer la différence de comportement de la déformation entre le cas d'une marche montante et d'une marche descendante. Comme nous l'avions vu au chapitre 3, une marche descendante localise une rampe sur laquelle une importante quantité de raccourcissement est accommodée avant que la déformation puisse continuer de se propager sur le décollement au-delà de la marche (Fig. 4.11 f). On ne retrouve pas cette longue rampe dans le cas d'une marche montante, qui influence moins la propagation de la déformation. L'annexe B présente le résultat complet de cette expérience.

Le prototype testé ici n'a volontairement pas été réalisé dans un soucis de mise à l'échelle par rapport à la zone d'étude (il ne possède pas les bons rapports d'épaisseurs, les bonnes frictions etc...), son but n'étant pas de reproduire les conditions de terrain, mais de comprendre comment, de manière générale, s'exprime la déformation au contact d'une marche descendante oblique. Nous identifions malgré tout certaines ressemblances avec notre zone d'étude (Fig. 4.12) :

- La déformation se propage beaucoup plus loin du côté est de la faille de Ferrette, que du côté ouest.
- Du côté est de la faille de Ferrette, on observe plusieurs anticlinaux relativement espacés.
- La longue rampe associée à l'anticlinal du Mont Terri rappelle celle de la partie gauche de la boîte à sable où un fort taux de raccourcissement est accommodé au dessus de la marche (Fig. 4.11 f).

Par ailleurs, [Ustaszewski et Schmid \(2006\)](#) décrivent une augmentation du raccourcissement sur l'anticlinal de Ferrette de l'est vers l'ouest, ce qui s'explique par le fait que la déformation est progressivement bloquée par la faille de socle au fur et à mesure qu'elle se propage vers le nord-ouest, comme on l'observe dans la boîte à sable.



**Charmoille.** Bloc basculé appartenant à l'accident de Ferrette.



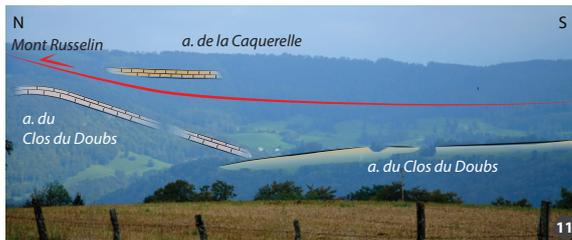
**Carrière Lachat.** Faille décrochante.



**Ferrette (8)** Failles décrochantes appartenant à l'accident de Ferrette



**Carrière Lachat.** Anticlinal du Mont Terri, flanc avant à pendage inverse.



**Seuleute.** Vue sur l'anticlinal de la Caquerelle.



**Moutier.** Anticlinal du Raimeux, flanc arrière.



**Cornol.** Failles normales héritées et renversées au sein de la formation Passwang.

FIGURE 4.8 – Observations de terrain. La localisation des différentes structures est indiquée en figure 4.1.

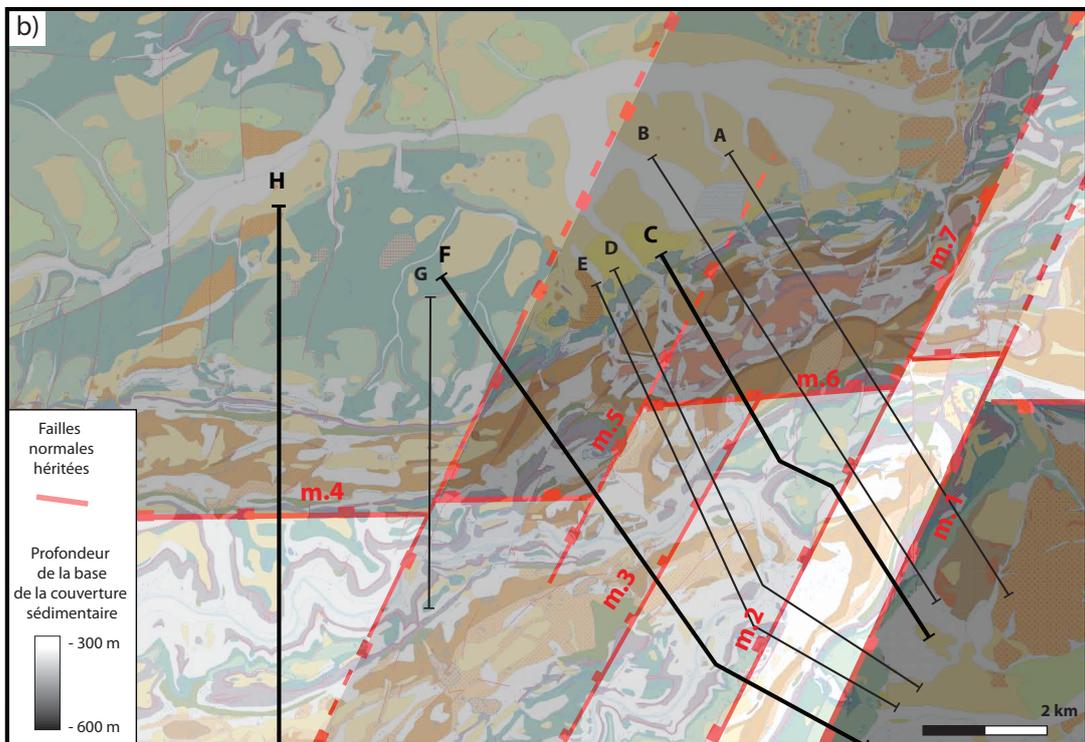
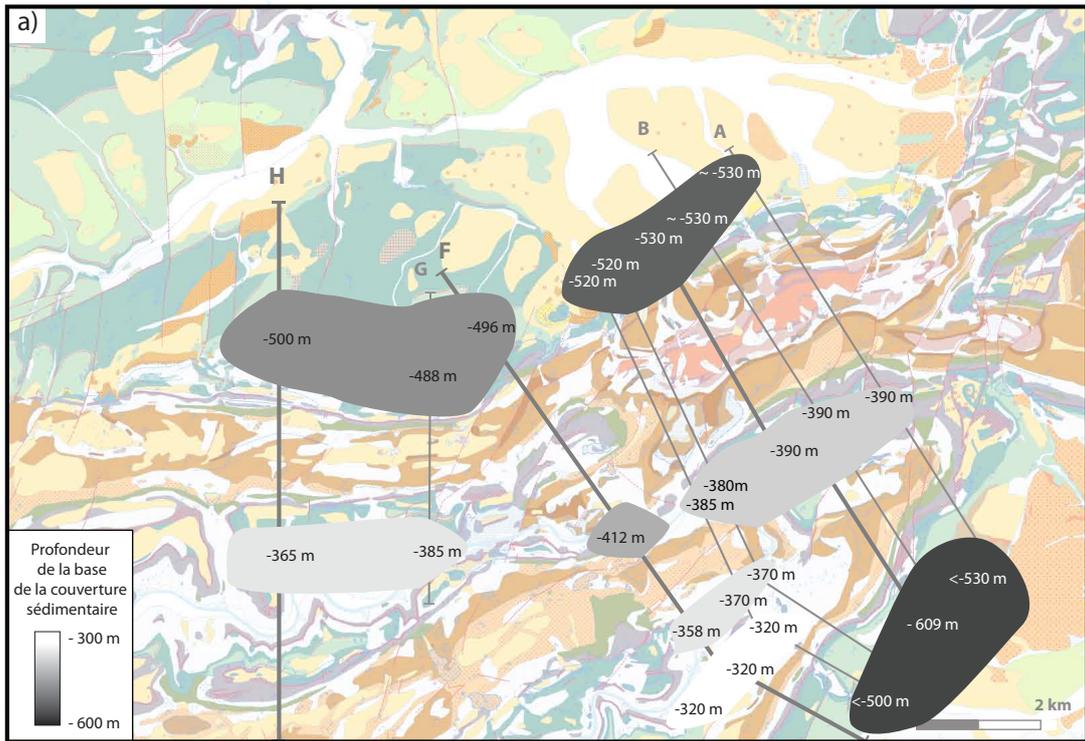


FIGURE 4.10 – Différences de profondeur apparente de la base de la couverture sédimentaire au niveau des synclinaux, déduites des coupes présentées en figure 4.5 et 4.6 (a) et interprétation en terme de structures héritées (b).

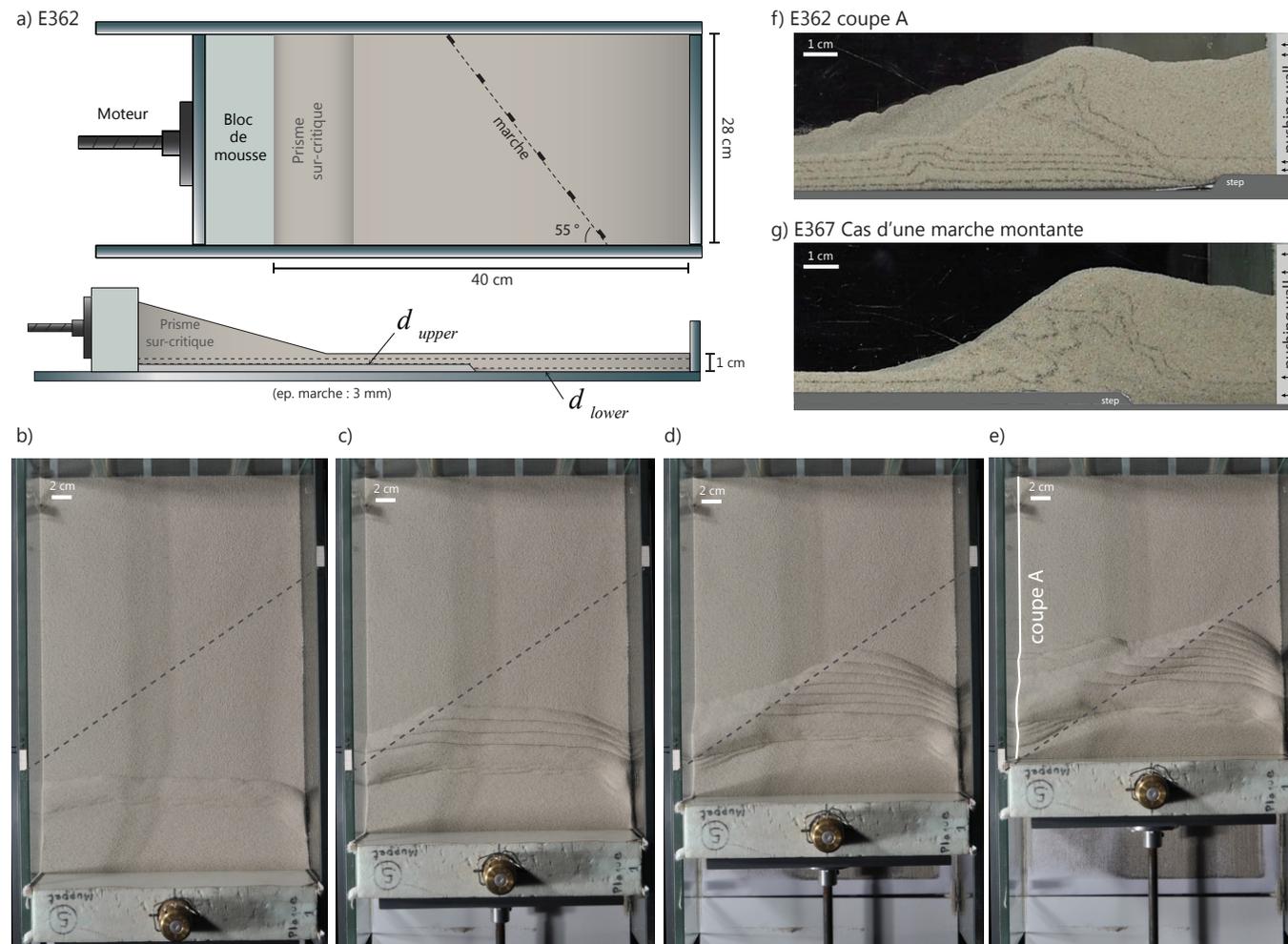


FIGURE 4.11 – Résultats de la modélisation en boîte à sable. Influence d'une marche descendante oblique sur la déformation compressive : prototype (a) Front de déformation rectiligne (b). La déformation est progressivement bloquée par la marche du côté gauche de la boîte, alors que du côté droit elle continue de se propager vers le fond de la boîte (c)(d). La déformation passe la marche du côté gauche de la boîte (e). Résultat en coupe du côté gauche de la boîte, montrant qu'une importante quantité de raccourcissement a été accommodée sur une longue rampe avant que la déformation puisse se propager au-delà de la marche (f). Exemple de résultat obtenu dans le cadre d'une expérience de marche montante, montrant qu'une telle marche bloque moins clairement la déformation et génère un style structural très différent (g).

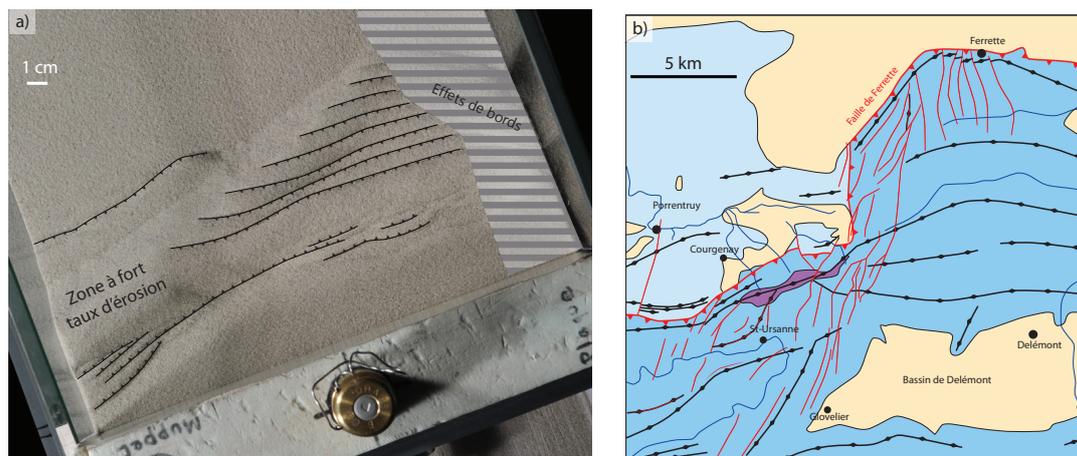


FIGURE 4.12 – Comparaison entre le résultat en boîte à sable de l'expérience E367 et la géologie structurale de la région de Ferrette et Mont Terri.

Cette modélisation en boîte à sable présente des effets de bords très importants, notamment du côté droit. Un effet de bord important mais moins visible concerne le côté gauche de la boîte : la marche de socle arrivant directement au contact du mur gauche, la déformation est obligée de se développer selon une direction rectiligne. Or, il se pourrait qu'en réalité, au contact d'une marche oblique, la géométrie des structures subisse une rotation. Notre expérience ne permet pas de prendre cela en compte.

Cette modélisation n'avait ici que pour objectif de nous aider à comprendre le comportement 3D de la déformation. Elle sera refaite dans des conditions plus rigoureuses à la suite de la thèse.

## 4.5.2 Interprétation cinématique

### 4.5.2.1 Rôle de l'accident de Ferrette

Le demi-graben de Ferrette s'est formé par abaissement de la couverture sédimentaire lors de la mise en place de la faille de Ferrette à l'Oligocène. Les résultats de la modélisation en boîte à sable nous ont permis de comprendre que la partie nord de l'accident de Ferrette ainsi que les failles E-W présentes sous l'anticlinal du Mont Terri et de la Roche d'Or ont joué le rôle de blocage de la déformation. La partie Sud de l'accident de Ferrette, qui délimite l'ouest du bassin de Delémont, est une marche montante pour la déformation et aura donc moins d'importance sur la propagation de la déformation qu'une marche descendante. C'est la raison pour laquelle dans notre zone d'étude la déformation s'est propagée au-delà de la faille zone de Ferrette jusqu'à la marche descendante située sous la structure du Mont Terri, formée par une faille de socle. En étudiant l'ordre de mise en place des structures dans la zone, nous allons voir que la marche montante de la partie sud de la zone de Ferrette a malgré tout temporairement ralenti la propagation du front de la déformation en générant des rampes.

#### 4.5.2.2 Mise en place de l'anticlinal du Mont Terri

L'anticlinal du Mont Terri est la structure la plus septentrionale accommodant un raccourcissement significatif avant le Jura tabulaire. Lors de sa mise en place, l'ensemble des structures présentes au sud du Mont Terri ont donc été transportées sur le niveau de décollement et les rampes. La longue rampe associée au Mont Terri s'explique par le blocage de la déformation au niveau d'une (ou plusieurs) marches descendantes formées par des failles normales E-W à NW-SE, à pendage nord. Lors du développement de cette rampe, du matériel appartenant au niveau de décollement de la formation Zéglingen est emporté le long du plan de faille. La faible friction de ce niveau évaporitique confère une friction très faible au plan de faille, favorisant son activation et donc le blocage de la déformation au niveau de cette structure (voir chapitre 3).

La géométrie de l'anticlinal de Clairmont et plus particulièrement sa rampe, qui est très redressée au niveau de sa ramification avec l'anticlinal de la Roche d'Or (coupe D et E), nous permet de considérer que cette structure s'est formée avant l'anticlinal de la Roche d'Or et a été transportée par la rampe de ce dernier.

La rampe de l'anticlinal de la Roche d'Or semble s'être développée de manière oblique par rapport à l'anticlinal de Clairmont puisque ce dernier s'éloigne de l'anticlinal de la Roche d'Or lorsque l'on déplace vers l'ouest (coupe F). Nous considérons ici qu'au niveau des coupes C, D et E, la rampe de l'anticlinal de la Roche d'Or a réutilisé la rampe aveugle de l'anticlinal de Clairmont, recoupant cette fois-ci la couverture sédimentaire jusqu'à la surface. Les deux rampes s'individualisent progressivement vers l'ouest et sont indépendantes au niveau de la coupe F.

#### 4.5.2.3 Transport des failles héritées et mise en place de l'anticlinal de la Caquerelle

Il est important de garder en tête que pour toutes les failles héritées de la zone allochtone du Jura, la partie de ces failles traversant la couverture est aujourd'hui désolidarisée de la partie affectant le socle. De la même façon, si des failles de socle ont généré des rampes, les anticlinaux associés à ces dernières ne se trouvent plus aujourd'hui à l'aplomb des failles de socle, sauf si la déformation ne s'est pas propagée plus loin vers l'avant-pays depuis.

Les failles à fort pendage, de direction NNE-SSW, séparant les structures plissées de notre zone d'étude du bassin de Delémont, ne peuvent donc pas être héritées puisqu'elles se situent encore aujourd'hui dans l'axe de l'accident de Ferrette. Nous les interprétons donc comme des failles décrochantes tardives. En revanche nous avons également décrit des failles à fort pendage, de direction NE-SW, il pourrait s'agir de failles normales héritées NNE-SSW transportées et pivotées lors de la mise en place de l'anticlinal du Mont Terri.

Un bon exemple concerne l'anticlinal de la Caquerelle. Une faille de direction NNE-SSW, à fort pendage, longe aujourd'hui la partie sud de l'anticlinal de la Caquerelle en surface (Fig. 4.5, c.6 et 4.6 coupe F). Il ne peut cependant pas s'agir de la même faille de socle située sous l'anticlinal (voir section 4.4.5.3), la partie "couverture" de cette dernière ayant été transportée vers le nord lors de la mise en place de l'anticlinal du Mont Terri et des autres structures. La faille qui longe aujourd'hui l'anticlinal de la Caquerelle est donc vraisemblablement une faille décrochante, formée lors de la compression mio-pliocène, à l'aplomb de la marche de socle et qui, par un jeu décrochant-inverse, a généré la mise en place de l'anticlinal de la Caquerelle. Cela explique d'ailleurs la géométrie atypique de cette structure. Cette phase de décrochement pourrait être associée à la rotation

tardive de la direction de raccourcissement régional, depuis une direction NW-SE vers une direction N-S, plus favorable au développement de failles décrochantes générées par des marches de socle de direction NNE-SSW.

Par ailleurs, en réalisant des coupes à travers cet anticlinal, on se rend compte que cette faille décrochante est aujourd'hui légèrement décalée vers le nord par rapport à la faille de socle (coupe C et F). Ce faible décalage nous indique que l'anticlinal de la Caquerelle s'est formé assez tardivement, en hors-séquence, mais qu'un peu de raccourcissement a quand même été accommodé au nord de l'anticlinal depuis sa mise en place.

La partie nord de l'anticlinal de la Caquerelle nous éclaire sur ce point : la rampe associée à cette structure est plissée par la terminaison nord de l'anticlinal du Clos du Doubs. Indiquant que celui-ci s'est donc mis en place encore plus tardivement.

Il est donc nécessaire de considérer que les anticlinaux du Mont Terri, de Clairmont et de la Roche d'Or, se sont mis en place de manière précoce.

#### 4.5.2.4 Séquence de mise en place proposée

Ces réflexions nous ont conduit à réaliser un modèle cartographique conceptuel de mise en place des structures dans la zone du Mont Terri. La séquence proposée est la suivante :

**1** : Première phase de plissement de l'anticlinal du Clos du Doubs, dont la rampe est générée par la marche m.1 (Fig. 4.13 a).

**2** : La topographie créée par cette première structure permet mécaniquement de passer la marche m.1. La déformation se propage vers le NW et se localise au niveau de la faille héritée m.2, l'anticlinal de Clairmont se développe. L'anticlinal du Clos du Doubs formé en étape 1 est transporté vers le NW passivement (Fig. 4.13 b).

**3** : La topographie créée par l'anticlinal de Clairmont permet mécaniquement à la déformation de passer la marche m.2, elle est alors bloquée par les marches descendantes m.4, m.5 et m.6 permettant le développement de l'anticlinal de la Roche d'Or. L'anticlinal du Clos du Doubs est passivement transporté vers le NW sur le niveau de décollement, tandis que la rampe de l'anticlinal de Clairmont est partiellement réactivée (Fig. 4.13 c).

**4** : La marche m.1 se retrouve à nouveau sous une topographie subhorizontale, situation qui, nous l'avons vu au chapitre 3, bloque la propagation de la déformation. Celle-ci revient donc former l'anticlinal de la Caquerelle en hors-séquence, au niveau de la marche m.1 (Fig. 4.13 d).

**5** : La topographie ainsi créée permet finalement à la déformation de se propager de nouveau vers le nord. Celle-ci viendra se localiser au niveau du creux topographique situé entre le synclinal de l'ensemble Roche d'Or-Clairmont-Mont Terri et l'anticlinal de la Caquerelle, reprenant l'anticlinal du Clos du Doubs. La terminaison nord de la Caquerelle se retrouve plissée lors de cette dernière phase de déformation (Fig. 4.13 e, f).

**6** : Les structures hors séquence ayant redressé la topographie à l'arrière de la zone, la déformation se propage de nouveau jusqu'aux marches m.4, m.5 et m.6 provoquant un serrage tardif de l'ensemble de la zone, ce qui redressera globalement les flancs des anticlinaux.

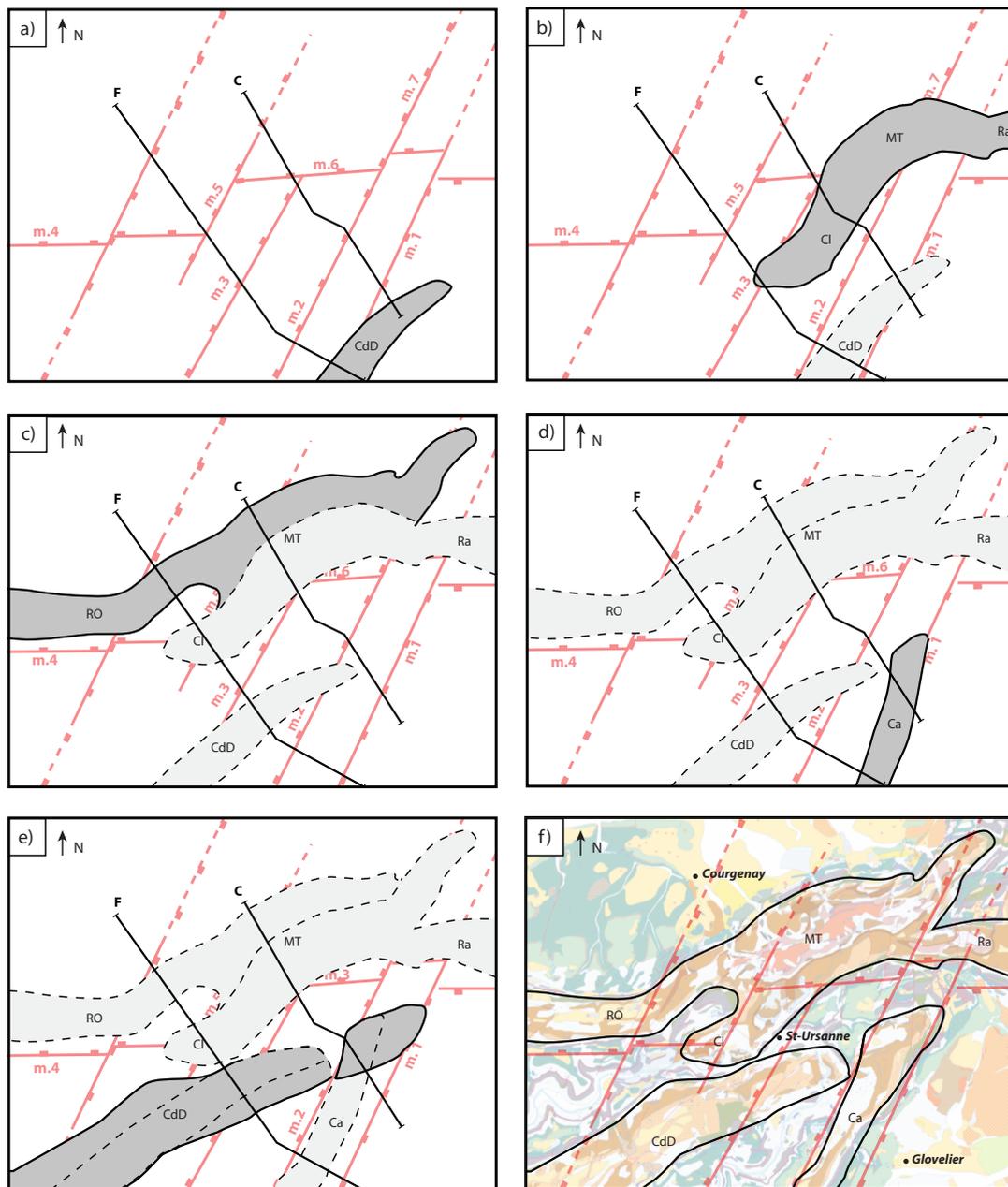


FIGURE 4.13 – Modèle conceptuel de la cinématique de mise en place des structures dans la zone de St-Ursanne. Pour chaque étape, la structure active est représentée en gris foncé et les structures passivement transportées passivement en gris clair avec un contour en tiretés. Leurs délimitations sont qualitatives. Première phase de plissement de l'anticlinal du Clos du Doubs (a). Mise en place de l'anticlinal de Clairmont (b). Développement de l'anticlinal de la Roche d'Or et formation de l'anticlinal du Mont Terri par connection de ce dernier avec l'anticlinal de Clairmont (c). Développement de l'anticlinal de la Caquerelle en hors-séquence le long d'une faille décrochante à composante inverse (d). Seconde phase de plissement de l'anticlinal du Clos du Doubs, situation actuelle (e). Situation actuelle avec carte géologique (f).

## 4.6 CONCLUSION

---

---

Cette analyse cartographique de la carte géologique de St-Ursanne nous a permis d'interpréter la région en 3D à l'aide de 8 coupes traversant les différentes structures, de proposer une géométrie de socle associée et une interprétation cinématique 3D. L'étude de la prolongation ouest de l'anticlinal du Mont Terri nous a amené à faire évoluer l'interprétation de la coupe étudiée au chapitre 2 (coupe C dans cette étude). Le fort pendage du flanc arrière de la structure est expliqué ici par la mise en place de la faille principale du laboratoire du Mont Terri au sein des argiles à Opalinus liée à la seconde phase de plissement de l'anticlinal du Clos du Doubs et à un serrage tardif de l'ensemble de la structure du Mont Terri par glissement sur le décollement triasique.

Nous montrons dans cette étude comment les résultats mécaniques obtenus dans le chapitre 3 peuvent être utilisés qualitativement dans le cadre d'une interprétation structurale concrète.

Mené en tant que travail de fond durant cette thèse, ce travail est amené à se poursuivre dans le cadre d'une collaboration avec swisstopo (contrat post-doctoral de septembre 2016 à avril 2017). Deux objectifs sont envisagés, le premier est d'interpréter d'autres coupes en profondeur de manière à ce que l'ensemble des coupes représentent un modèle géométrique cohérent. Le second est de réaliser un modèle 3D de proche-surface au sein du logiciel MOVE (©Midland Valley), à partir des 8 coupes présentées dans ce travail. Ce travail sera également l'occasion de réaliser des tests mécaniques et analogiques supplémentaires pour vérifier quelques hypothèses cinématiques et illustrer l'expression de la déformation dans une zone à fort héritage tectonique. La modélisation en boîte à sable présentée ici sera notamment reproduite dans de meilleures conditions de manière à minimiser les effets de bords. Par ailleurs, des tests mécaniques avec Optum G2 seront menés, permettant de vérifier certains points clés de la cinématique proposée, tels que le passage des différentes marches ou encore la phase tardive de plissement de l'anticlinal du Clos du Doubs.

## POINTS CLÉS DU CHAPITRE 4

---

- **Le calcul à la rupture** est utilisé ici de manière qualitative dans le cadre de l'interprétation structurale 3D de la carte géologique de St-Ursanne. Les résultats mécaniques obtenus au chapitre 3 sont utilisés pour appuyer l'interprétation cinématique de la mise en place des structures dans la région.
- Nous proposons une **interprétation en pseudo-3D** des structures de la région de St-Ursanne (Fig. 4.13) sur la base de coupes géologiques, dont 8 sont présentées dans ce manuscrit pour la proche surface (Fig. 4.5) et 3 donnent une interprétation de la géométrie en profondeur. (Fig. 4.6).
- La réalisation de ces coupes a permis de mettre en évidence des **différences de profondeur de la base de la couverture sédimentaire**, que nous expliquons comme l'effet de **failles normales héritées**. Cela nous permet de proposer une **interprétation géométrique de la morphologie du socle** morcelé en horsts et grabens (Fig. 4.10).
- Les résultats mécaniques obtenus au chapitre 2 nous permettent de proposer une séquence mécaniquement plausible, de mise en place des structures mio-pliocènes au-dessus de ce socle morcelé. Cette **interprétation cinématique** est présentée sous forme d'un modèle cartographique conceptuel en figure 4.13
- L'interprétation de la coupe de l'anticlinal du Mont Terri a de nouveau évolué grâce à l'étude menée dans ce chapitre. La solution proposée considère un pli de rampe assez classique dont le flanc arrière redressé s'explique à la fois par la présence de la "faille principale du laboratoire" développée lors de la mise en place de la seconde rampe de l'anticlinal du Clos du Doubs, et par un accentué par un serrage tardif de l'ensemble de la zone.



———— DEUXIÈME PARTIE ————

---

ETUDIER LA DÉFORMATION ACTUELLE

---



## CHAPITRE 5

### Analyse du style tectonique actuel du Jura. (Article en préparation)

Dans ce cinquième chapitre nous changeons d'échelle pour nous intéresser à une problématique régionale, celle du style tectonique affectant actuellement le Jura. Nous étudions ici l'hypothèse d'une déformation actuelle compressive. Cinq coupes traversant le Jura depuis le cœur des Alpes jusqu'à l'avant-pays sont considérées. La plus au Sud correspond au profil ECORS, une autre a été reprise de [Burkhard et Sommaruga \(1998\)](#) et les trois autres, les plus au Nord, ont été réalisées pour cette étude grâce à diverses sources de données. En plus du niveau de décollement triasique connu pour avoir permis la mise en place des structures dans le Jura, nous considérons ici que la transition entre la croûte supérieure et la croûte inférieure joue le rôle de niveau de décollement. L'expression de la déformation en fonction de l'efficacité des deux niveaux de décollement est alors étudiée pour chaque coupe grâce au logiciel Optum G2.



# MECHANICAL ANALYSIS OF THE THIN- VERSUS THICK-SKINNED CURRENT TECTONICS IN THE JURA FOLD-AND-THRUST BELT.

---

Typhaine Caër<sup>1</sup>, Pascale Leturmy<sup>1</sup>, Bertrand Maillot<sup>1</sup>, Pauline Souloumiac<sup>1</sup>, Christophe Nussbaum<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Université de Cergy-Pontoise, Département Géosciences et Environnement, 95000 Cergy-Pontoise, France

<sup>2</sup> Federal Office of Topography swisstopo, Wabern, Switzerland

*Abstract.* This study is an example of application of the Limit Analysis theory to the mechanical study of real geological questions. Here we are interested in a regional scale problem, the one of the current tectonic style affecting a fold-and-thrust belt. We focus on the external front of the Alpine chain, the Jura fold-and-thrust belt. This belt is classically interpreted as a thin-skinned chain emplaced in the Mio-Pliocene using the triassic evaporites as décollement level. Field observations and seismic interpretations indicate that the front of Jura is still submitted to deformation but do not allow to clearly determine whether or not this front has already been "won" by thick-skin tectonics. We study this question from a mechanical point-of-view using the Limit Analysis theory by the mean of the software Optum G2. The 3D aspect of this problem is approached here by using as prototypes five cross sections that scan the whole Jura. These cross sections contain two main potentially active décollement levels, the Triassic evaporitic layer and a deeper décollement formed at the transition between the upper crust and the lower crust. We submit the prototypes to a compressive force and by optimization the software gives the location and geometry of the first rupture that develops. We realize a parametric study for the five cross sections varying the friction angle on the two main décollements. The results show that the Jura is not undergoing the same tectonics everywhere. Indeed, the thick-skinned front of deformation crosses the Jura diagonally, separating a North-East thick-skinned area from a south-West thin-skinned or undeformed area. We also show that a thick-skinned tectonic style can be accompanied by a simultaneous activation of a shallow décollement, in this case the triassic décollement, complicating the interpretation of apparent thin-skinned field structures.

## 5.1 INTRODUCTION

---

It is classical in structural geology to describe the deformation style with two different terms, initially proposed by Rodgers (1949) (Pfiffner, 2006; Bauville et Schmalholz, 2015) : "thin-skinned tectonics" and "thick-skinned tectonics". The first one refers to a deformation rooted on a shallow décollement often located at the basis of the sedimentary cover, which leads to commonly consider that in thin-skinned tectonics only the sedimentary cover is involved and the basement remains undeformed (Chapple, 1978; Madritsch *et al.*, 2008). This term is opposed to "thick-skinned tectonics" which refers to a structural style in which the basement is involved. These definitions are somewhat different depending on authors, Pfiffner (2006) for example gives more importance to

the depth of rooting of the thrusts than to the distinction between basement and cover. Hereafter we will use the definition of [Rodgers \(1949\)](#) considering that thick-skinned deformation describes all deformations involving the basement. These two tectonic styles are not independent, they often succeed in space but also in time during the formation of an orogen. Indeed, in the hinterland of an orogen, the deformation is rooted very deeply, up to the transition between upper and lower crust, but when moving from the hinterland to the foreland, the deformation progressively reaches the surface using shallower and shallower décollements, following the principle of the minimum work ([Masek et al., 1998](#)) and forming a thin-skinned fold and thrust belt in the foreland. With increasing deformation, the basement is progressively involved in the external domains and a thick-skinned tectonic phase succeeds to the previous thin-skinned phase. In the Zagros fold-and-thrust belt for example, the basement is clearly involved in the deformation, but has accommodated less deformation than the sedimentary cover, indicating that it has been involved in a late deformation stage, following therefore a period of thin-skinned tectonics ([Molinaro et al., 2005](#); [Leturmy et al., 2010](#)).

This kinematic evolution can be explained mechanically by the critical wedge theory of [Dahlen \(1984\)](#). An orogen, is a double wedge composed of a pro-wedge and a retro-wedge. They undergo internal deformation until their tapers become critical, allowing them to slide on the basal décollement without internal deformation and to grow by in sequence thrusting in the foreland ([Davis et al., 1983](#); [Dahlen, 1984](#)). In a study concerning the NW wedge of the Alpine orogen, from the central Alps to the Jura front, [Mosar \(1999\)](#) explains that if this wedge is subcritical, it will undergo internal deformation by an underplating phenomena, propagating progressively the thick-skinned tectonics toward the external part of the orogen. However, the internal stability of the prism is not only dependent on its geometry but also on physical properties, explaining that each orogen will evolve in its own way. If the deformation generally evolves from thin-skinned to thick-skinned, there are also examples of belts, like the Taiwan fold-and-thrust belt, in which thick-skinned tectonics precedes thin-skinned tectonics ([Lacombe et al., 2003](#)).

In this study we will focus on the Alpine orogen and in particular on the Jura fold-and-thrust belt. It is generally accepted that it was emplaced in Mio-Pliocene times in a thin-skinned tectonic mode using the shallow triassic décollement, but it is suspected to be currently affected by thick-skinned tectonics ([Becker, 2000](#); [Giamboni et al., 2004](#); [Ustaszewski et al., 2005b](#); [Ustaszewski et al., 2007](#); [Madritsch et al., 2008](#)). Despite a lot of studies that provide various informations and arguments, the question of the current tectonic style in the Jura remains a matter of debate ([Mosar, 1999](#); [Becker, 2000](#); [Ustaszewski et al., 2006, 2007](#); [Madritsch et al., 2008, 2010](#)). The objective of this study is to give a mechanical point of view on this question. The Dahlen's theory ([Dahlen, 1984](#)) has long been the only theory explaining the mechanical behaviour of fold-and-thrust belt and accretionary wedges but now it is enriched by the use, in geology, of another mechanical theory, the Limit Analysis ([Maillot et al., 2006](#); [Cubas et al., 2008](#); [Mary, 2012](#); [Mary et al., 2013a,b](#)). Like Dahlen theory, the Limit Analysis theory predicts the localization and geometry of plastic failure in a prototype with complex geometries, rheological heterogeneities, inherited faults or surface phenomena. The results obtained can be interpreted in the light of the Dahlen's theory. Optum G2 is a software that can predict the onset of Coulomb failure geometry by the Limit Analysis theory ([Krabbenhøft et al., 2014](#)). We use this software to study five cross sections from the Alps to the Jura and scanning the Jura from south to north focusing on the effect of the friction

angle on the two mains décollements.

Our mechanical results are sensitive to the topography of the prototype and since the Pleistocene, the topography of the transect Jura-Alps have been strongly affected by erosion, especially by Quaternary glaciations, therefore, by "current tectonic style" we consider the tectonics affecting the area since the topography is similar to the present day.

## 5.2 TECTONIC SETTINGS

---

---

### 5.2.1 Emplacement of the Jura fold-and-thrust belt

The Jura fold-and-thrust belt is an arcuate mountain range which represents the northern part of the Alpine orogeny. This folded area is separated from the hinterland by the Molasse basin, a flexural basin formed in Miocene times and filled by erosion products coming from the Alps. The Jura is also framed by two tertiary basins, the Rhine graben to the north and the Bresse graben to the west. Both opened during the Oligocene extension (Sommaruga, 1999; Nussbaum *et al.*, 2011) and are partially overlapped by the jura front (Fig. 5.1). Three tectonic areas are classically distinguished in the Jura : the internal Jura, allochthonous and strongly folded, the external Jura, allochthonous and composed by slightly deformed areas named "plateaux" separated by strongly folded zones named "faisceaux" and the tabular Jura, autochthonous and very slightly deformed (Homburg, 1997; Sommaruga, 1999; Nussbaum *et al.*, 2011) (Fig. 5.1). The Mesozoic cover is essentially composed of Triassic and Jurassic sediments. Cretaceous sediments are well developed in the internal Jura, less developed to the north and absent to the east due to an heterogeneous sedimentation process (Homburg, 1997). The thickness of the Mesozoic cover evolves from 1 km to the north to 3 km in the south (Nussbaum *et al.*, 2011).

The Jura belt mainly formed between Serravalian times and early Pliocene times (Laubscher, 1992; Becker, 2000) using a triassic décollement level. In the southwest the décollement level is located in the Keuper gypsum while it is located in the Muschelkalk evaporites in the northeast (Mugnier *et al.*, 1986; Jordan, 1992). This décollement is slightly dipping ( $1^\circ$  to  $3^\circ$ ) toward the hinterland (Sommaruga, 1999; Mosar, 1999). The shortening accommodated by the Jura is estimated between 0 km at its eastern termination up to 25 km in its central part (Laubscher, 1965, 1972; Burkhard, 1990; Affolter *et al.*, 2004; Philippe *et al.*, 1996; Nussbaum *et al.*, 2011), but some recent studies mentioned that this shortening could be higher than 25 km as authors propose a duplication of the sedimentary cover (Schori *et al.*, 2015) and (Nussbaum *et al.*, submitted). The Jura belt formed in an area presenting an extensive inheritance linked to two different episodes, the permo-carboniferous extension that forms ENE to NE grabens below the actual northern Jura and the Oligocene extension responsible for the opening of the Rhine and Bresse grabens which currently frame the Jura belt and the inherent Rhine-Bresse-transfer-Zone (RBTZ) which played the role of corridor with both extensive and strike-slip deformation, probably reactivating Permo-Carboniferous normal faults. The northern part of the Jura have formed along this RBTZ.

Despite this extensive heritage, the Jura fold-and-thrust belt is commonly presented as the archetype of a thin-skinned fold-and-thrust belt (Buxtorf, 1907; Laubscher,

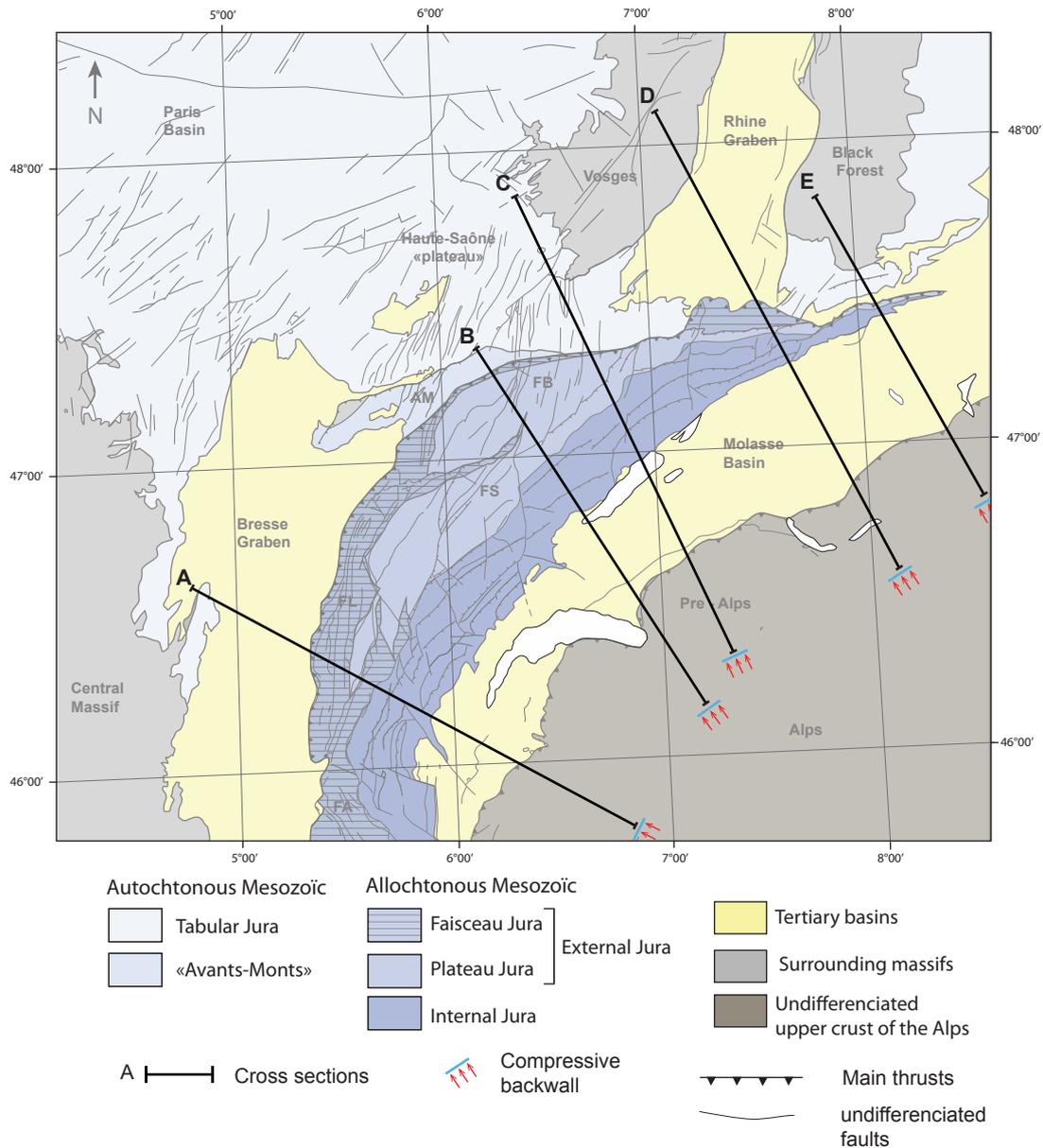


FIGURE 5.1 – Tectonic map of the Jura and its surroundings and position of the five cross sections used as prototypes in this study. The symbol with red arrows represent the emplacement of the moving wall that we consider in this study. Legend : AM : "Avant-Monts", FA : Ambérieu faisceau, FB : Bizontin faisceau, FL : Lédonien faisceau FS : Salinois faisceau.

1961; Burkhard, 1990; Burkhard et Sommaruga, 1998; Pfiffner, 2006; Madritsch *et al.*, 2008, 2010). The inherited faults are then considered to have influenced the thin-skinned deformation by localizing the ramps (Ustaszewski et Schmid, 2007) (chapitre 2 et 3). However some authors mention the involvement of the basement in certain structures (Guellec *et al.*, 1990; Pfiffner *et al.*, 1997; Rotstein et Schaming, 2004; Ustaszewski et

Schmid, 2007; Madritsch *et al.*, 2008, 2010) by the mean of the reactivation of the older normal faults, but they associate it to a late (Post-tardi Pliocene) development of a thick-skinned tectonics in the Jura (Becker, 2000; Giamboni *et al.*, 2004; Ustaszewski *et al.*, 2005b; Ustaszewski et Schmid, 2007; Madritsch *et al.*, 2008). Most of the insights for basement involvement in the deformation come from the northeastern front of the belt, but Madritsch *et al.* (2008, 2010) show that this is also observable in the northwestern front.

### 5.2.2 The current tectonics of the Jura fold-and-thrust belt

The question of the late evolution of the belt and the one of the current tectonic style of the Jura are still debated (Mosar, 1999; Becker, 2000; Ustaszewski et Schmid, 2006, 2007; Madritsch *et al.*, 2008, 2010). Compressive tectonic activity is currently registered in the Jura, at least in the northern Jura, but this current deformation generates very low deformation rates and it is thus difficult to determine the tectonic style (Meyer *et al.*, 1994; Nivière et Winter, 2000; Giamboni *et al.*, 2004; Madritsch *et al.*, 2010). The seismicity neither helps to answer the question of the current tectonics style as the focal depth and the mechanism are often difficult to define (Meyer *et al.*, 1994; Nivière et Winter, 2000; Meghraoui *et al.*, 2001; Ferry *et al.*, 2005; Lambert *et al.*, 2005; Ustaszewski et Schmid, 2007). Field observations and seismic interpretations gives arguments for thick-skinned tectonics (Becker, 2000; Rotstein et Schaming, 2004; Giamboni *et al.*, 2004; Ustaszewski *et al.*, 2005b; Ustaszewski et Schmid, 2007; Madritsch *et al.*, 2008), but also for thin-skinned tectonics, or, at least, for a current activation of the triassic décollement (Madritsch *et al.*, 2010). The deformation of the Pliocene "Sundgau gravels" is an evidence of a late tectonic activity and is indeed of key importance to study the question of the current tectonic style. The anticlines deforming these gravels have orientations that can be linked to the reactivation of basement faults (Giamboni *et al.*, 2004; Ustaszewski et Schmid, 2007), implying thick-skinned tectonics. However (Madritsch *et al.*, 2010), gives evidences for an uplift of a paleomeander of the Doubs due to buckling on the triassic décollement since 2.9 Ma. A decoupling of the maximum strain have also been detected by borehole stress measurements between the sedimentary cover and the basement favoring the hypothesis of thin-skinned tectonics, or, at least, showing that the triassic décollement is still active. Madritsch *et al.* (2008) highlight the fact that a thick-skinned tectonics does not exclude a simultaneous activation of the triassic décollement. In the south of the belt, the current tectonic style is uncertain, both compressive and extensive structures are described (Jouanne *et al.*, 1994; Baize *et al.*, 2002; De La Taille, 2015). In this study we consider the hypothesis of an ongoing compressive tectonics.

## 5.3 PARAMETRIC STUDY OF THE CURRENT JURA TECTONICS

---

---

### 5.3.1 Principles and Method

The Limit analysis theory is a mechanical approach recently applied to geology (Maillot et Leroy, 2006), by using the formulation of Salençon (2002) and the Coulomb criterion. It consists in the search of the exact tectonic force that will produce a break

up in a considered system. With the kinematic approach of the limit analysis we can assess the least upper bound of the tectonic force, i.e. the lowest tectonic force for which a break up occurs in a considered system and the position and shape of this break up. The calculation is done accounting for mechanical equilibrium and for the maximum resistance of rocks, described by the Coulomb criterion. The numerical implementation we used is a software called Optum G2 (Krabbenhøft et Lyamin, 2014) based on the theoretical and numerical developments of Krabbenhøft et Damkilde (2003); Krabbenhøft et al. (2005); Lyamin et al. (2005); Souloumiac et al. (2009, 2010). It allows to study the onset of the deformation in a considered system. This software presents the advantage to include faults as true velocity discontinuities. We can also account for pre-existing faults and heterogeneities. The Limit Analysis theory considers only frictional parameters and no viscous behavior and elasticity.

### 5.3.2 Prototypes : presentation of the five cross sections

#### 5.3.2.1 Geometry of the prototypes

We built five prototypes that correspond to five cross sections from the Alps to the Jura foreland and scanning the whole Jura (Fig. 5.1 and 5.2). The southern most one, cross section A, corresponds to the ECORS profile, redrawn after Schmid et Kissling (2000) and assuming that the uprising of the Triassic décollement below the Molasse basin is due to the reactivation of a Permian graben as proposed by Philippe (1995). The cross section B has been redrawn after Burkhard et Sommaruga (1998). Cross sections C, D and E have been realized for this study based on the results of Pfiffner et al. (1990); Sommaruga (1999); Rotstein et al. (2006); Ustaszewski et Schmid (2007) and Sommaruga et al. (2012).

Two mains décollements are considered : the triassic evaporites, on which are rooted the folds of the Jura fold-and-thrust belt, D1 and the transition between the brittle upper crust and the viscous lower crust, D2 (Fig.5.2). Note that at this scale, we cannot distinguished the different triassic décollements in Muschelkalk and Keuper layers, the décollement D1 is localised at the bottom of the Triassic series. This mid-crustal décollement is considered to be at a depth of 15 km below the Jura and below the Alps, its depth has been determined by isostasy. These décollements are considered to be planar, they have no thickness.

In the Jura the stratigraphy of the sedimentary cover has been simplified, the Cretaceous and Jurassic sediments has been merged in a same layer. We thus distinguish in our prototype, Permo-Carboniferous sediments the Triassic series, the Jurassic/Cretaceous series and the Tertiary series which mainly corresponds to the infill of the Molasse Basin. The remainder of the upper crust is regrouped in one material called "undifferentiated upper crust"(Fig. 5.2).

In this study we want to focus on the tectonics affecting the Jura fold-and-thrust belt and following the theory of Dahlen, in order to have deformation in the Jura, the backside has to represent a critical prism. As a consequence, the alpine domain is a buffer zone that allows to propagate the deformation in the foreland and to minimize the boundary effects. We choose to model the alpine domain as a uniform domain with only one material "undifferentiated upper crust" (Fig. 5.2).

As long as the topographic slope, the basal slope (the one of D2) and the physical properties of this area form a critical prism, the result in the Jura remains the same.

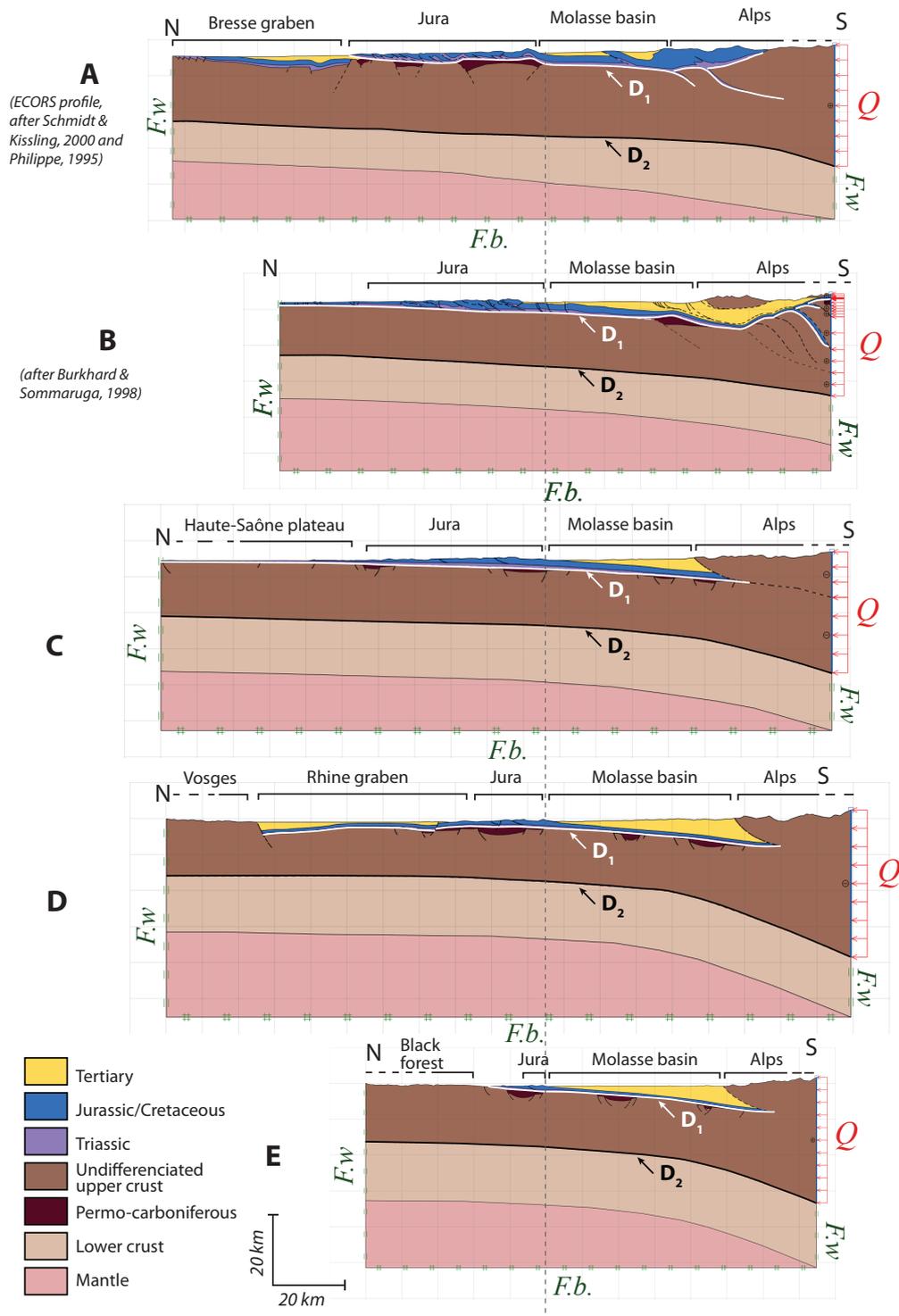


FIGURE 5.2 – Presentation of the five cross sections used as prototypes in this study. Cross section A corresponds to the ECORS profile, redrawn after Schmid et Kissling (2000); Philippe (1995). Cross section B have been redrawn after Burkhard et Sommaruga (1998) and cross section C, D and E have been realized for this study using the results of Pfiffner *et al.* (1990); Sommaruga (1999); Rotstein *et al.* (2006); Ustaszewski et Schmid (2007); Sommaruga *et al.* (2012). The properties conferred to each material are presented in 3.1. A compressive force  $Q$  is applied along the southern wall and the other walls are fixed ( $F.w$ ), the basis of the prototypes are fixed ( $F.b$ ).

-	$\phi$	$c$	$\phi_F$	$c_F$	$d$
-	( $^\circ$ )	(MPa)	( $^\circ$ )	(MPa)	-
Tertiary	10	1	10	0	2.7
Jurassic and Cretaceous	30	1	15	0	2.7
Trias	10	1.2	10	0	2.7
<b>D1</b>	[1 , 30]	-	-	-	2.7
Upper crust undiff.	30	1,5	15	0	2.7
<b>D2</b>	[1 , 30]	-	-	-	2.7
Lower crust	10	1	-	-	2.7
Mantle	30	1	-	-	3

TABLE 5.1 – Parameters

### 5.3.2.2 Boundary conditions

The position of the moving wall (southern wall) has been determined by considering the first high summit in the Alps before the occurrence of a deep valley, but as we said in the previous paragraph, the exact position of this wall, questionable, does not have a great impact on the deformation in the Jura, as long as the area of the Alps forms a critical prism. The other wall of the prototype is fixed and only vertical movements are allowed on it and the basis is fixed. The area of the mantle, is also a buffer zone, that minimize boundary effects.

### 5.3.2.3 Physical parameters

In order to define the Coulomb criterion we used friction angles. For each layer, we confer an appropriate friction angle ( $\phi$ ) to the material, in order to reproduce the different of rheologies of the rocks (Table 5.1). We confer to each layer the cohesion ( $c$ ) necessary to avoid any gravitational collapses (Table 5.1). We consider a softening on existing faults crossing the most competent layers (Jurassic/Cretaceous and Upper crust undifferentiated), which have a friction,  $\phi_F$ , lower than the one of the material. Note that the viscous rheology of the lower crust and the triassic evaporites is modeled with frictional parameters in this study, since the Limit Analysis concerns only brittle materials.

The friction on the two décollements is low but the exact value is unknown so we decided to vary them in order to scan a large range of values. We focused on the range  $1^\circ$  to  $10^\circ$  because beyond this range, the results do not change anymore.

## 5.4 RESULTS

---

### 5.4.1 Description of the results

The parametric study contains almost 500 runs. Each result is unique but we can classify them by common features. The figure 5.3 illustrates the different types of results we distinguished, using examples of cross section C. These results are presented in terms of absolute value of the velocity vector, the red area corresponds to area with the higher velocity and in blue area the velocity is zero. The color gradient in between corresponds to a velocity gradient. The mid-crustal décollement, D2, is active along a distance that differs from a result to another. It can either form a crustal ramp that reaches the surface by cross-cutting the entire sedimentary cover (figure 5.3, 2, 5) or connects (Fig. 5.3, 3, 4) to the triassic décollement, D1. Therefore, the crustal ramp delimit a thick-skinned area from a thin-skinned area if the triassic décollement is activated (Fig. 5.3 3, 4) or a thick-skinned area from an undeformed area if it is not (Fig. 5.3, 2, 5). In some cases, example 3 of figure 5.3, we can also see that D1 and D2 are active in the same area. The last type of results are presented in the example 1 of figure 5.3, in this case the deformation propagates so far on D2 that the crustal ramp emerges beyond the Jura front and even beyond the cross section.

In order to better compare the lot of results obtained with this parametric study we chose to first focus on a restricted area, the frontal part of the Jura. We determined a 25 km area, represented by a black dashed rectangle on figure 5.3 and classify the results by common tectonic style in this area. We thus distinguish five types of results, presented in figure 5.3 for cross section C, but are the same for the five cross sections : In type nr.1 (Light grey) the deformation propagates so far on D2 that the crustal ramp emerges beyond the Jura front and in most of cases beyond the cross section, what we consider not geologically realistic since in this case we should consider thick-skinned deformation in the Vosges or in the Bress graben. In type nr.2 (Red) the frontal part of the Jura undergoes pure thick-skinned tectonics : the crustal ramp emerges in or just north of it, without any activation of D1. The type nr. 3 (Orange) is similar to type nr. 2 but with a simultaneous activation of D1. In type nr. 4 (Blue) the frontal part of the Jura undergoes pure thin-skinned tectonics : D1 is active, but the crustal ramp rooted on D2 emerges south of the frontal part of the Jura. In type nr. 5 (Dark grey) the crustal ramp emerges near the limit between Jura and molasse basin and the frontal part of the Jura remains undeformed.

### 5.4.2 Current tectonic style in the frontal part of the Jura belt

For each result of this parametric study, we focused on the frontal part of the Jura and we determined the tectonic style affecting this area. These results are presented on graphs on figure 5.4. The horizontal axis corresponds to the friction angle on D1 and the vertical axis to the friction angle on D2. We use the same color code than in figure 5.3. In cross section A, for  $\phi_{D2} < 6^\circ$ , the deformation propagates too far beyond the frontal part of the Jura (Fig. 5.5). For  $\phi_{D2} > 6^\circ$  and low friction angles on D1, the frontal part of the Jura undergoes thin-skinned tectonics, but if the friction on D1 is too high, this décollement can not be activated and the deformation never reaches the frontal part of the Jura belt. Moving eastward, up to cross section B, we remark that the frontal part

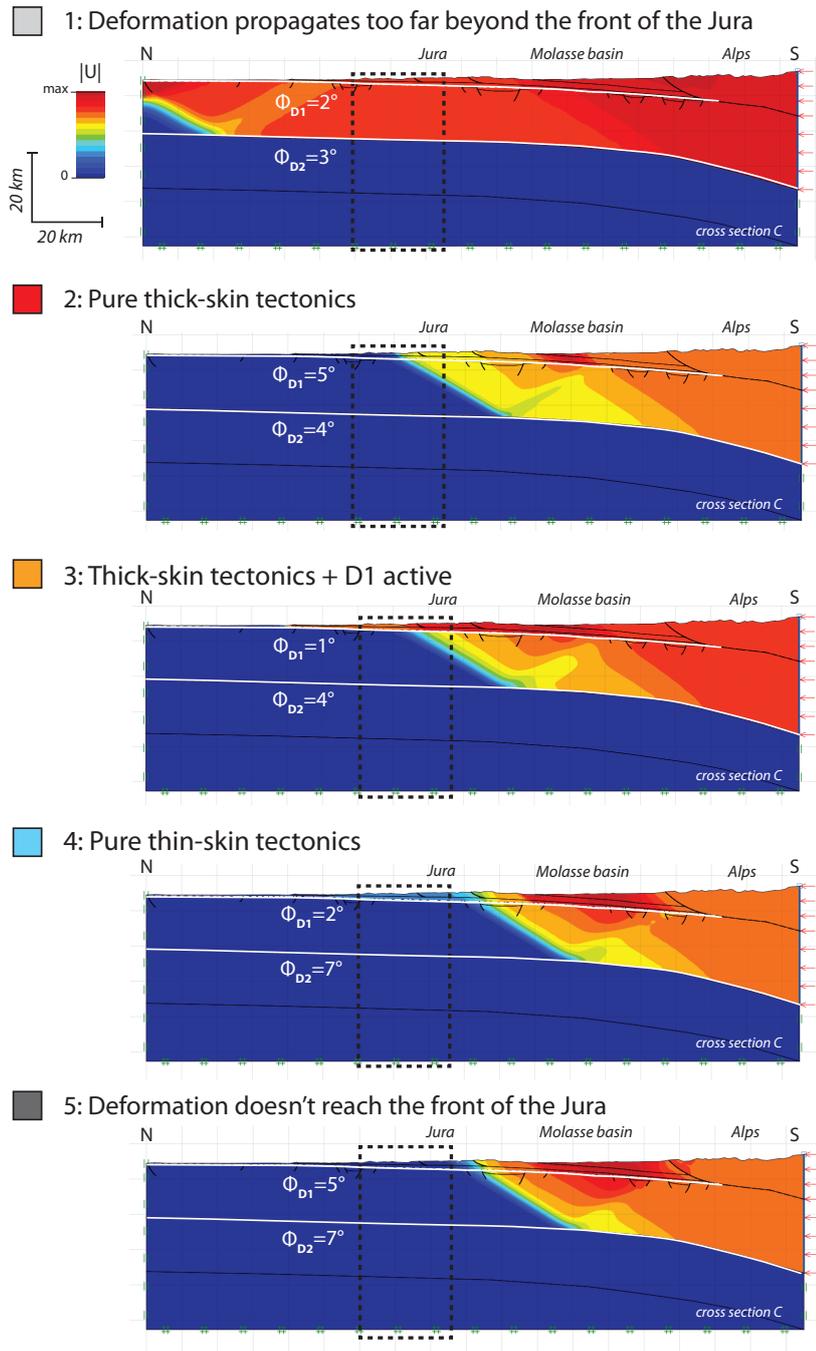


FIGURE 5.3 – Presentation of the five types of results we determined to classify the results obtained by our parametric analysis in Optum G2. Each type is illustrated by an example of result of cross section C. This examples are presented in terms of absolute value of the velocity vectors. The five types have been determined by the tectonic style affecting the Jura front (black dashed rectangle). Type 1 regroups results in which the deformation propagate too far beyond the front of the Jura, type 2 the results in which the Jura front is submitted to pure thick-skinned tectonics. In type 3 we regroup the results in which the tectonic is thick-skinned but the triassic décollement D1 is active too, in type 4 the results in which the Jura front undergo pure thin-skinned tectonics and in type 5 the results in which it is not affected by the deformation.

of the Jura undergoes thin-skinned deformation for  $\phi_{D2} > 4^\circ$  but only if the friction on D1 is very low ( $1^\circ$ ). Contrarily to cross section A, it exists a range of friction angles for which the frontal part of the Jura of cross section B undergoes thick-skinned tectonics. On cross section C, the results are similar to cross section B, the three tectonic styles are possibles. Eastward, up to cross section D and E, the frontal part of the Jura never undergoes pure thin-skinned tectonics whatever the range of parameters for  $\phi_{D1}$  and  $\phi_{D2}$ , only thick-skinned tectonics are conceivable, but if  $\phi_{D1}$  is low enough, thus, D1 can be active simultaneously. These graphs show that if the frontal part of the western Jura (cross section A) is currently undergoing compressive deformation, the tectonic style is thin-skinned. By contrast, if the frontal part of the eastern jura (cross section D and E) undergoes currently compressive deformation, this one has a thick-skinned style. The Jura is therefore not affected by the same tectonics everywhere. It follows that there is a limit, or a transition, in the Jura, between an area undergoing thick-skinned deformation and an area undergoing thin-skinned deformation.

### 5.4.3 Position of the thick-skinned front and thin-skinned front in the Jura belt.

By focusing on the Jura front we highlight the existence of a thick-skinned front cross-cutting the Jura belt. We now zoom out to the entire cross section, in order to trace this front on a map. The area located north to this thick-skinned front can either be submitted to thin-skinned deformation or remain undeformed depending on  $\phi_{D1}$ . We can see on figure 5.4 that  $\phi_{D1}$  determines if D1 is active or not, but by contrast, it has almost no influence on the activation of D2. An influence is observed on cross section B and C but only for very low values of  $\phi_{D1}$ . By contrast,  $\phi_{D2}$  influences the activation of D2, but also the activation of D1. The position of the thick-skinned front therefore mostly depends on the friction on  $\phi_{D2}$  while the position of the thin-skinned front depends on  $\phi_{D1}$  and  $\phi_{D2}$ .

#### 5.4.3.1 Position of the thick-skinned front

In order to trace the thick-skinned front, we decided to lock D1 and we fixed a high friction angle,  $\phi_{D1} = 10^\circ$ . In these cases, the crustal ramp therefore does not connect to the triassic décollement level but emerges directly in surface. We then represent on a map the position of emergence of this crustal ramp for each cross section, determining by this way the position of the front of the thick-skinned deformation for several friction angles on  $\phi_{D2}$  (Fig. 5.5). Lower is the friction angle on D2, easier is the sliding on it and thus farther propagates the thick-skinned front of deformation (Fig. 5.5). For  $\phi_{D2} < 7^\circ$  this front of deformation is located beyond the Jura front, for example it reaches the Central massif in the case of cross section A or get beyond the Vosges in cross section C, which is not geologically realistic and corresponds to the light grey cases in figure 5.4. For  $\phi_{D2} > 7^\circ$ , the position of the thick-skinned front differs majoritarily in the eastern Jura.  $\phi_{D2} = 10^\circ$  is the value for which the thick-skinned deformation front is the smoother.

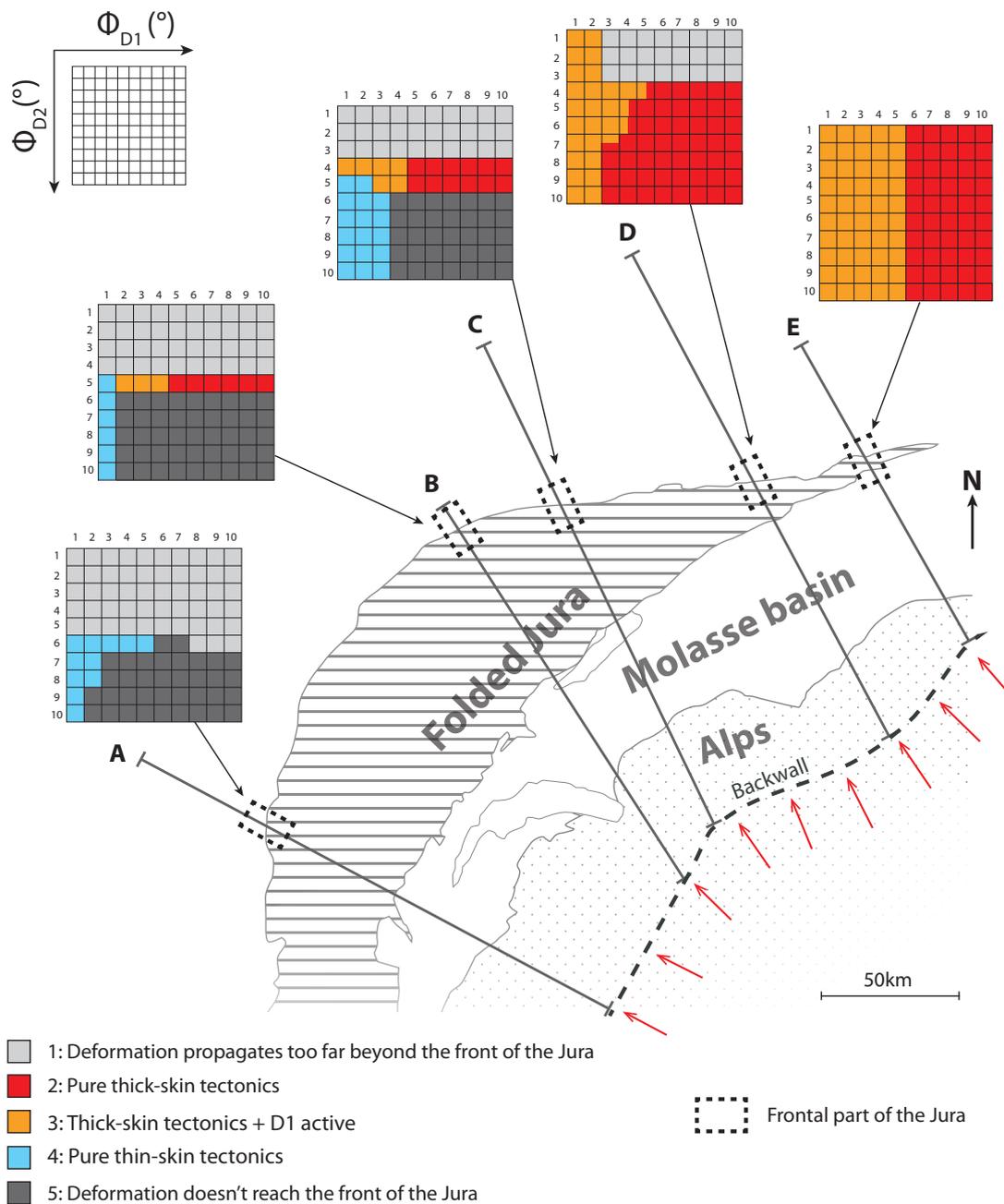


FIGURE 5.4 – Repartition of the results along the Jura front. The graphs present the tectonic style affecting the frontal part of the Jura for each cross section according to  $\phi_{D1}$  and  $\phi_{D2}$ .  $\phi_{D1}$  is represented horizontally and  $\phi_{D2}$  vertically, from  $1^\circ$  to  $10^\circ$ . Recall that the light grey cases are considered geologically unrealistic since the deformation propagates too far on D2. In the south, on cross section A, the tectonics is either thin-skinned (blue) or completely inactive (dark grey) and moving from to north along the Jura front the tectonic style evolves to a thick-skinned style on cross section D and E. On cross section B and C both thin-skinned or thick-skinned tectonics are possible, depending on the friction. These results highlight the presence of a thick-skinned front cross cutting the Jura belt.

### 5.4.3.2 Position of the thin-skinned front

We then choose to focus in details on the situation in which  $\phi_{D2} = 10^\circ$ , to study the position of the thin-skinned front. For each cross section we point out the position of the emergence of the thin-skinned ramp for  $\phi_{D1} = [1 - 10]^\circ$  (Fig. 5.6).

Lower is  $\phi_{D1}$ , farther the thin-skinned front propagates and it reaches the Jura front on each cross section for  $\phi_{D1} < 3^\circ$ .

## 5.5 DISCUSSION

---

---

### 5.5.1 Current tectonic style of the Jura fold-and-thrust belt

It is obvious that the exact friction values on the two décollements are something we do not know. This study aims to present the different possibilities, scanning a realistic range of friction for each décollement and to highlight general trends that are not dependent on the friction angle values. The first important result of this study is that the Jura fold-and-thrust belt is currently not undergoing the same tectonic style everywhere.

The tectonic activity naturally trends to change from a thick-skinned to a thin-skinned style between the Alps and the foreland, but we show that it also changes in this way from the northeast of the Jura to the southwest. Indeed, the results of our parametric study show that whatever the friction angle we consider on D1 and D2, the frontal part of the northeastern Jura has a thick-skinned style while in the southwestern frontal part of the Jura it has a thin skinned style (Fig. 5.4). It follows that the thick-skinned front of deformation cross cut the Jura from northeast to southwest. This can be explained by the results of figure 5.5 : higher is the friction on D2, closer to the Alps remains the crustal ramp. The shape of the thick-skinned front therefore globally follows the shape of the Alps. The front of the Jura does not present the same curvature than the Alps, the eastern part of the Jura front is closer to the Alps than the western part, the eastern front of the Jura is therefore more likely to be submitted to thick-skinned tectonics than the western one. This general trend is obviously also influenced by other parameters like the topography and in particular the relief gap between the Jura Mountains and the Molasse Basin which is more pronounced in the southwest than in the northeast. The fact that the north-eastern part of the Jura currently undergoes deformation allows to conclude that, according to this study, this deformation is thick-skinned. Regarding the southwest frontal part of the Jura, the tectonic activity is not clear, there are evidences for both compressive and extensive activity (Jouanne *et al.*, 1994; Baize *et al.*, 2002; De La Taille, 2015). With this study, we can only say that, if this area is undergoing compressive deformation, this one is thin-skinned. Regarding the activation of D1, an interesting result is that it can be active simultaneously to D2. It results in thick-skinned tectonics associated to some "apparent" thin-skinned deformations. A field observation of "apparent" thin-skinned tectonics, therefore can not be interpreted as a proof of an undergoing thin-skinned tectonics and in the same way, a thick-skinned tectonic activity does not mean that the triassic décollement is blocked, which could be of key importance in industry, especially for the security of nuclear waste. This simultaneous activity of D1 and D2 could explained the variety of observations in favor of both thick and thin-skinned tectonics mentioned by Madritsch *et al.* (2010) We can see on figure 5.4 that the activation of D2 depends on D1 only for  $\phi_{D1} < 2^\circ$ . In contrast the activation of D1

depends on  $\phi_{D2}$ . The system can be seen as two imbricated prisms, a small one formed by the topography and D1, included in a bigger one formed by the topography and D2. If  $\phi_{D1}$  only locally influences the position of the crustal ramp by decoupling the velocity inside the cross section,  $\phi_{D2}$ , in contrast, completely controls the position of the crustal ramp and therefore the boundary conditions of the triassic prism. The Dahlen theory shows that the deformation of a prism depends on the topographic and décollement slope, but this is also proportional to the friction angle on the décollement. We find this trend in our results. In figure 5.4 and 5.6 we can see that a low  $\phi_{D1}$ , favors the activation of D1 and allows the deformation to propagate farther on it. But the friction value necessary to propagate the deformation on D1 is not exactly the same for all the cross sections (Fig. 5.6). This is due to the specific shapes of both topography and D1 of each cross section.

## 5.5.2 Influence of the geometry and rheologies used in the prototype

### 5.5.2.1 D1 heterogeneities

The correlations realized on figure 5.6 have been done considering that the friction on the triassic décollement is the same all over the Jura. However it is an approximation since it is known that the triassic décollement presents some heterogeneities. In the northeast, the décollement is located in the middle Muschelkalk anhydrite while it is located in the lower Keuper gypsum in the southeast (Mugnier et Vialon, 1986; Jordan, 1992). This difference of depth and rheology of the triassic décollement between the northeast and the southwest Jura, could result in a spatial variation of the friction angle of D1. Moreover, in this study, we consider that only the base of the triassic layer acts as a décollement level, it is represented in Optum G2 by a line, with no thickness. It is however known that the thickness of the Triassic beds vary in the Jura, forming locally some "pillows" (Sommaruga, 1999) which could possibly localize the deformation. These heterogeneities on D1 could influence the propagation of the deformation on this décollement, but we have seen that the friction of D1 does almost not influence the propagation of the deformation on D2, these heterogeneities could therefore not change the position of the thick-skinned front.

### 5.5.2.2 Lower crust and D2 properties

The regional scale of this study require to consider the lower crust in our prototype. The properties of this layer are very poorly constrained and we therefore made numerous assumptions. The shape of the top of the lower crust, which corresponds to the décollement D2, is located toward 15 km below the foreland and plunge below the Alps. In the cross sections A and B, redrawn from literature, we did not change the shape of the lower crust considered by the different authors, but in the case of cross section C, D and E, the only constraint we used to draw the curvature of D2 below the Alps in our prototype is its depth at the southern end of the prototype, that we estimated by isostasy. However we test the sensitivity of the results to the slope of this curvature and show that it has no significant effect on the tectonic style of the Jura even when this slope is significantly lowered (Fig. 5.7 appendix, a, b, c ). This can be explained by the Dahlen theory. As long as the Alpine prism is critical, the deformation localises forward and the result of the deformation in the Jura remains the same. If the Alpine prism becomes subcritical, then the deformation steps back in the Alps.

Another important point concerns the rheology of the lower crust. This layer is known to present viscous properties, contrary to the upper crust that is brittle. However, the Limit Analysis theory only concerns brittle materials. In this study we therefore applied frictional properties to the lower crust. An apparent viscosity can however be modeled by considering no friction and an amount of cohesion calculated in order to mimic a chosen viscosity value (Section 5.7, appendix). But it gives either unrealistic results, or the same results as the one presented in this study (Fig. 5.8, appendix). We therefore show that our results remain relevant despite the numerous uncertainties concerning the lower crust. However, with this study we probably reach the limit of the scale of study of the Limit Analysis since the viscous properties of the lower crust goes beyond the frame of the Limit Analysis theory. Isostasy for example, linked to the existence of viscous layers, can modify the result by applying a differential force along the basis of our prototype and we can not easily take it into account.

### 5.5.2.3 Pushing wall

In this study we consider that the pushing wall at the southern end of our prototype is vertical, because of previous modeling habits. In a subduction process, like the one of the Alps, it may seems more realistic to consider an oblique wall, perpendicular to the décollement D2. We tested the sensibility of our results to the geometry of the pushing wall and we show that the main difference between considering a vertical wall or an oblique wall concerns the behavior of the deformation below the Alps (Fig. 5.7, appendix, f). With a vertical wall the deformation forms a shortcut in the lower crust below the Alps, while with an oblique wall, we prevent the formation of this shortcut. Regarding the deformation of the Jura, the result remains unchanged (Fig. 5.7, appendix, f).

### 5.5.3 Possible influence of the Quaternary glaciations

Several thousand years ago, the Quaternary glaciations largely modified the topography of the area by an intensive erosion excavating especially the current topographic gap between the reliefs of the Jura Mountains and the Molasse Basin. As the location of the deformation is directly linked to the topography in the Dahlen theory, this major change in the relief of the belt could be responsible for a change of tectonic style. It is possible that thick-skinned deformation stepped back when glacial valleys formed. If thick-skinned deformation propagated near the Jura front in late-Pliocene times, the change in topography generated by the glacial Quaternary erosion forced the thick-skinned deformation to retreat closer to the Alps, especially in the western Jura, where this gap is more important.

Position of the thick-skinned deformation front  
( $\Phi_{D1} = 10^\circ$ )

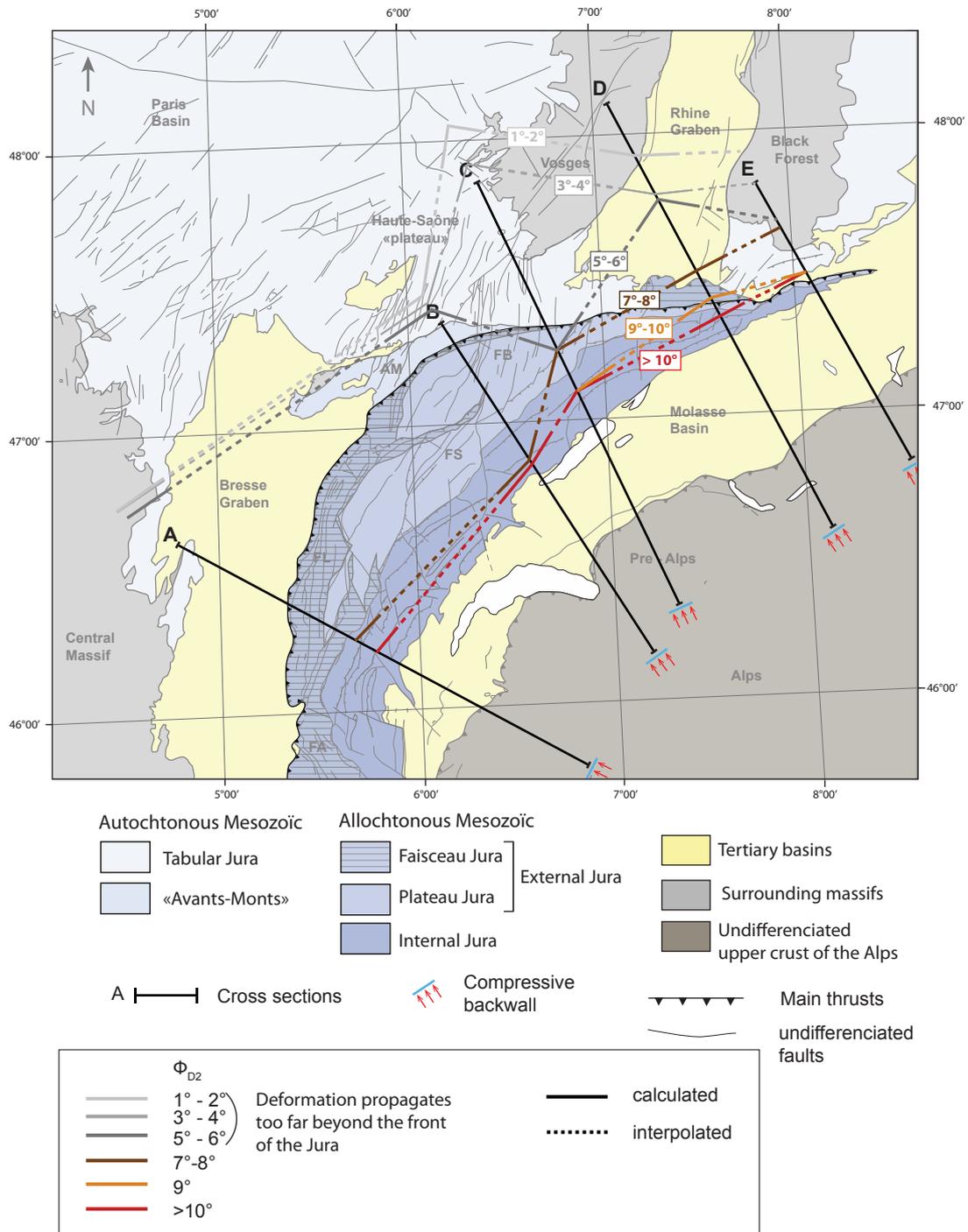


FIGURE 5.5 – Position of the front of the thick-skinned deformation for different values of friction on the mid-crustal décollement (D2). The triassic décollement is ignored by considering  $\phi_{D1} = 10^\circ$ .

Position of the thin-skinned deformation front  
( $\Phi_{D2} = 10^\circ$ )

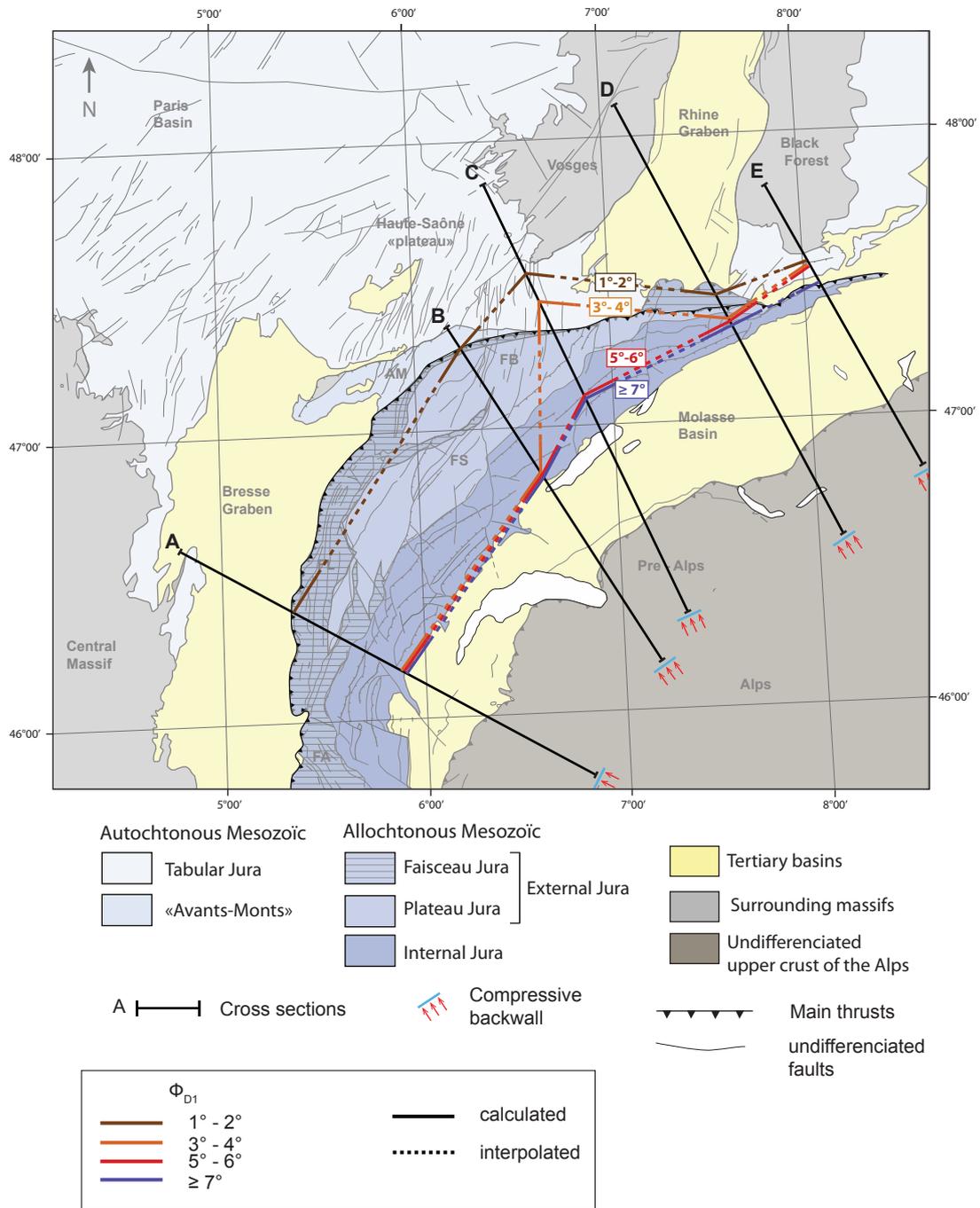


FIGURE 5.6 – Position of the front of the thin-skinned deformation according to the friction on the triassic decollement. The friction on D2 has been chosen by selecting the one for which the thick-skinned front is the smoother,  $\phi_{D2} = 10^\circ$ .

## 5.6 CONCLUSION

---

---

We give a mechanical point of view on the question of the current tectonic style in the Jura belt by varying the friction angle on the two major décollements, the triassic décollement and the mid-crustal décollement. We show that all the Jura is not undergoing the same tectonic style, the thick-skinned front of deformation indeed separates the northeastern Jura from the southwestern Jura. The position of this front is linked to the position of a crustal ramp rooted on the mid-crustal décollement and therefore varies depending on the value of friction angle that we consider on this décollement. While the oriental termination of the Jura belt undergoes thick-skinned tectonics whatever the frictional conditions that we consider, the southwestern Jura on contrary is never reached by the thick-skinned front, in a realistic geological context. Depending on the friction angle of the triassic décollement, this area can undergo thin-skinned tectonic or remain currently underformed. The thick-skinned tectonics affecting the oriental termination of the Jura can however be accompanied by a simultaneous activation of the triassic décollement.

## 5.7 APPENDIX : SENSIBILITY OF THE RESULTS TO THE PROPERTIES OF THE LOWER CRUST

---

---

### 5.7.1 Influence of the shape of the mid-crustal décollement

An important uncertainty concerns the slope and shape of this mid-crustal décollement, D2. On figure 5.7 a, b, c we test different geometry of slope. Even by decreasing significantly the slope of D2 below the Alps, the deformation in the Jura, remains unchanged (Fig. 5.7 c). By considering an angular décollement instead of curved one, the tectonic style affecting the Jura remains the same, thin-skinned, but we can see that the deformation however is slightly differently expressed (Fig. 5.7 d). With a completely straight décollement, we change the expression of the deformation in the Jura which becomes thick-skinned (Fig. 5.7 e).

### 5.7.2 Influence of the pushing wall

The Alpine part of the prototype contains a lot of uncertainties and simplifications. A first interesting point concerns the pushing wall. In this study we consider a vertical pushing wall because of previous modeling habits, but this may seem geologically inaccurate. It is more intuitive to consider an oblique pushing wall in such a subduction process. The results presented in figure 5.7 a, f, shows that considering an oblique pushing wall only changes a little bit the deformation below the Alps. With a vertical pushing wall the deformation trends to shortcut the curvature represented by D2 and considering an oblique pushing wall perpendicular to the décollement, we would have prevented the formation of this geologically poorly realistic shortcut. However, the deformation in the Jura, on which we focus in this study, remains unchanged.

### 5.7.3 Influence of the rheology of the lower crust

Regarding the lower crust, it is modeled here with frictional parameters since the Limit Analysis can not take into account viscous properties. We made the assumption that only the limit between the upper crust and the lower crust forms the décollement level D2, meaning that the lower crust should have an internal friction angle higher or equal to the one of D2, otherwise the décollement would localize in the lower crust and not at the transition. We then choose to confer to the friction of the lower crust the higher value of our parametric study,  $10^\circ$ . In figure 5.8 we choose a reference case (Fig. 5.8 a) in which  $\phi_{D2} = 2^\circ$  and  $\phi_{\text{lowercrust}} = 10^\circ$  and we study the effect of varying the rheology of the lower crust. On figure 5.8 b, we can see that decreasing  $\phi_{\text{lowercrust}}$  from  $10^\circ$  to  $2^\circ$ , a shortcut of the lower crust develops below the Alps, changing a little bit the expression of the deformation in the Jura. However if we consider an oblique wall, this shortcut is less developed (Fig. 5.8, c) and the result in the Jura remains the same that the one of the reference case (Fig. 5.8 a). It is possible to mimic the viscous behavior of the lower crust by considering no friction, but a certain cohesion

$$c = \nu * (e/v) \quad (5.1)$$

where  $\nu$  is the viscosity,  $e$  the thickness and  $v$  the velocity of shortening.

In these cross sections,  $e \simeq 15km$ , but it is difficult to precisely know the viscosity  $\nu$  and the velocity of shortening  $v$ . We thus test different cohesion values between 0 and 50 MPa (Fig. 5.8 d, e, f, g). We show that for very low cohesion values,  $c < 1$  MPa, the deformation is unrealistic because the cross section completely collapse on itself (Fig 5.8 d). For  $c = 10$  MPa the thick-skinned deformation propagates too far, reactivating the western boundary of the Rhine graben, forming a shortcut through the lower crust (Fig. 5.8). For  $c = 30$  MPa, the shortcut is less developed and the deformation is very similar to the one of the reference case. For  $c = 50$  MPa the deformation in the Jura belongs to the same type of results than the one of the reference case (Fig. 5.8).

All these tests show that the results of this study remains relevant despite the uncertainties of the geometry in the alpine part of the cross section. This can be again explained by the critical wedge theory of Dahlen : The deformation of the Jura remains expressed on the same manner until the backstop forms a critical wedge. Varying the slope of D2, the friction of the lower crust or the inclination of the pushing wall, this backstop wedge still remains critical and thus the deformation of the Jura does not change.

## Influence of the shape of D2

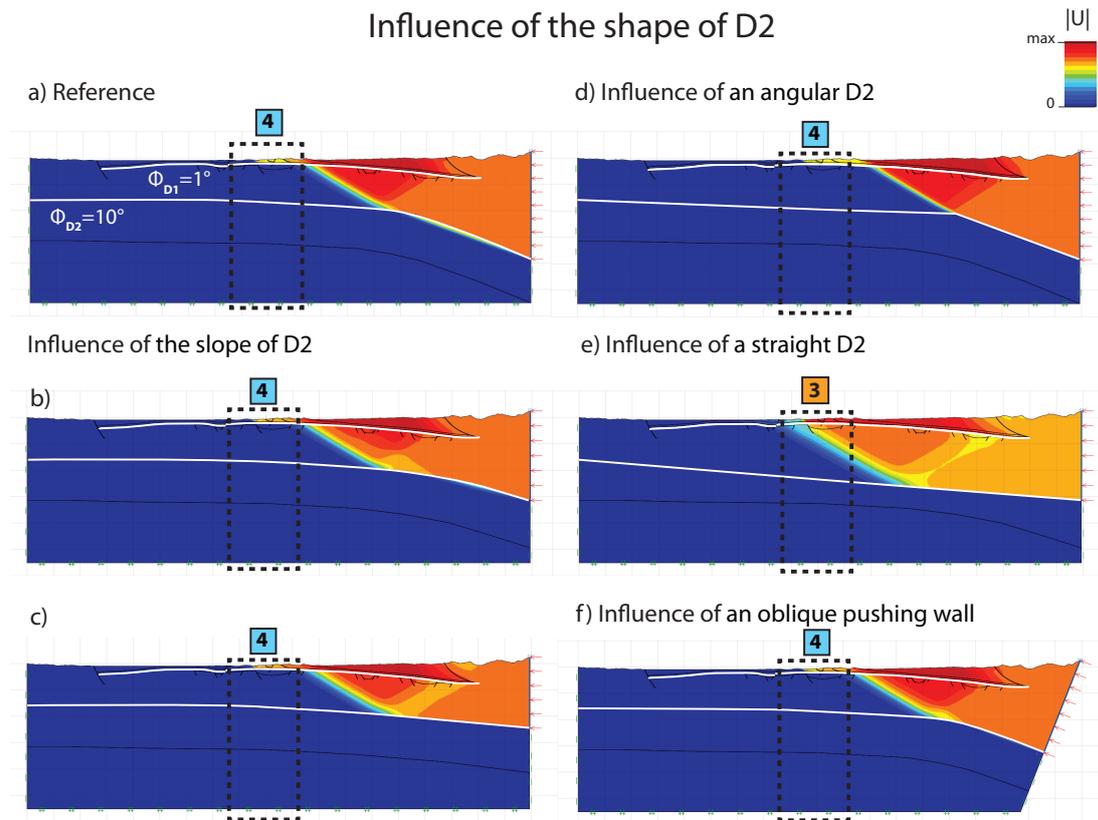


FIGURE 5.7 – Tests of the sensibility of the results to the prototype geometry. Reference case in which the frontal part of the Jura undergoes a thin-skinned tectonics a). Decreasing the slope of D2 does not change the expression of deformation in the frontal part of the Jura b), c). An angular shape of D2 changes a little the expression of the deformation but not enough to shift of tectonic style, d). A straight D2 changes the position of the crustal ramp and therefore the tectonic style of the frontal part of the Jura.

## Influence of the rheology of D2

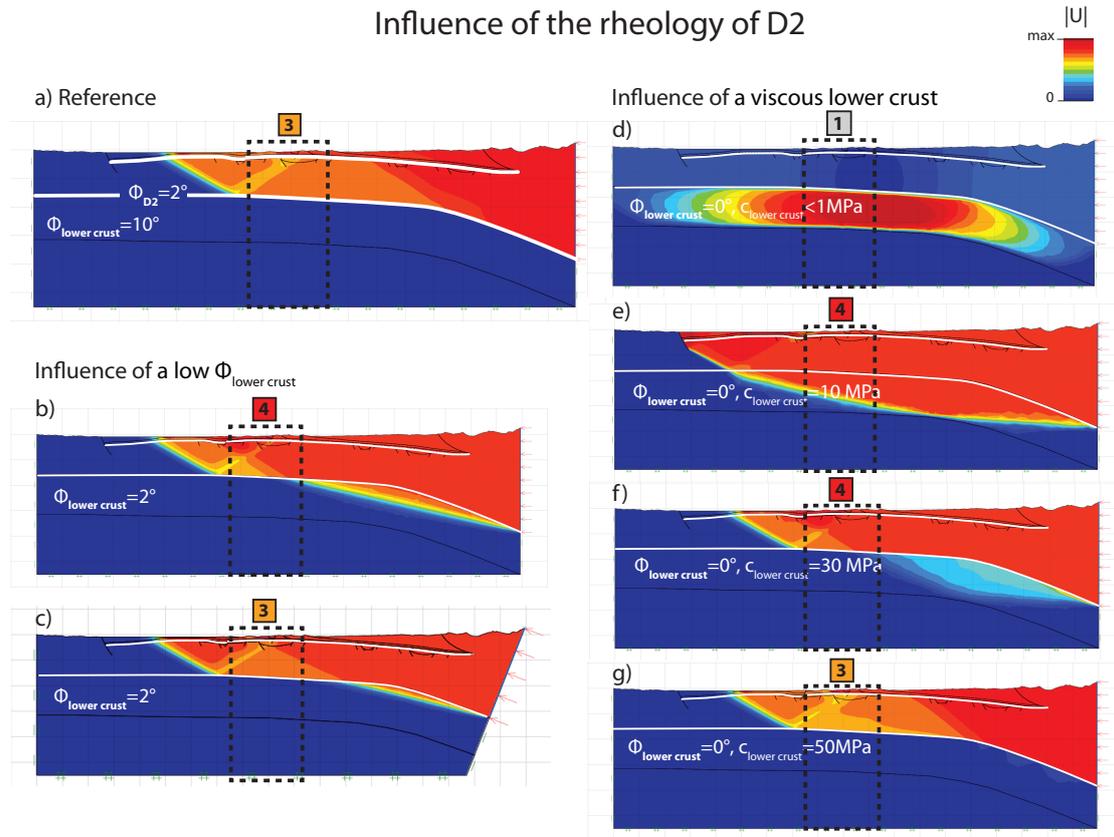


FIGURE 5.8 – Additional tests of the sensibility of the results to the rheology of D2. Reference case, a). A low friction in the lower crust will favors the deformation to propagate farther on D2 with a vertical back wall, b) but with a back wall perpendicular to the mid-crustal décollement, the results is the same than the reference case, c). A viscous lower crust with very low cohesion value is not realistic, d) and e), if we increase the cohesion, we notice that the deformation becomes very similar to the reference case, obtained in frictional conditions, f), g).

## POINTS CLÉS DU CHAPITRE 5

---

- **Le calcul à la rupture** est utilisé ici dans le but de déterminer la localisation et l'expression de la déformation actuelle à l'échelle de l'ensemble du Jura au niveau de **5 axes de coupes**. Pour cela, nous réalisons une **étude paramétrique** de l'effet de la friction sur deux niveaux de décollement : le trias et la transition croûte supérieure/croûte inférieure, au niveau de ces cinq coupes.
- **Le front du Jura** : Les résultats montrent qu'au niveau du front sud-ouest du Jura, la tectonique en place est toujours une tectonique de couverture alors qu'au niveau du front nord-est du Jura la tectonique a aujourd'hui évolué vers une tectonique de socle.
- **L'ensemble de la chaîne** : Notre étude paramétrique nous permet de prédire la position des fronts de déformation de la tectonique de socle et de celle de couverture pour chaque coupe, pour une gamme de friction allant de  $0^\circ$  à  $10^\circ$ . Plus la friction est faible sur un niveau de décollement, plus il va avoir tendance à être activé et à propager la déformation vers l'avant-pays.
- Les résultats montrent que, mécaniquement, **l'activation d'un niveau de décollement profond n'empêche pas une activation simultanée d'un niveau de décollement moins profond** : il est possible que dans la partie du Jura actuellement en tectonique de socle, de la déformation se produise toujours par glissement sur le niveau de décollement triasique. Cette déformation pourrait prendre **l'apparence d'une tectonique de couverture**.
- Actuellement, pour activer le trias tout le long du front du Jura, il faut considérer une friction inférieure à  $3^\circ$  sur le niveau de décollement triasique
- La partie alpine des cinq prototypes utilisés dans cette étude est mal contrainte. Nous montrons cependant que même en variant significativement la pente du niveau de décollement sous les Alpes, ou encore l'orientation du mur de poussée, le résultat au niveau du Jura, reste inchangé. De manière générale il faut comprendre que pour qu'une structure se développe quelque-part, tout ce qu'il y avait derrière devait, à ce moment-là, former un ensemble mécaniquement stable (sur-critique d'après la théorie de [Dahlen \*et al.\* \(1984\)](#)) transporté passivement. Du moment que cette zone arrière (les Alpes, ici) est sur-critique, sa géométrie exacte (pentes topographique et pente basale notamment) n'aura pas d'influence sur l'expression du résultat dans la zone étudiée, ici, le Jura.

## CHAPITRE 6

### La tectonique actuelle à la terminaison est du Jura

Ce chapitre présente une application des outils de calcul à la rupture à une question structurale industrielle. Il représente une collaboration avec swisstopo et l'ENSI (Inspection fédérale de la sûreté nucléaire) et sera présenté ici sous la forme d'un rapport d'étude.

La NAGRA (Société coopérative nationale pour le stockage des déchets radioactifs) étudie actuellement plusieurs sites au niveau de la terminaison Est du Jura Suisse dans le but du stockage profond de déchets radioactifs. La sûreté d'un stockage radioactif repose en effet en partie sur sa stabilité tectonique. L'étude présentée dans ce chapitre a pour objectif d'étudier mécaniquement cette stabilité tectonique. Nous étudions 7 coupes géologiques équilibrées géométriquement qui ont été réalisées par la Nagra suite à une étude sismique de la région. Grâce à Optum G2 nous déterminons pour chaque coupe où se localise la déformation compressive. Dans un second temps nous simplifions la coupe pour pouvoir utiliser SLAMTec et estimons la stabilité dans le temps de la localisation de rupture prédite par Optum G2.



# Mechanical analysis of the eastern end of the Jura (NE switzerland): role of basement ramps and inherited faults

Research contract between swisstopo and the University of  
Cergy-Pontoise

(contract nbr. ZFL403-SGT-2; commande nbr. 5703002067)

## Final Report

T. Caër, B. Maillot, P. Leturmy, P. Souloumiac,  
Laboratoire GEC, Université de Cergy-Pontoise, France  
July 2015

## 1 Introduction

The Swiss Federal Office of Topography (swisstopo) has asked the laboratory Geosciences et Environnement Cergy (GEC), of the University of Cergy-Pontoise (France), to provide mechanical analyses of the structural interpretations by NAGRA for the Eastern termination of the Jura fold belt and its transition to the tabular Jura in the North of Switzerland. Swisstopo was itself mandated by ENSI to provide expertise of the NAGRA interpretation of the seismic lines. This region contains four potential nuclear waste underground siting regions named Jura Südfuss, Jura Ost, Nördlich Lägern, and Südranden-Zürich Nordost. Nagra's geological interpretation of this region is largely based on 20 new seismic lines acquired in 2011 and 2012 and on reprocessed older lines.

In this report we analyze seven of the thirteen cross sections of NAGRA that were published in the NAGRA report NAB 14-105 (Jordan et al., 2015). The mechanical analyses aim at predicting the 2D deformation in a given cross section by applying a horizontal compressive force on a vertical rigid wall placed at its southern limit. In section 2 we briefly describe the seven cross sections selected for analysis. Section 3 starts with a short description of the mechanical methods and softwares used to predict deformation: Limit Analysis (“Optum G2” software), and sequential Limit Analysis (“SLAMTec” software). We then develop our choice of rheological parameters and their ranges of values for the various rock types and faults found in the cross sections. A detailed analysis of a single cross section is performed first using Optum G2 to determine the first response to compression, i.e. at the first increment of shortening. These calculations provide the displacement and stress fields that are optimal with respect to the compressive force. Next, we use SLAMTec, to follow the evolution of deformation up to 1 km of shortening and thus estimate whether the onset of deformation detected by Optum G2 is long-lived or only transient. The choice of 1 km corresponds to 1 mm/a over 1 Ma, i.e. the average shortening velocity in the Jura during the peak phase of its formation. A parametric analysis of the decollement layer reveals the main types of distribution of deformation that can be expected. In section 4 we perform the same analysis for the six remaining cross sections and we draw a map of the deformation limits by interpolation of results obtained with cross sections. Section 5 opens the analyses to the hypothesis of thick-skin tectonics. The cross section 13 is extended southward to the central Alps and the pushing wall reaches the lower-upper crust limit. This allows us to discuss the relevance of the thin-skin assumption and to propose richer kinematic scenarios involving the reactivation of pre-existing basement normal faults.

## 2 The seven selected cross sections

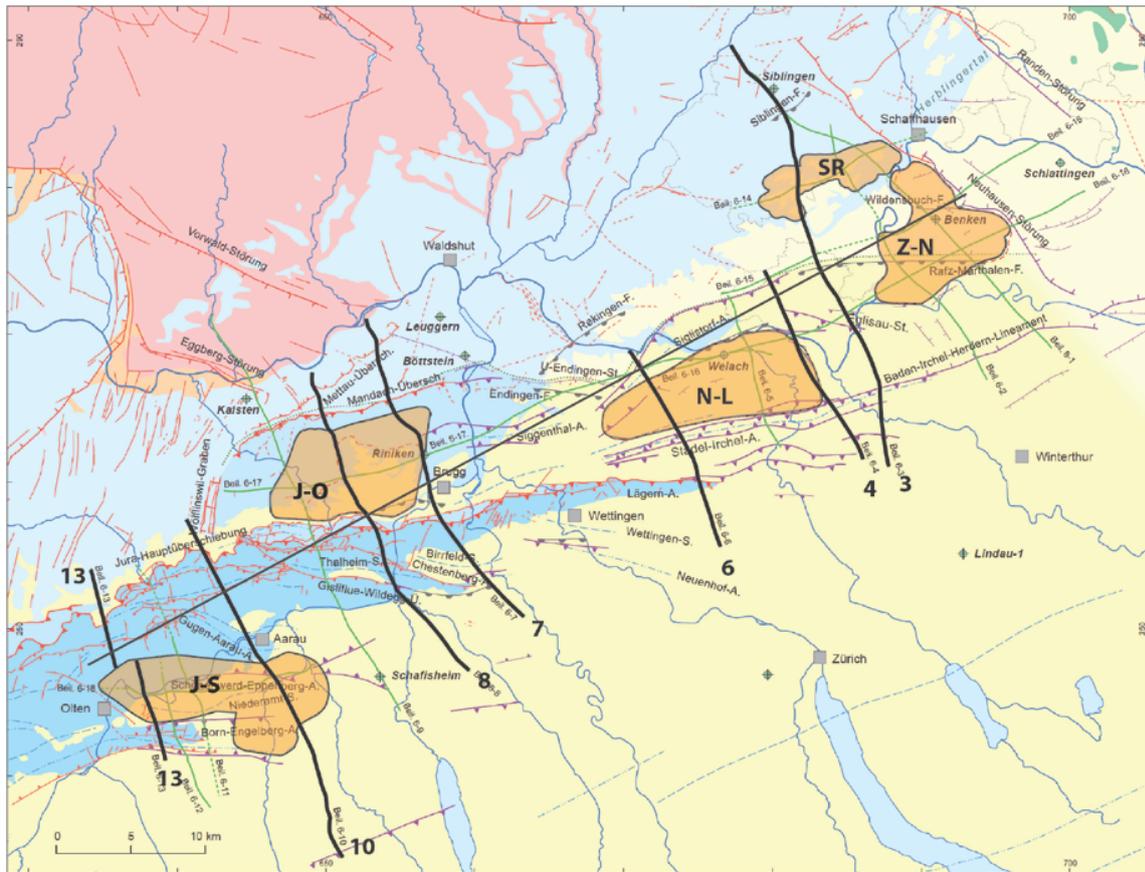
The seven selected cross sections studied in this report have been chosen in order to cut through the different regions of potential radioactive waste siting. We selected two cross sections per region for the three westernmost potential siting regions (cross sections 4, 6, 7, 8, 10 and 13 (the correspondences with the real names of the seismic lines are given in figure 1)), and one cross section through the easternmost (cross section 3) which is located in an area weakly deformed by the compressive Alpine deformation responsible for the the Jura folds (Figure 2). The oriental end of the folded Jura is located above a ENE-WSW trending Permo-Carboniferous graben easy to see on the interpreted seismic profiles (Figure 3). The normal faults bordering this graben constitute disruptions in the continuity of the Triassic decollement layer and explain why, in the seven cross sections most of the shortening is accumulated just above the southern normal fault of the Permo-Carboniferous graben (Figure 3 and 4). The offsets of the decollement by the normal faults indeed represent hampering staircases in the propagation of the deformation. These

catching points localized a ramp until the topographic load created is sufficient to block the ongoing deformation on this ramp allowing its propagation farther along the offset portion of the decollement level (T. Caer PhD, work in progress). On cross sections 3 and 4, small folds and thrusts are confined below the Swiss Tertiary Molasse, they belong to the “tabular Jura” zone (Figure 2 and Figure 3). In cross section 6 a fold clearly outcrops at the southern edge of the Permo-Carboniferous graben. Two other compressive structures develop above the center and the northern edge of the graben but they accommodate small shortening (Figure 3). To the west, on cross section 7 and then 8 (Figure 4), several major structures are stacked above the southern border of the Permo-Carboniferous graben while the frontal structure is located above the northern border and show small shortening (between 250 and 500 m according to Jordan et al., 2015, Tables 8-1 and 8-2). To the north we note the presence of a back thrust whose structure has undergone very significant erosion. This structure results from a gravitational instability, sliding southward because of the uplift of the basement in the black forest (Jordan et al., 2015). On cross section 10 and 13 the deformation front is localized above the southern border of the graben and is characterized by two or three major thrusts.

All these cross sections therefore present pre-existing structures more or less developed that can likely be reactivated in the future, threatening the safety of the siting regions.

Name of cross sections in this report	Corresponding seismic line
3	84-NF-65
4	91-NO-62
6	91-NO-58
7	83-NF-31/82-NF-30
8	83-NF-15
10	83-SE-12
13	12-NS-42

*Figure 1: Correspondence table between the name of the cross sections in this report and the corresponding seismic line number in Jordan et al. (2015).*



### Geologische Standortgebiete für Tiefenlager

- HAA Gebiet
- SMA Gebiet

### Regionale geologische Profile

- 2D-Seismiklinie
- Erweiterung
- Erweiterung entlang von Tunnelprofil

### Ausseralpine Plattform

- Miozäne Vulkanite des Hegaus
- Mittelländische Molasse
- Mesozoikum des Tafeljuras
- Perm
- Kristallin / Grundgebirge

### Alpenvorland

- Abgescherte Molasse und Tertiär des Faltenjuras
- Mesozoikum der Vorfaltenzone
- Mesozoikum des Faltenjuras

### Strukturen aus Oberflächengeologie

- Hauptabschiebungen
- Hauptüberschiebungen
- Weitere Überschiebungen
- Weitere Abschiebungen
- Weitere Störungen i. allg., z.T. vermutet
- Antiklinalen
- Synklinalen
- Flexuren

### Strukturen aus Seismikinterpretation

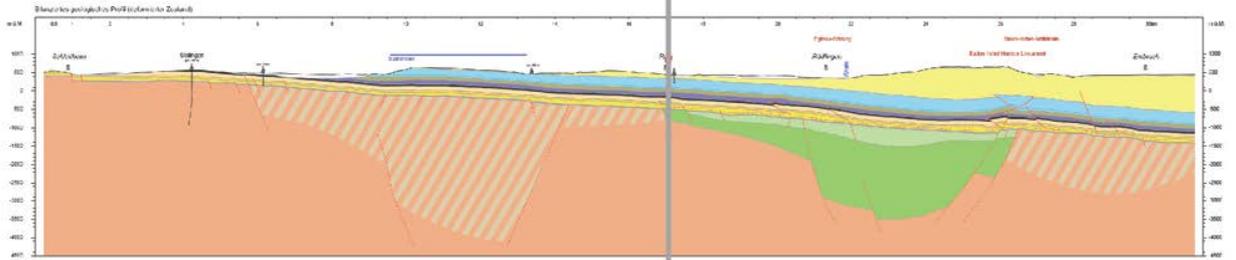
- Hauptabschiebungen
- Hauptüberschiebungen
- Weitere Abschiebungen
- Weitere Überschiebungen
- Front der seismisch kartierbaren Fernschubtektonik

### Important features for this report

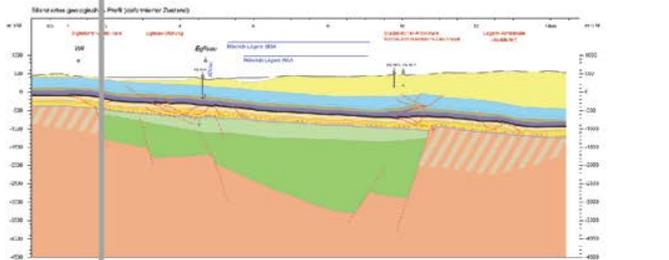
- Areas studied for radioactif waste disposal  
J-S : Jura Südfuss; J-O : Jura Ost;  
N-L : Nördlich Lägern; Z-N : Zürich Nordost  
SR: Südranden
- 10** Cross sections studied in this report
- Reference line (Fig. 2)

Figure 2: Map of the seismic lines and of the cross sections of NAGRA (modified after Jordan et al., 2015). We here studied the seven cross sections labeled 3, 4, 6, 7, 8, 10 and 13.

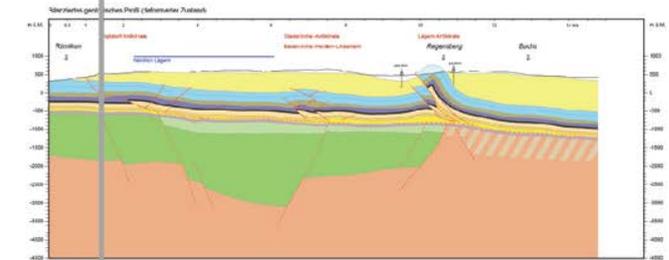
3. (84-NF-65)



4. (91-NO-62)



6. (91-NO-58)



7. (83-NF-31/82-NF-30)

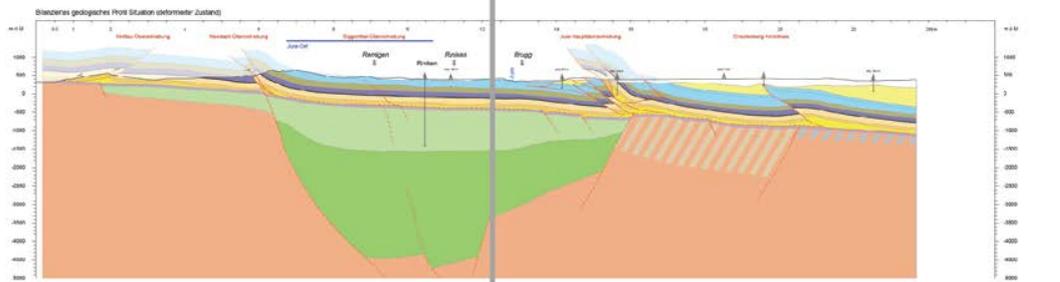
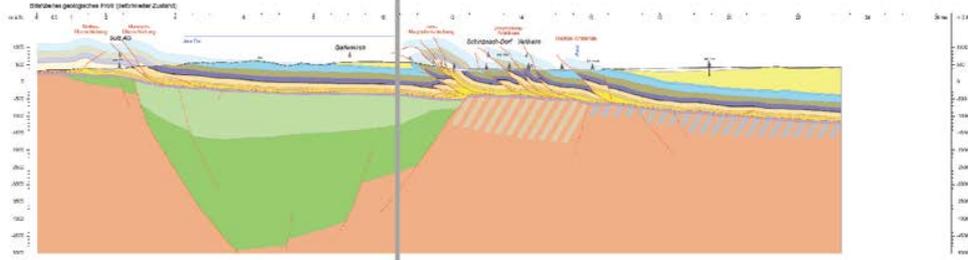
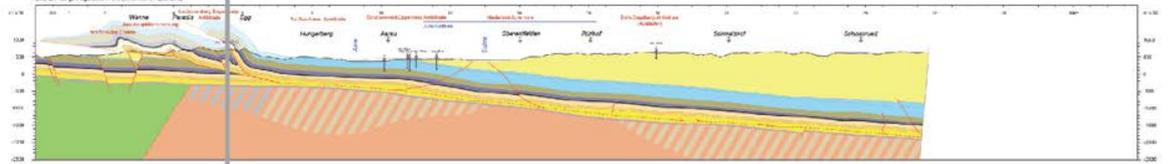


Figure 3: The seven cross sections of NAGRA studied in this report (continued in Figure 4)

8. (83-NF-15)



10. (83-SE-12)



13. (12-NS-42)

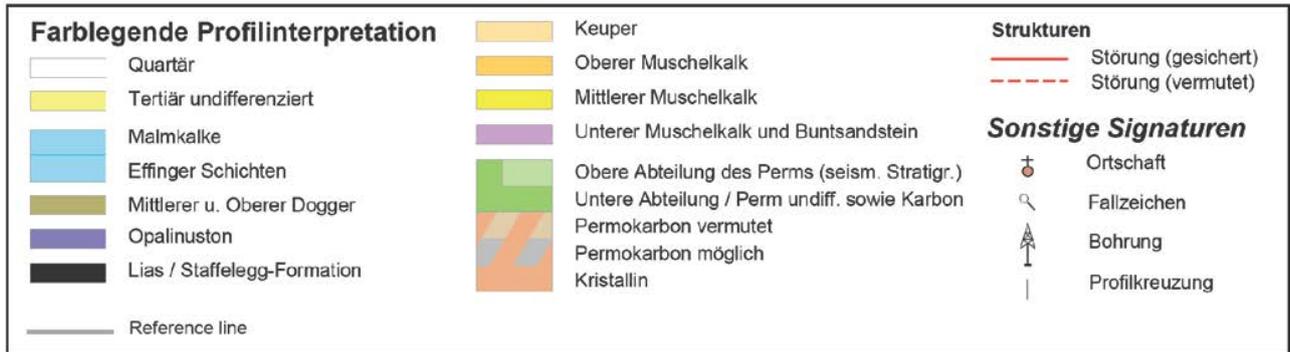
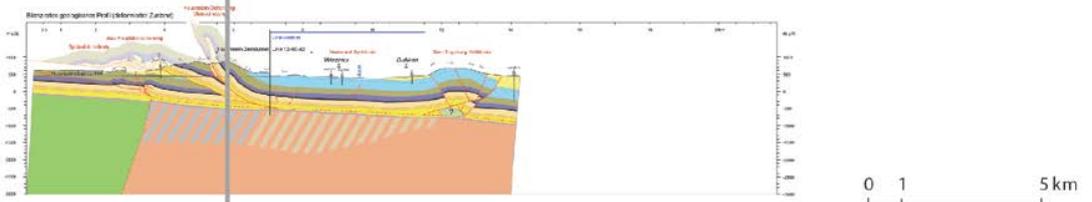


Figure 4: The seven cross sections of NAGRA studied in this report (continuation of Figure 3)

### 3 Method of analysis of a cross section

We have chosen the cross section nbr. 8 (Figure 4) to illustrate in detail the procedure of analysis because it contains the most complicated structures and will produce varied results in the parametric analysis that can be recognized in the other sections. Analyses of the seven other cross sections follow the same methodology and will be presented in section 4.

#### 3.1 Principles and implementations of Limit Analysis

The following brief description of Limit Analysis is adapted from Caër et al. (2015). We follow a simplified mechanical approach originally developed in Civil Engineering and named Limit Analysis (Salençon, 2002). The kinematic approach of Limit Analysis consists in calculating an upper bound of the tectonic force  $Q$  associated to a given distribution of deformation, by accounting for mechanical equilibrium and for the maximum resistance of rocks, described by the Coulomb criterion (Figure 5). By upper bound, we mean that, although the tectonic force is unknown, its exact value cannot be above the upper bound. An optimization procedure then allows us to determine the distribution of deformation associated to the least upper bound. We use two numerical implementations of this general method. The first one is a commercial software called Optum G2 (Krabbenhøft and Lyamin, 2014) based on the theoretical and numerical developments of Krabbenhøft and Damkilde (2003), Krabbenhøft et al (2005), Lyamin et al (2005), Souloumiac et al (2009), Souloumiac et al (2010). Diffuse deformation and faulting is described by a spatial discretization with automatic mesh refinement as part of the optimization procedure. This is an implementation of classical Limit Analysis : only the onset of failure is detected and the subsequent evolution is not addressed. The second one is a semi analytical formulation whereby the deformation is restricted to a set of three planar faults in a uniform material: a planar decollement continued by a planar thrust ramp reaching the surface, and a shear plane that acts as a migrating hinge between material above the decollement and material in the thrust hanging wall). The optimization consists in finding the location and dips of the two latter faults, rooting at a common point on the decollement. Once determined, an increment of slip is applied on the optimal faults, and a new optimization is performed before applying the next slip increment. This procedure is known as Sequential Limit Analysis (Yang, 1993; Maillot and Leroy, 2006; Cubas et al, 2008) and used here with the software called SLAMTec (Mary, 2012; Mary et al, 2013a; Mary et al, 2013b). SLAMTec has the advantage to simulate the evolution of folding, but does not yet take into account former faults, non-planar decollements, or heterogeneous properties.

We mostly use Optum G2 which has the advantage of putting no constraints on the deformation field (apart from mesh discretization), including faults as true velocity discontinuities. Also, pre-existing faults and heterogeneity of the mechanical parameters are accounted for, allowing us to analyse our structural interpretations in detail. Optum G2 also performs the static approach of Limit Analysis which complements the kinematic approach by computing a lower bound of the tectonic force associated to a given distribution of stress (Figure 5). An optimization procedure yields the max lower bound (Lyamin et al, 2005). In order to estimate the lifetime of the failure geometries predicted by Optum G2, we use SLAMTec to simulate the potential evolution of deformation in some of the cross sections over 1000 m of applied shortening, corresponding to 10 Ma at 0.1 mm/a, or to 1 Ma at 1 mm/a. This investigation is done only in cases where both SLAMTec and Optum G2 predict the same geometry. Indeed, the simplifications assumed in SLAMTec are sometimes too strong and the results differ.

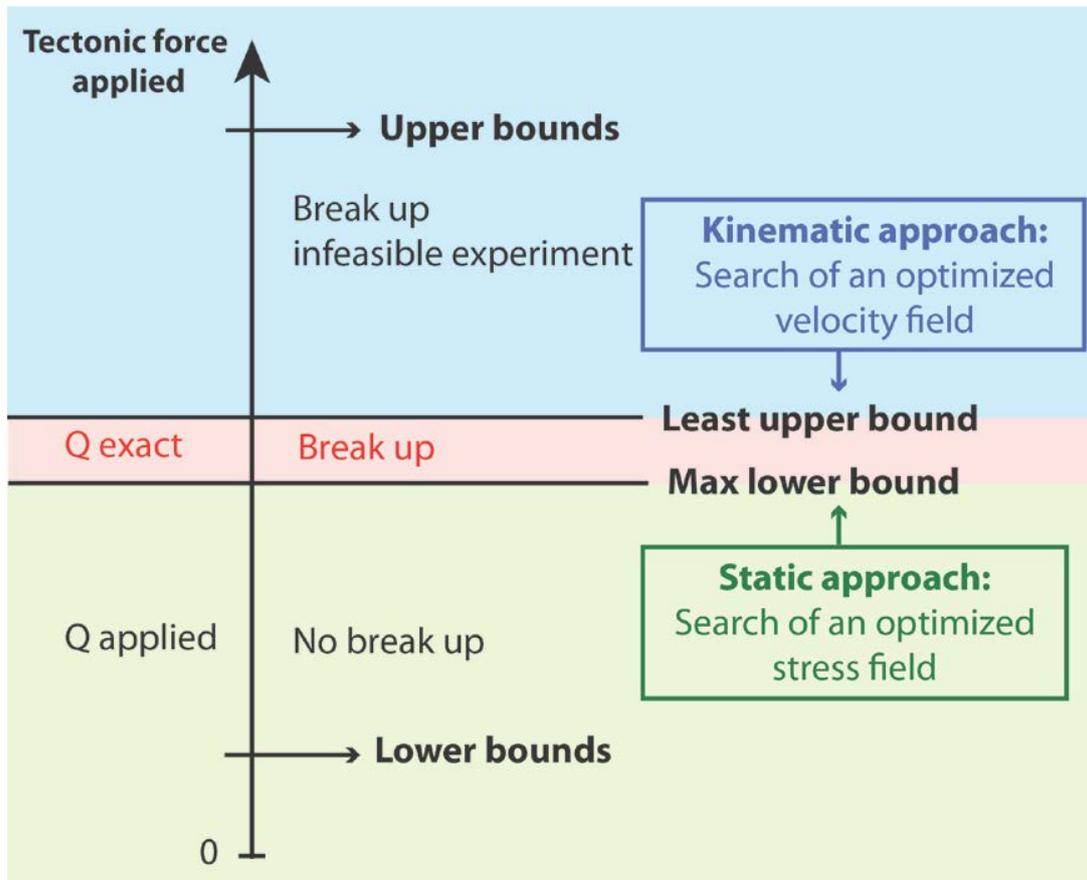


Figure 5: Principles of Limit Analysis. We use here extensively the kinematic approach to determine the failure geometries, i.e., zones of deformation and active faulting. For illustration, the internal approach is used to compute stress fields in cross section 8.

### 3.2 Attribution of mechanical properties to materials of the cross sections

In both softwares the necessary mechanical parameters includes the material density  $\rho$  and the Coulomb parameters (friction angle  $\Phi_B$  and cohesion  $c_B$ ) of each material. In SLAMTec, an additional friction angle  $\Phi_{Rf}$  specifies the softened friction on any optimal thrust ramp after its first slip increment (Cubas et al, 2008), and the decollement has its own Coulomb parameters  $\Phi_D$ ,  $c_D$ . The ranges of values for these parameters (Figure 6), have been chosen in order to fit the rheology of the different layers according to the log presented in the figure 2.1 of the report NAB 14-105. Besides, recall that SLAMTec can only consider a uniform material above the decollement.

#### 3.2.1 Properties of the decollement level

In the Jura Mountains, the Triassic decollement is the middle Muschelkalk (Figure 6). It is composed of evaporites which have a rheology better approximated as a Newtonian fluid than as a frictional (Coulombian) solid. Because the layer is rather thin, sliding of material above it must result in a Couette type flow where the top and bottom limits of the decollement layer remain parallel to each other, the top sliding past the bottom one. In that situation, it is possible to

mimic the fluid resistance to sliding by specifying a particular cohesion in the decollement layer ( $c_D$ ) and setting its friction angle ( $\Phi_D$ ) to zero (no dependence to pressure). In view of the cross sections, we estimate a mean thickness of the evaporite layer  $e = 120$  m, and choose a viscosity  $\nu = 10^{18}$  Pa.s, and a velocity of sliding  $V = 0.5$  mm/a. Thus the shear stress at the base of the sliding body

$$\tau = \nu V / e = 0.13 \text{ MPa.} \quad (1)$$

For consistency with the Coulomb friction used in Limit Analysis, we must have

$$\tau = \tan \Phi_D \sigma_n + c_D = 0.13 \text{ MPa.} \quad (2)$$

Choosing  $\Phi_D = 0$  and  $c_D = \nu V / e = 0.13$  MPa ensures that we will properly describe the shear stress at the base of the sliding material. In the following analyses, we consider  $c_D$  in the range  $[0 ; 2]$  MPa, i.e., a substantial range around the reference value in (1) to account for uncertainties on  $e$ ,  $V$  and  $\nu$ . This range of values encompasses for example variations of the thickness from, say, 10 m, up to 1000 m (keeping  $V$  and  $\nu$  constant). Alternatively, choosing  $V = 0.1$  mm/a, gives  $c_D = 0.025$  MPa, a value within the range considered in the analyses.  $\Phi_D$  in the range  $[0 ; 12]$  keeps low values, but allows to scan a large range of parametric combinations.

Cross section 3 has a feature that we did not include here: the Muschelkalk changes of facies from the south, where it is made of evaporites, to the north where no evaporites are found.

### 3.2.2 Properties of the other layers

For the other layers, the friction angle and the cohesion stay fixed for all the experiments. In Optum G2 each layer has its own properties, the friction angle is considered to be  $30^\circ$  in limestones (Malm, Dogger),  $25^\circ$  in sandstones (Tertiary Molasse),  $20^\circ$  in marly-calcareous (Lias, Permo-Carboniferous) and  $15^\circ$  in diverse incompetent rocks (clays, or clays and evaporites mixture, i.e Aalenian, Keuper, Upper Muschelkalk and Bundsandstein). The friction on the faults is always  $15^\circ$ , excepted along faults segments that are in contact with one of the incompetent rocks listed above; in that case, the friction along the fault segment is lowered to  $10^\circ$ . To the faults segments in contact with the evaporites of the decollement layer in Optum G2, we confer the friction value of the evaporites, and zero cohesion. For each layer, the chosen cohesion is the smallest cohesion for which no cross section undergoes gravitational collapse according to Optum G2. We thus make sure that all prototypes are topographically stable. In SLAMTec we consider  $\Phi_B = 30^\circ$  and we choose  $c_B = 0.4$  MPa, the average the cohesion we put in the different layers in Optum G2.

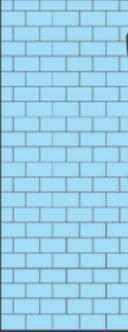
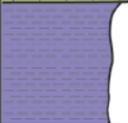
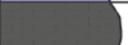
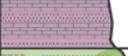
Rheology	Unit	Parameters in OptumG2				Parameters in SLAMTec				Common parameters
		Layer		Faults		Layer		Faults		
		$\Phi_b(^{\circ})$	$c_b(\text{MPa})$	$\Phi_f(^{\circ})$	$c_f(\text{MPa})$	$\Phi_b(^{\circ})$	$c_b(\text{MPa})$	$\Phi_f(^{\circ})$	$c_f(\text{MPa})$	$\rho(\text{kg/m}^3)$
	Tertiary (Molasse)	25	0.5	15	0					2300
	Malm (undifferentiated)	30	0.6	15	0					
	Dogger	30	0.6	15	0	30	0.4	25	0	
	Aalenian (Opalinus clays formation)	15	0.1	10	0					
	Lias	20	0.1	15	0					
	Keuper (undiff.)	15	0.2	10	0					
	Upper Muschel- kalk	15	0.5	10	0					
	Middle Muschel- kalk	[0-12]	[0-2]	[0-12]	0	-	-	[0-12]	[0-2]	
	Lower Musch. and Buntsandstein	15	0.2	10	0					
	Permo-Carbon.	20	0	15	0					
	Kristaline basement	30	0	15	0					

Figure 6: Stratigraphic log, redrawn after figure 2.1 of Jordan et al., 2015, and mechanical properties with ranges of values used for computations with Optum G2, and with SLAMTec. Note that faults are weaker than pristine materials in Optum G2 computations, while SLAMTec considers only uniform properties, except for the decollement which has its own, uniform, properties.

### 3.3 Response to compression in the current state (Optum G2 software)

#### 3.3.1 Presentation of the prototype

We built our prototype by re-drawing the cross section nbr. 8 (Figure 4) in the Optum G2 interface and applying the selected rheological properties to each layer and to each fault as

presented in Figure 6. Regarding the boundary conditions, the southern edge of the prototype is composed by a moving rigid wall from the surface to the middle of the decollement layer (i.e. the Middle Muschelkalk), on which we apply a horizontal compressive force (in cross sections 10 and 13 the force is applied perpendicular to the decollement which has a slight slope). The force distribution is such that the wall remains vertical. The other part of the southern wall and the northern wall are fixed, but vertical movements are allowed on the other parts of the vertical walls (both north and south). The base wall passing through the geological basement is fixed.

The experiments consist in looking on the effect of a variation of  $\Phi_D$  and  $c_D$  on the geometry and the localization of the deformation. We thus realize a parametric study with the kinematic approach of the Limit Analysis in the Optum G2 software.

### 3.3.2 Results

The kinematic approach allows us to obtain results in terms of velocity fields. In this report the Optum G2 results will be only presented in terms of horizontal component of this velocity field ( $V_x$ ) because it shows well the geometry and the localization of the deformation (Figure 7, b). The red areas undergo no movement (zero velocity) and the dark blue areas undergo the maximum velocity. The color gradient in between thus corresponds to a velocity gradient. Recall that Optum G2 gives only the onset of the deformation.

In the case of cross section 8, we classified the results in five different types, by common zones of deformation front (Figure 7, b). A color has been attributed to each type. The grey case is a particular case, in which Optum G2, before applying any compressive force on the back-wall, detects a gravitational movement in the Muschelkalk layer in the North of the cross section. In this area, the middle Muschelkalk reaches the surface, and the friction and cohesion are so low that the topography is not stable. The blue case is the other end-member where the deformation is restricted to the neighborhood of the moving rigid wall. The three other colors each correspond to different locations of the deformation front: in red, the northernmost duplex is active, in orange, the central one is active, and in green, the southernmost ramp is active. The distribution of these types of results in the ( $\Phi_D$ ,  $c_D$ ) space is presented in Figure 7, c. Only the boxes with a black spot have been calculated. The other boxes are filled by extrapolation of the calculated results towards higher  $c_D$  values.

The gravitational collapse corresponds to the very low values of  $\Phi_D$  and  $c_D$  (grey areas), and for the high values of  $\Phi_D$  it is impossible to activate the central structures, at least with the current topography. The three cases in between correspond respectively to an increasing mechanical resistance of the decollement, although the green case dominates largely the  $\Phi_D$ ,  $c_D$  space. Note that the use of only five colours is a simplification of the exact deformation fields. However, the transition between colors is indeed sharp, representing sharp changes of types of deformation, especially for the green and blue end-member cases. The results of this cross section show that if no gravitational collapses are detected by Optum G2, the deformation localizes south of the Jura Ost siting region (orange, red, green and blue cases), which stays undeformed.

Optum G2 also allows to use the static approach of the Limit Analysis, and thus, to obtain the stress field. Figure 8 illustrates an optimum stress field. We have not dealt this type of results here, but that could be an interesting perspective to this work.

# Cross section 8

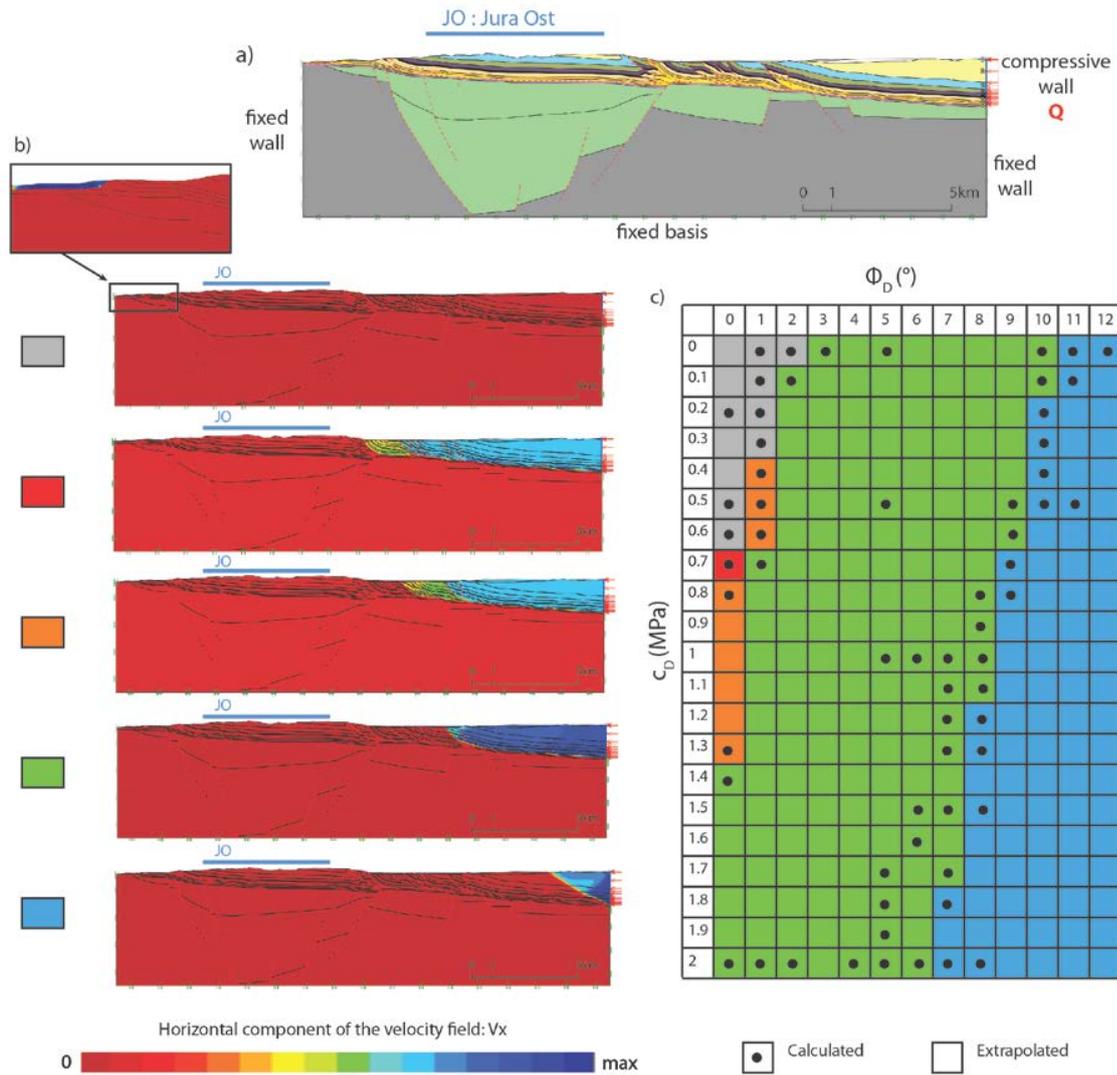


Figure 7: Prototype for Optum G2 for the cross section nbr. 8, a). Different typical results classified by common zones of deformation, colors are proportional to the horizontal component of the optimal virtual velocity field  $V_x$ , b). Distribution of zones of deformation in a space spanning the friction and cohesion values of the material of the decollement, c.). The Jura Ost siting region, crossed by the cross section is represented by a blue segment.

## Cross section 8

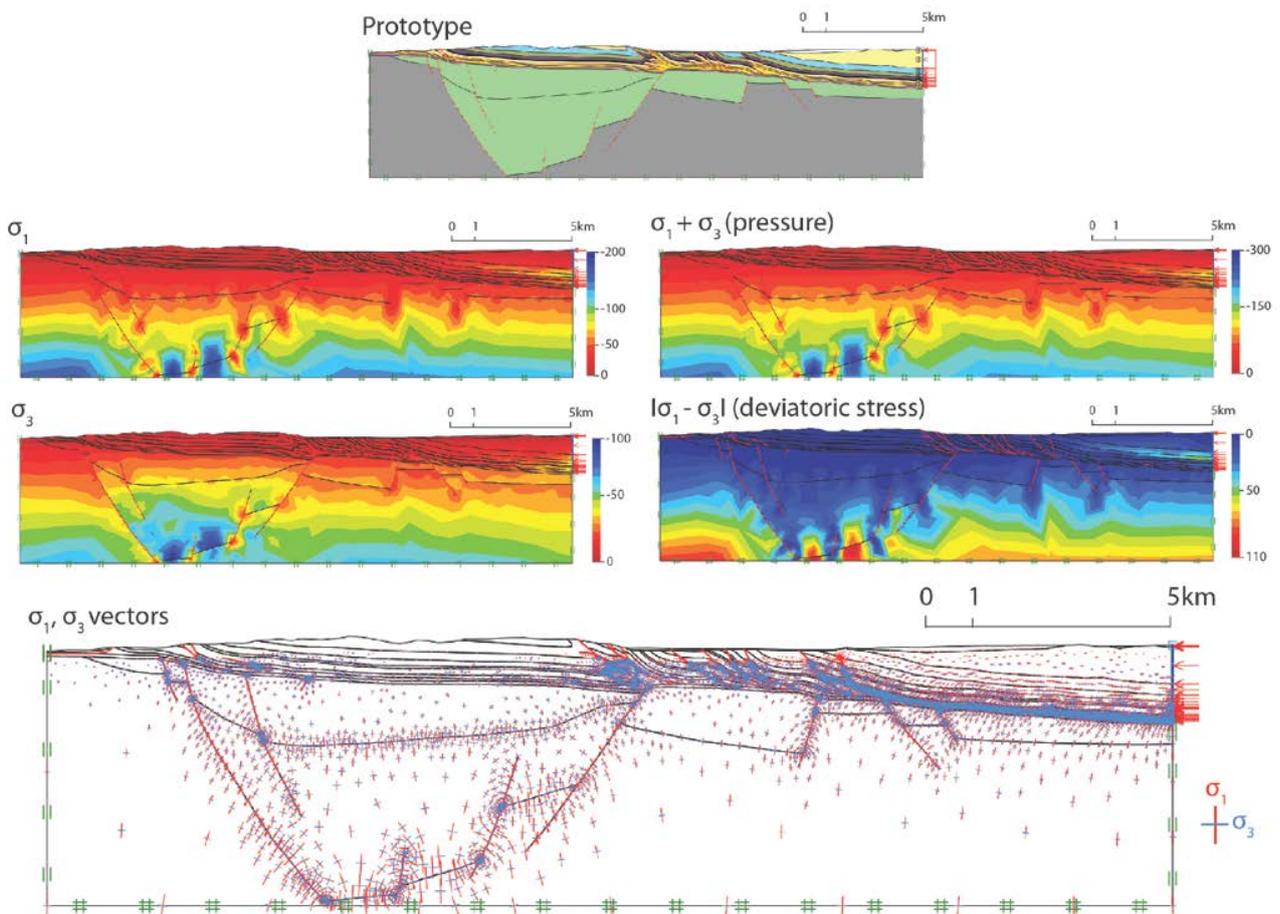


Figure 8: Prototype for Optum G2 for the cross section nbr. 8. The static approach of Limit Analysis determines a lower bound to the unknown tectonic force by optimising a statically admissible stress field. This optimal field is shown here. Units are MPa  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$  are respectively the maximum and minimum principal stress.

### 3.4 Evolution in the near future (SLAMTec software)

#### 3.4.1 Presentation of the prototype

Recall that in SLAMTec the geometry of the prototype cannot consider as much complexities that the one in OptumG2, it is composed of one planar decollement tilted at an angle  $\beta$  underlying a homogeneous sedimentary body, no pre-existing faults, no interruption in the decollement (Figure 9, a). The decollement is drawn by estimating a linear average of the disrupted and non-planar real decollement. The topography is the real topography of the cross section. For each cross section we add a super-critical prism in the back (south) to assure that the deformation will not reach the rigid back wall.

The experiment consists in looking at the effect of  $\Phi_D$  and  $c_D$  on the localization and the evolution of a geological structure, through a parametric study with the sequential Limit Analysis software, SLAMTec. The prototype in SLAMTec is more simplified than in Optum G2, and this may lead to different results; so the aim is to select the cases in which the first

deformation is at the same location as in Optum G2 and to note how long this structure is actively deforming before the deformation jumps to another location. By the term “same location” we mean that SLAMTec produces a result that would have the same colour as the Optum G2 result, i.e., belongs to the same type of deformation. The actual active fault may not be exactly at the same place, because in Optum G2, the location depends on the topography and the local weak zones (layers or faults), but in SLAMTec, the location depends only on the topography since the sedimentary body is homogeneous.

### *3.4.2 Results*

After the run, SLAMTec produces two output types: a movie that shows the evolution of the deformation, from which we extracted a few steps, (Figure 9) and a graph, called “G-gram” of the position of the root of the ramp on the decollement (point G) and of the surface outcrop of the ramp and its associated shear plane (Figure 9, c, black dots and blue curves respectively), throughout the shortening.

Based on figure 9b and c, we note that, at first glance, the deformation location changes suddenly toward 880 m of shortening, but if we take a closer look to the G-gram, we realize that toward 380 m of shortening, a second ramp develops, accommodates very low shortening (10m) and is then abandoned for several hundred meters of shortening, before being reactivated. Such short transient events occur often in SLAMTec and are interpreted as diffuse deformation rather than nucleation of a new fault. Therefore, in SLAMTec, the first ramp nucleates at the same position that the one of the green type of OptumG2 results, and is followed by a southward retreat of deformation, i.e an evolution from green to blue deformation types (Figure 7, c).

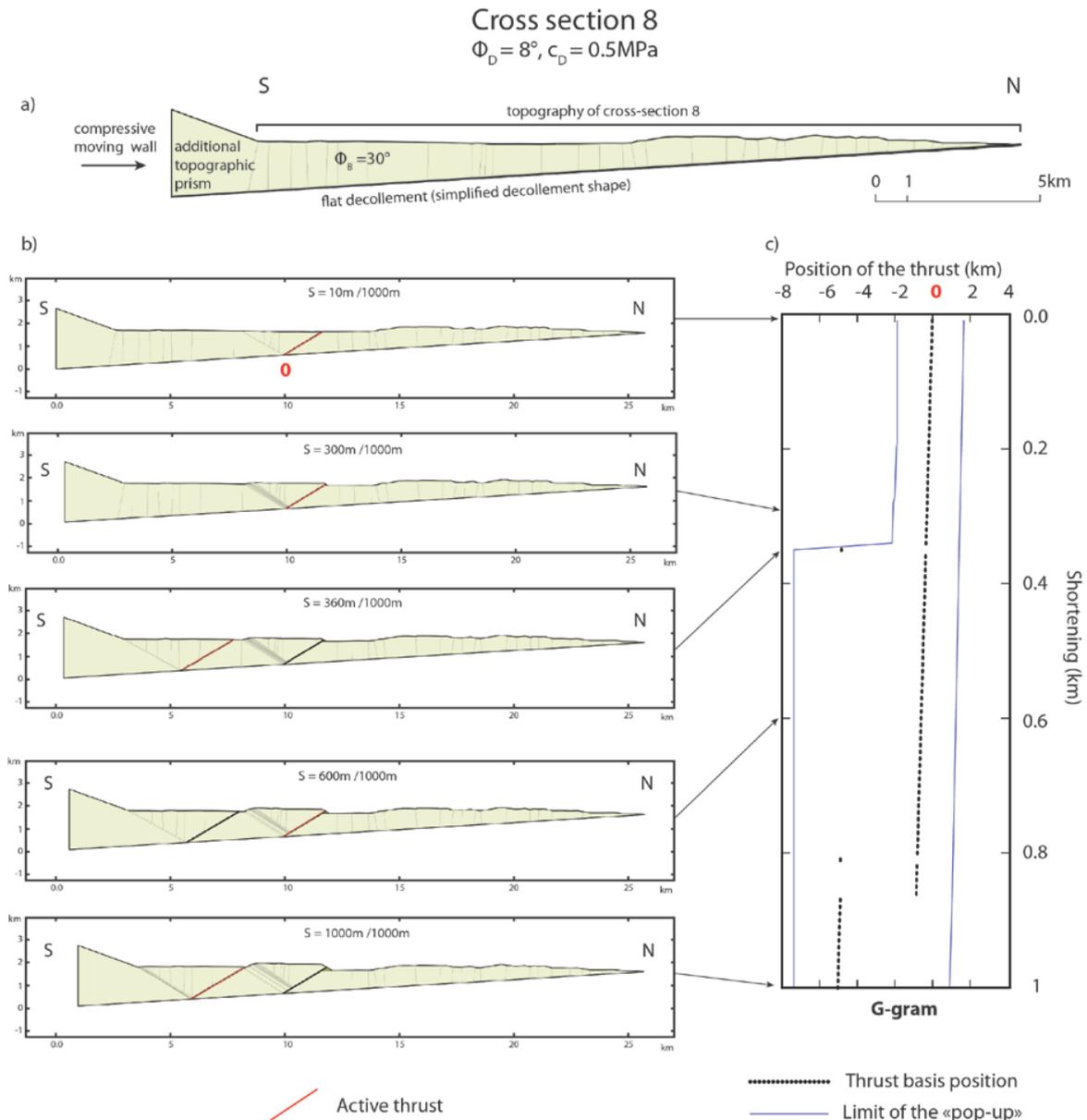


Figure 9: Prototype for SLAMTec for the cross section nbr. 8, at zero shortening (current situation) a), then at successive steps of shortening up to 1000 m in b). G-gram presenting the position of the roots of the thrust and the width of the deformed area during shortening, c). We can remark that the second ramp develops southward of the first one. A first activation of this second ramp occurs at 360m of shortening, then the first ramp becomes active again and after several hundred meters of shortening accommodated on it, the second ramp becomes active again.

## 4 Results for all seven cross sections

### 4.1 Description

We used the same methodology described previously to study all seven cross sections. A synthesis of the results of each cross section is presented in figure 10 to figure 16. For each cross section we present the prototype used in Optum G2, the different types of results obtained,

classified by common zone of deformation front, and the graph showing the distribution of these results according to  $\Phi_D$  and  $c_D$ . For each type of results for which we found a similar solution with SLAMTec, we select a specific case ( $\Phi_D, c_D$ ) and we present the evolution of the structure for the next 1km of shortening. The stability of the first structure that develops in the cross section can be assessed by looking at the  $S_{min}$  value. The  $S$  value is defined as the displacement accommodated on the first active thrust ramp before another ramp or diffuse deformation takes over. The  $S_{min}$  value is the minimum value of  $S$  among all the tested parameters. For all cross sections, in light grey and dark grey cases Optum G2 detects movements inside the Muschelkalk layer, before applying any compressive force on the backwall (Figures 10 to 16). The friction  $\Phi_D$  and the cohesion  $c_D$  of this layer, are too low to maintain the sedimentary prism stable. For light grey cases it results in a gravitational collapse inside a Muschelkalk outcrop (Figures 10, 13, 14, 15 and 16), and for dark grey cases, the cross section does not contain Muschelkalk outcrops and thus it results in a global instability of the prototype (Figures 11 and 12). Note finally that the blue cases (Figures 10 to 16), where the deformation is close to the pushing wall, represent either a physically acceptable solution (if the deformation does not touch the pushing wall), or a bias due to the presence of the rigid wall. In the latter case, the true solution would exhibit a deformation at or south of the pushing wall.

#### 4.1.1 Cross section 3 (across Südranden siting region)

On cross section 3 the Permo-Carboniferous graben is divided in two parts. For the orange and yellow cases, a ramp nucleates at different locations North of the northern part of this graben (Figure 10, a). In the green case it emplaces between the two parts of the graben and for the blue case, the deformation stays south of the southern part of the graben (Figure 10 b, c). With SLAMTec we succeed in reproducing the yellow, green and blue cases. For the yellow case, the minimal shortening accommodated by the first emplaced structure is  $S_{min} = 850$  m, for the green case,  $S_{min} = 260$  m, and for the blue case,  $S_{min} = 220$  m (Figure 10 b). Recall that the northern extent of the deformation front in section 3 is overestimated due to the fact that the Muschelkalk is considered to consist of evaporites all along the section. In fact the evaporites die out somewhere in the central part of the cross section. Therefore the orange and yellow cases are probably not realistic, due to the absence of evaporites in the north.

#### 4.1.2 Cross section 4 (across Nördlich Lägern siting region)

In the red case of cross section 4, the deformation propagates until the north of the cross section, in the green case it reactivates a ramp located just above the northern edge of the Permo-Carboniferous graben, and in the blue case the structure located just above the southern edge of the deepest area of the graben is reactivated (Figure 11 b, c). With SLAMTec we succeed in reproducing the red, green and blue cases. For the red case,  $S_{min} = 440$  m, for the green case,  $S_{min} = 400$  m, and for the blue case,  $S_{min} = 440$  m (Figure 11 b).

#### 4.1.3 Cross section 6 (across Nördlich Lägern siting region)

In the red case of cross section 6, the deformation propagates beyond the northern boundary of the cross section, as shown by the apparent back thrust (only due to boundary effects) (Figure 12 b). This result is obtained only for ( $\Phi_D = 0$ ,  $c_D = 0.1$  MPa) (Figure 12 c). In all the other situations tested, the structure located above the southern edge of the deepest part of the graben is reactivated (green case). For this cross section, the result is quite clear, if the friction and the cohesion are enough to maintain the current topography stable, then the first deformation is almost sure to occur as in the green case. With SLAMTec we succeed in reproducing the green case, and we found that  $S_{min} = 330$  m (Figure 12 b).

#### 4.1.4 Cross section 7 (across Jura Ost siting region)

In the green case of cross section 7, the pre-existing structures stacked above the southern edge of the deepest part of the graben are reactivated, and in the blue case, the ramp located above the extreme southern edge of the graben is reactivated (Figure 13 b, c). The deformation never propagates across the Permo-Carboniferous graben. With SLAMTec we succeed in reproducing the green and the blue cases. For the green case,  $S_{min} = 780$  m and for the blue case,  $S_{min} = 190$  m (Figure 13 b).

#### 4.1.5 Cross section 8 (across Jura Ost siting region)

Results were presented in chapters 3.3 and 3.4. we list it here again for completeness. On cross section 8 several major structures are stacked above the southern border of the Permo-Carboniferous graben (Figure 4, Figure 14 a); the red, orange and green cases correspond to the reactivation of these structures (Figure 14 b, c). In the blue case the deformation localizes completely south of the cross section. With SLAMTec we succeed in reproducing the green and the blue cases. For the green case,  $S_{min} = 330$  m, and for the blue case,  $S_{min} = 410$  m (Figure 14 b).

#### 4.1.6 Cross section 10 (across Jura Südfuss siting region)

In cross section 10, the deformation propagates up to the pre-existing backthrust located in the centre of the cross section (green case), but never further north to reactivate the different thrust stacked above the southern edge of the main Permo-Carboniferous graben of the region (Figure 15). If the  $\Phi_D$  and  $c_D$  are high, the deformation remains localized completely in the south of the cross section (blue case). With SLAMTec we don't succeed in reproducing any case. This is probably due to the strong curvature of the decollement, which when simplified to a plane does not provide a solution compatible with observation.

#### 4.1.7 Cross section 13 (across Jura Südfuss siting region)

In cross section 13, the thrusts stacked above the southern edge of the main Permo-Carboniferous graben of the region can be reactivated but only for  $\Phi_D = 0^\circ$  and  $c_D > 0.9$  MPa (red cases) (Figure 16). For  $\Phi_D < 2^\circ$ , the deformation localizes in the large syncline between the two main pre-existing zones of deformation. And if  $\Phi_D \geq 2^\circ$ , the deformation affects the anticline pre-existing in the south of the cross section. With SLAMTec we don't succeed in reproducing any case, probably for the same reason as for cross section 10, or due to pre-existing weaknesses (stacked ramps) that are not accounted for in SLAMTec.

#### 4.1.8 Maps of results

On figure 17,18 and 19, we insert the different deformation zones obtained with Optum G2 on the map of the area, and we interpolate the results between the cross sections in order to assess the position and the shape of the deformation front for all the friction values ( $\Phi_D = [0-12]^\circ$ ). Results are shown for the three cohesion values  $c_D = [0.01; 0.1; 1]$  MPa. Recall that these three values of cohesion correspond to  $\nu = 10^{16}$ ; respectively,  $10^{18}$  Pa.s, with  $e = 120$  m and  $V = 0.5$  mm/a (section 3.2). Note that the results are indicated only when a deformation front is defined, i.e., when the overall cross section is gravitationally stable. For very weak decollement ( $c_D = 0$  MPa,  $\Phi_D = 0^\circ$ ), all cross sections are unstable and collapse. For such a case, no map was constructed.

## 4.2 Comments on the results

The first interesting result is that the lowest  $S_{min}$  is 190 m, obtained for ( $\Phi_D = 4^\circ$ ,  $c_D=1$  MPa) on the cross section 7 (Jura Ost). This shows that the first structures predicted by Optum G2 and SLAMTec are relatively stable in time (1.9 Ma if we consider a shortening rate of 0.1 mm/a, or 190 ka for 1 mm/a).

The different maps show that the Jura-Ost siting region will never be reached by the deformation front in a future compressive regime. The Zürich Nordost and Südanden siting region appear also be rather isolated from the different deformation fronts. The Jura Ost siting region is located just above the Permo-Carboniferous graben, and the deformation is always blocked at the southern edge of this graben. However we can see on cross sections 7 and 8 that in the past the deformation reached the northern edge of the graben. That means that this structure is not the youngest one to have been active and has been emplaced when the topography of the Jura folds was not too high compared to the topography of the Molasse basin, to represent a “catching point” of the propagation of the deformation.

This siting region could even so be attained by deformation if we are in the cases for which Optum G2 detects gravitational collapses (light and dark grey cases of all the cross sections). In these cases,  $\Phi_D$  and  $c_D$  are too low to maintain the current topography of the sedimentary prism of the cross sections. Even before applying a compressive force, Optum G2 detects that the prototype is not stable, and thus, stops, giving no information on the tectonic deformation that will emplace with the compressive action. The friction and the cohesion being very low in these cases, it is likely that the deformation would propagate up to the siting region. GPS measurements could answer this problem. If no topographic collapses are detected, the deformation front will remain south of the siting region for any shortening below  $S_{min}$ . If topographic collapses are detected, we cannot determine whether or not the deformation front will affect the siting region.

The results obtained from Optum G2 have been classified by common zones of deformation fronts. It is important to keep in mind that in the back of this deformation front, the sedimentary prism cannot be considered to be in rigid translation. Indeed, in some cases, a structure is reactivated southward of the frontal current thrust and accommodates substantial shortening (for example the green case presented on cross section 7, Figure 13). In other cases, although only the frontal current thrust is active, some diffuse deformation could occur south of it.

### Cross section 3 (84-NF-65)

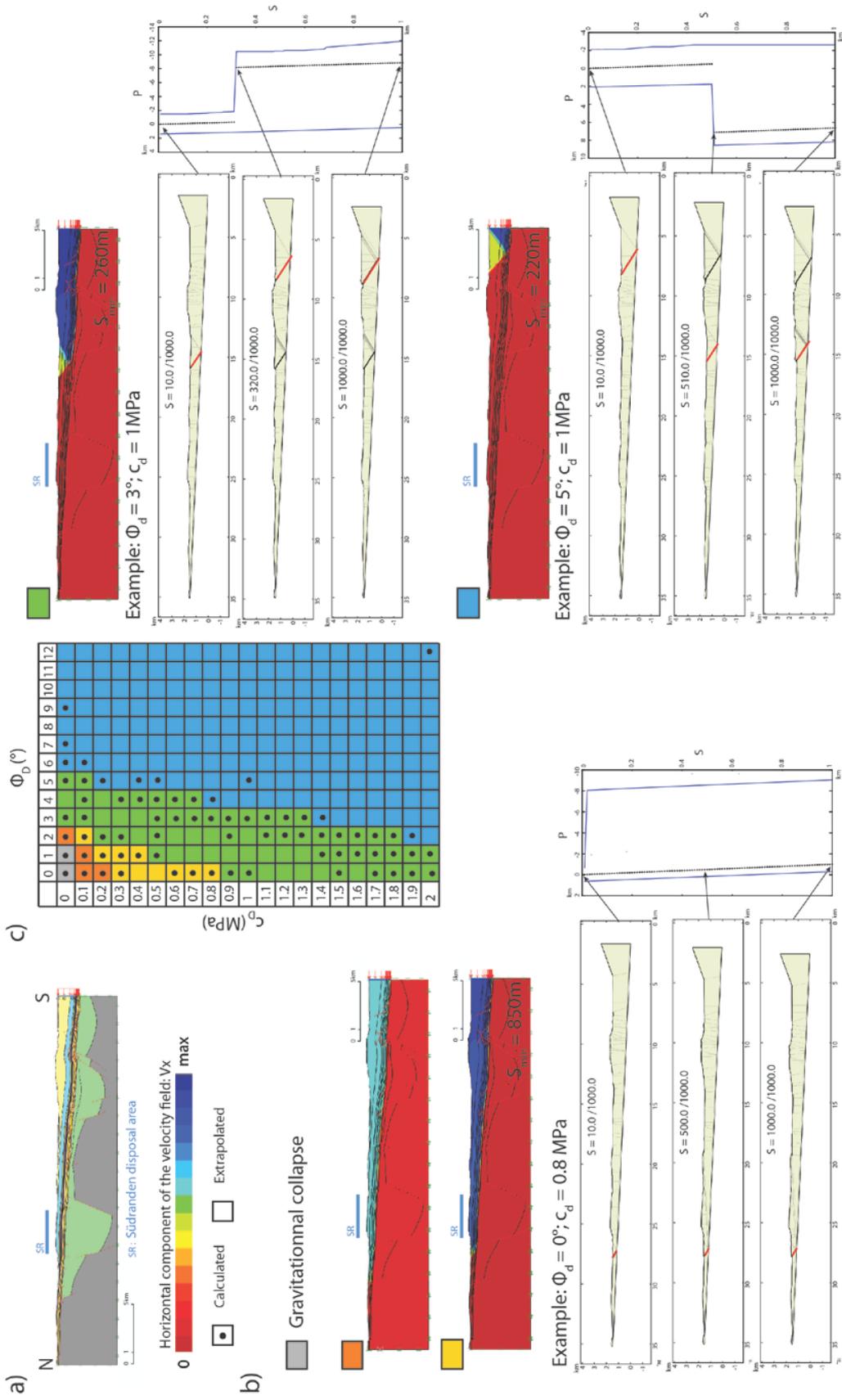


Figure 10: Prototype for Optum G2 for the cross section nbr. 3 and legend, a). Different typical results classified by common zones of deformation, and extrapolations of deformation using SLAMTec for selected results, b). Distribution of zones of deformation in a space spanning the friction and cohesion values of the material of the decollement, c). The Südranden siting region crossed by the cross section is represented by a blue segment.

### Cross section 4 (91-NO-62)

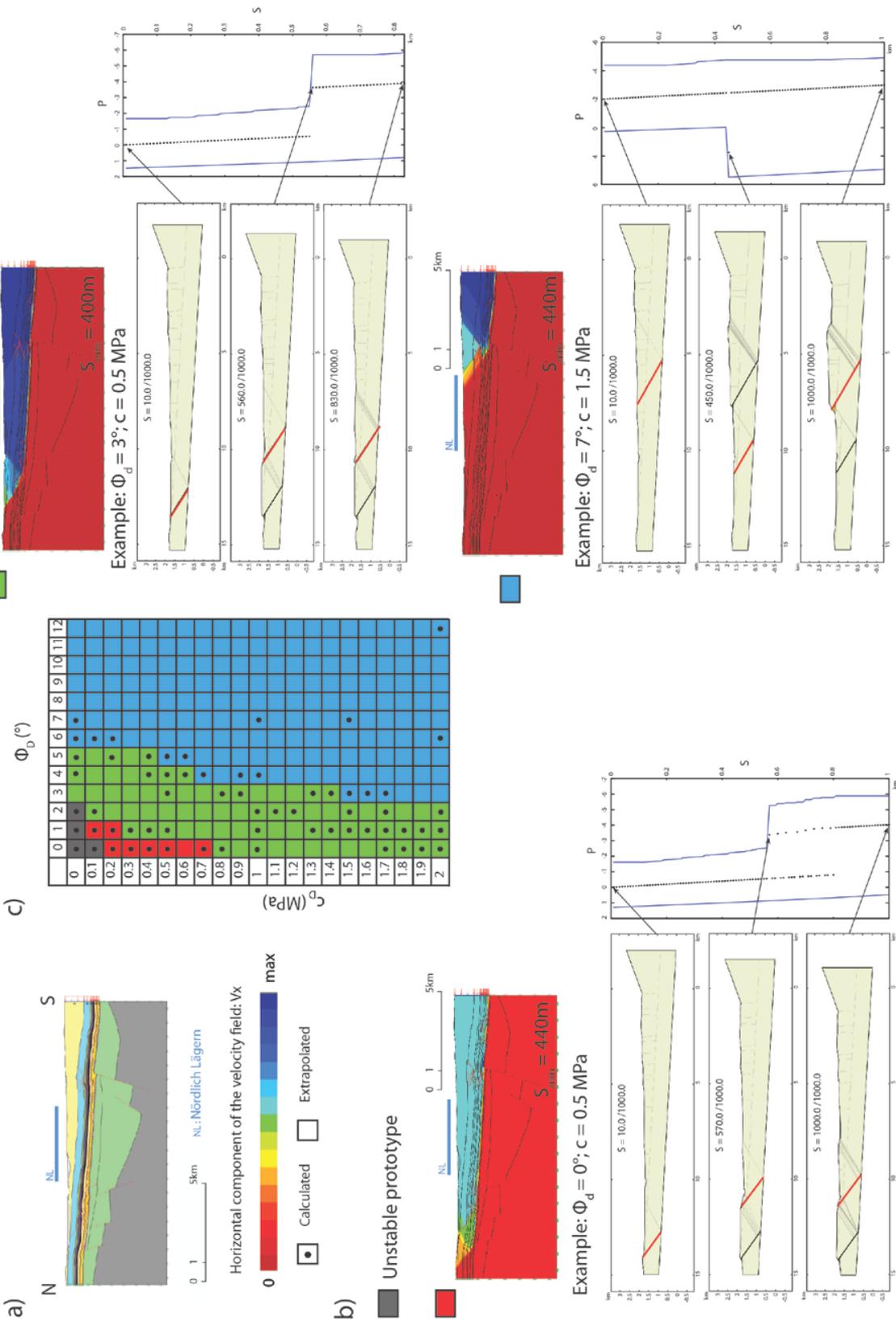


Figure 11: Prototype for Optum G2 for the cross section nbr. 4 and legend, a). Different typical results classified by common zones of deformation, and extrapolations of deformation using SLAMtec for selected results, b). Distribution of zones of deformation in a space spanning the friction and cohesion values of the material of the decollement, c). The Nördlich Lägerås stiring region crossed by the cross section is represented by a blue segment.

### Cross section 6 (91-NO-58)

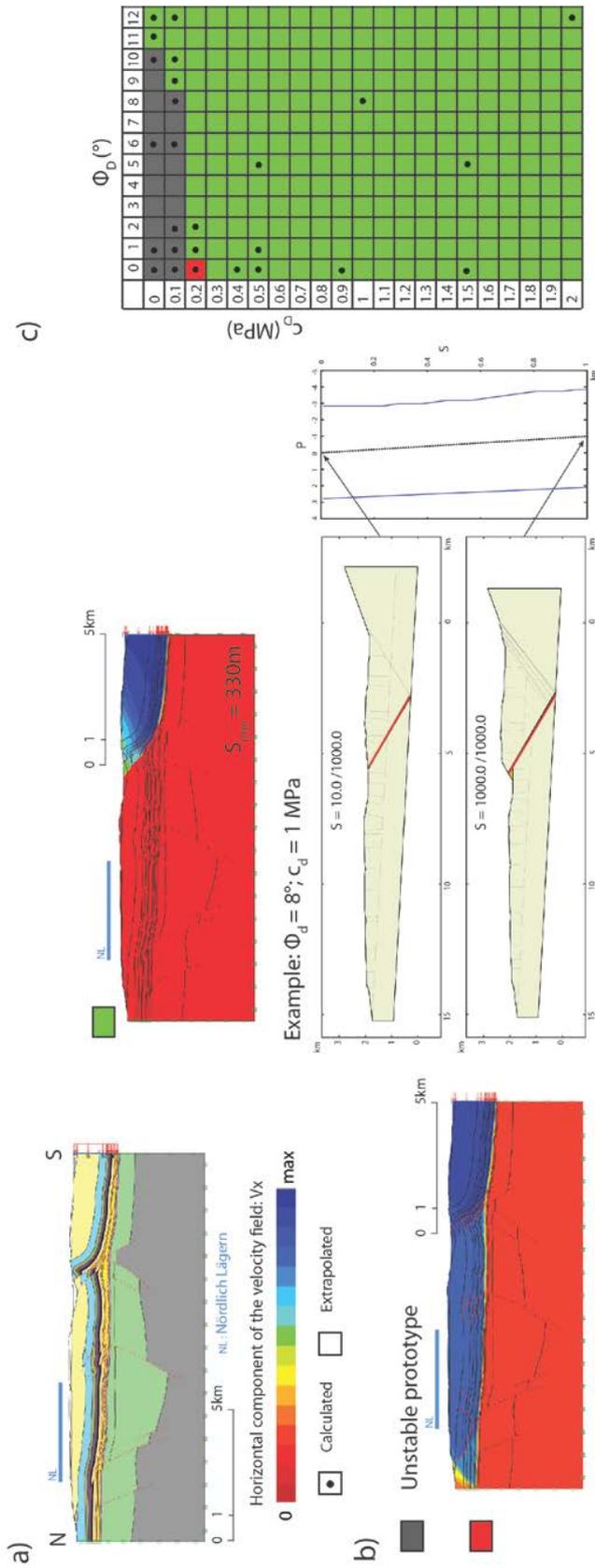


Figure 12: Prototype for Optum G2 for the cross section nbr. 6 and legend, a). Different typical results classified by common zones of deformation, and extrapolations of deformation using SLAMTec for selected results, b). Distribution of zones of deformation in a space spanning the friction and cohesion values of the material of the decollement, c). The Nördlich Lägern sitting region crossed by the cross section is represented by a blue segment.

### Cross section 7 (83-NF-31)

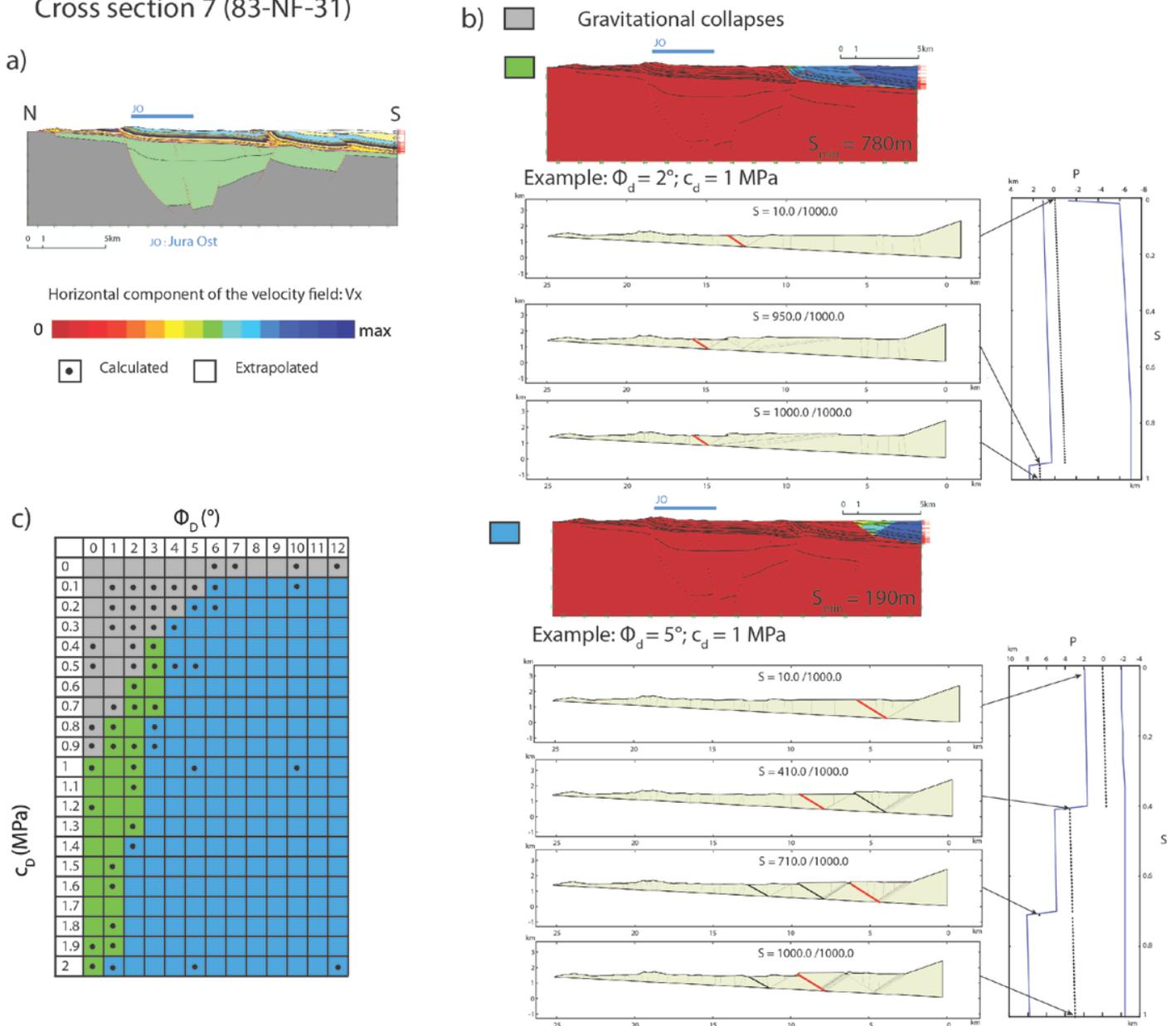


Figure 13: Prototype for Optum G2 for the cross section nbr. 7 and legend, a). Different typical results classified by common zones of deformation, and extrapolations of deformation using SLAMTec for selected results, b). Distribution of zones of deformation in a space spanning the friction and cohesion values of the material of the decollement, c). The Jura Ost siting region crossed by the cross section is represented by a blue segment.

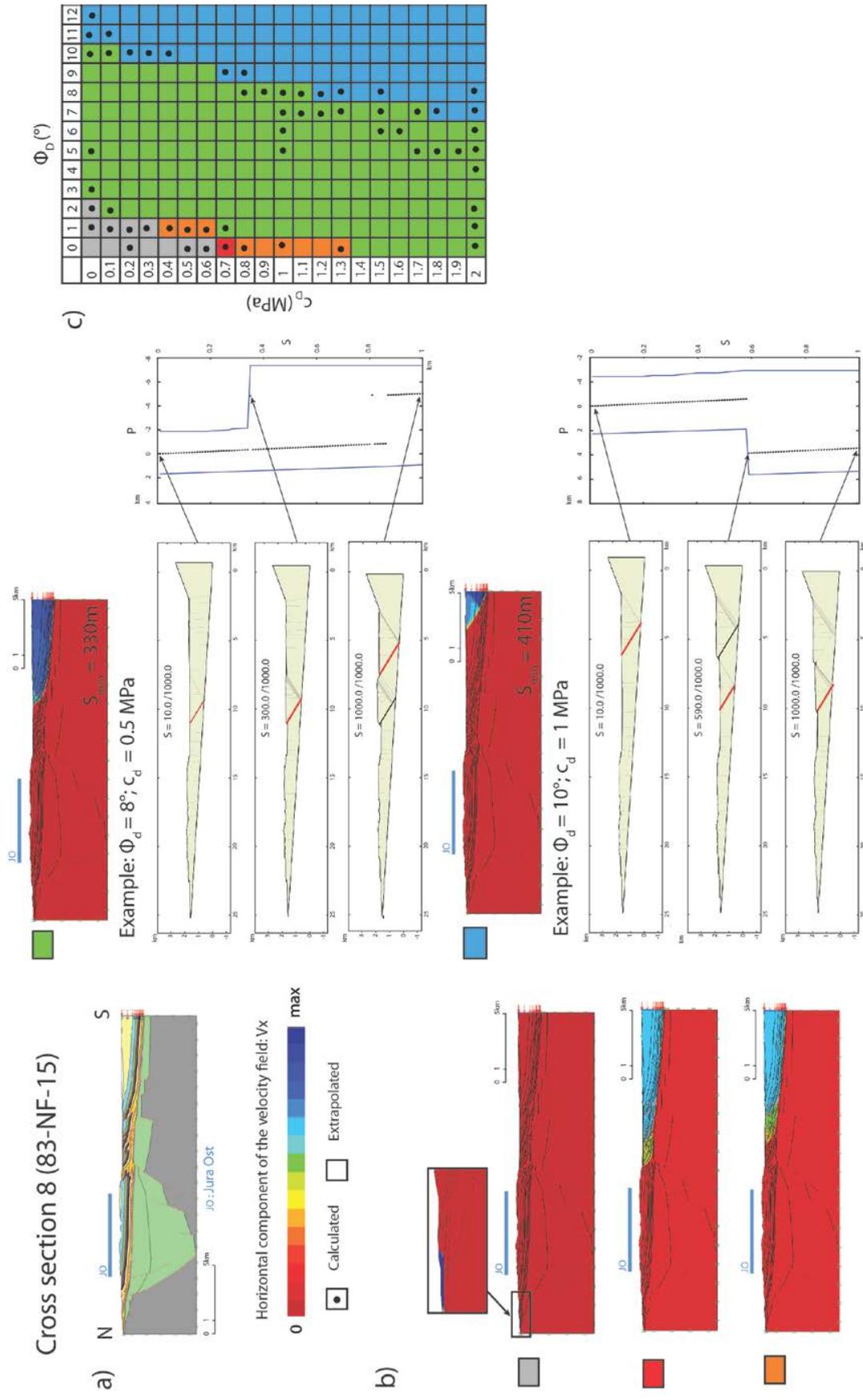


Figure 14: Prototype for Optum G2 for the cross section nbr. 8 and legend, a). Different typical results classified by common zones of deformation, and extrapolations of deformation using SLAMTec for selected results, b). Distribution of zones of deformation in a space spanning the friction and cohesion values of the material of the decollement, c). The Jura Ost sitting region crossed by the cross section is represented by a blue segment.

### Cross section 10 (83-SE-12)

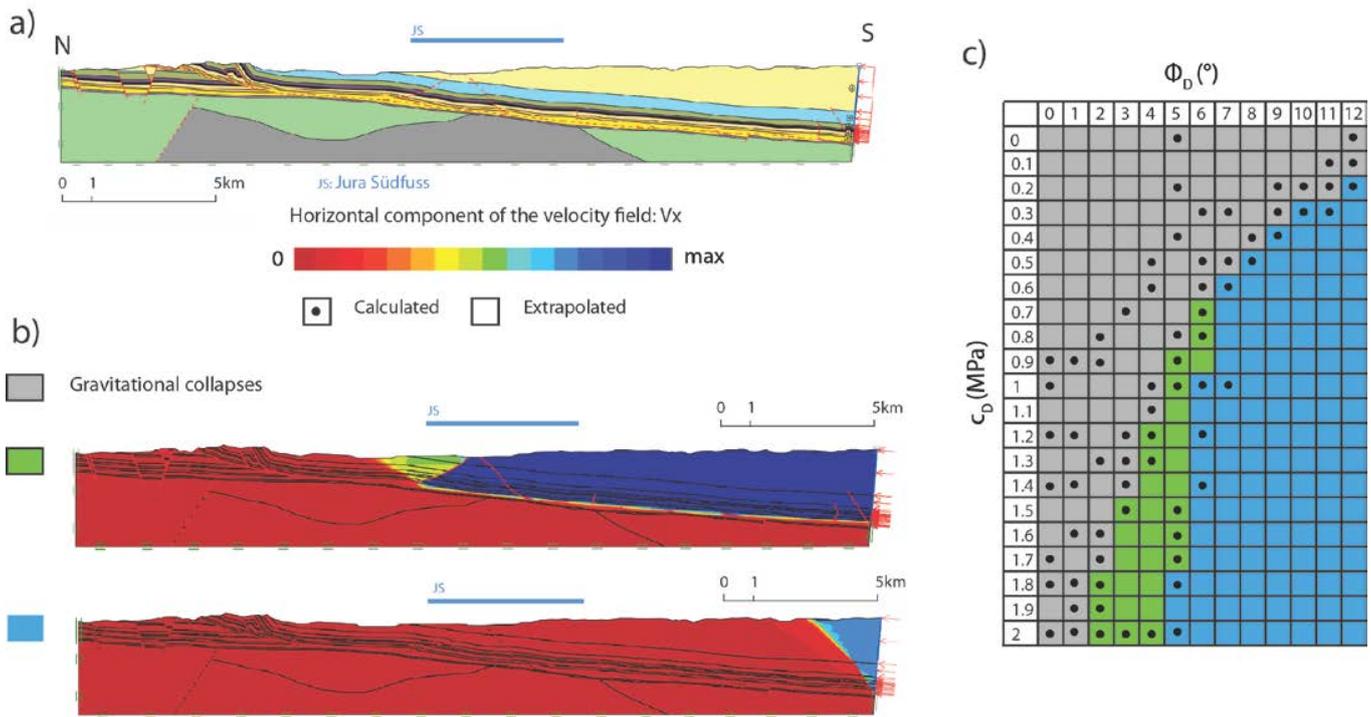


Figure 15: Prototype for Optum G2 for the cross section nbr. 10 and legend, a). Different typical results classified by common zones of deformation, b). Distribution of zones of deformation in a space spanning the friction and cohesion values of the material of the decollement, c). The Jura Südfuss siting region crossed by the cross section is represented by a blue segment.

# Cross section 13 (12-NS-42)

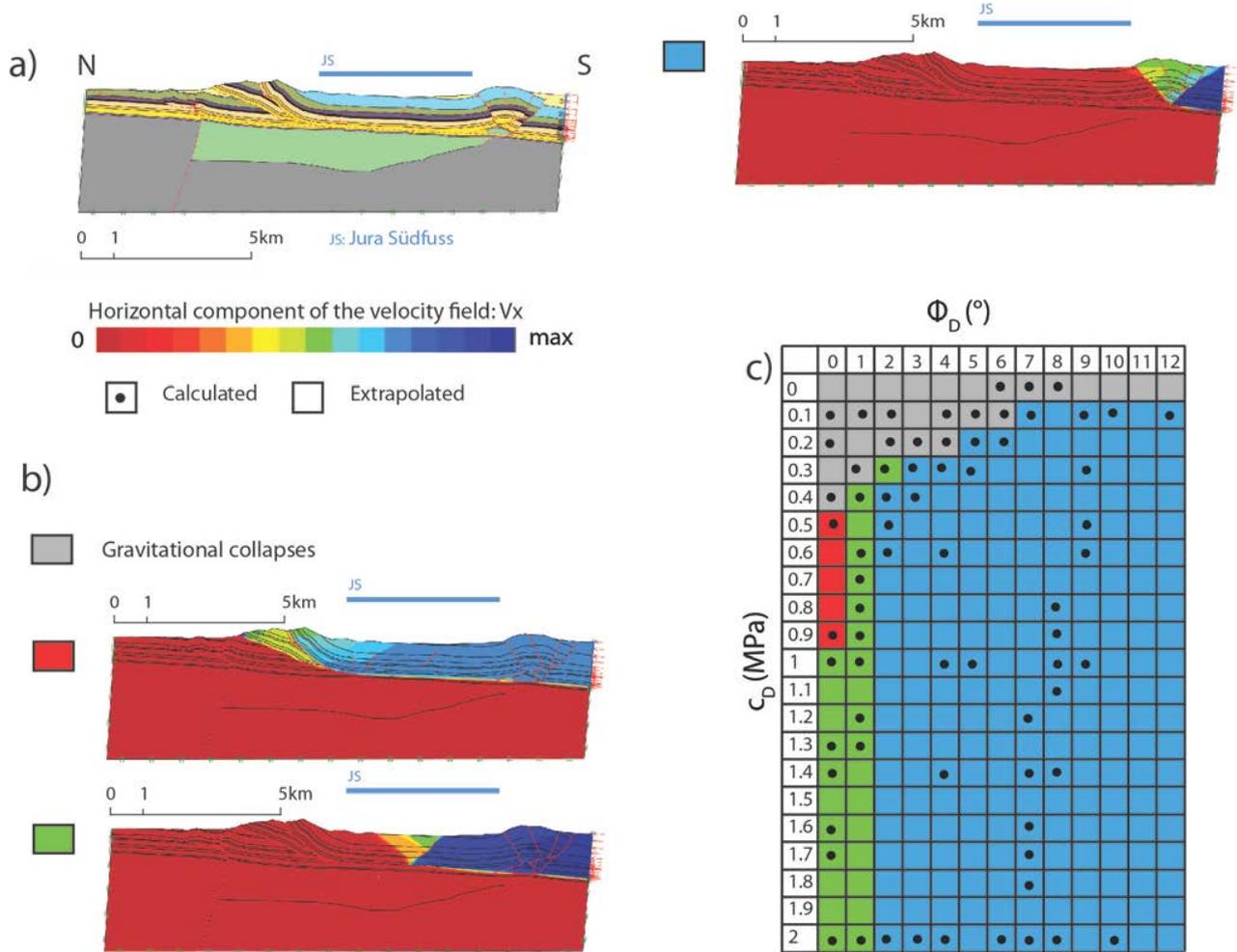


Figure 16: Prototype for Optum G2 for the cross section nbr. 13 and legend, a). Different typical results classified by common zones of deformation, b). Distribution of zones of deformation in a space spanning the friction and cohesion values of the material of the decollement, c). The Jura Südfuss siting region crossed by the cross section is represented by a blue segment.

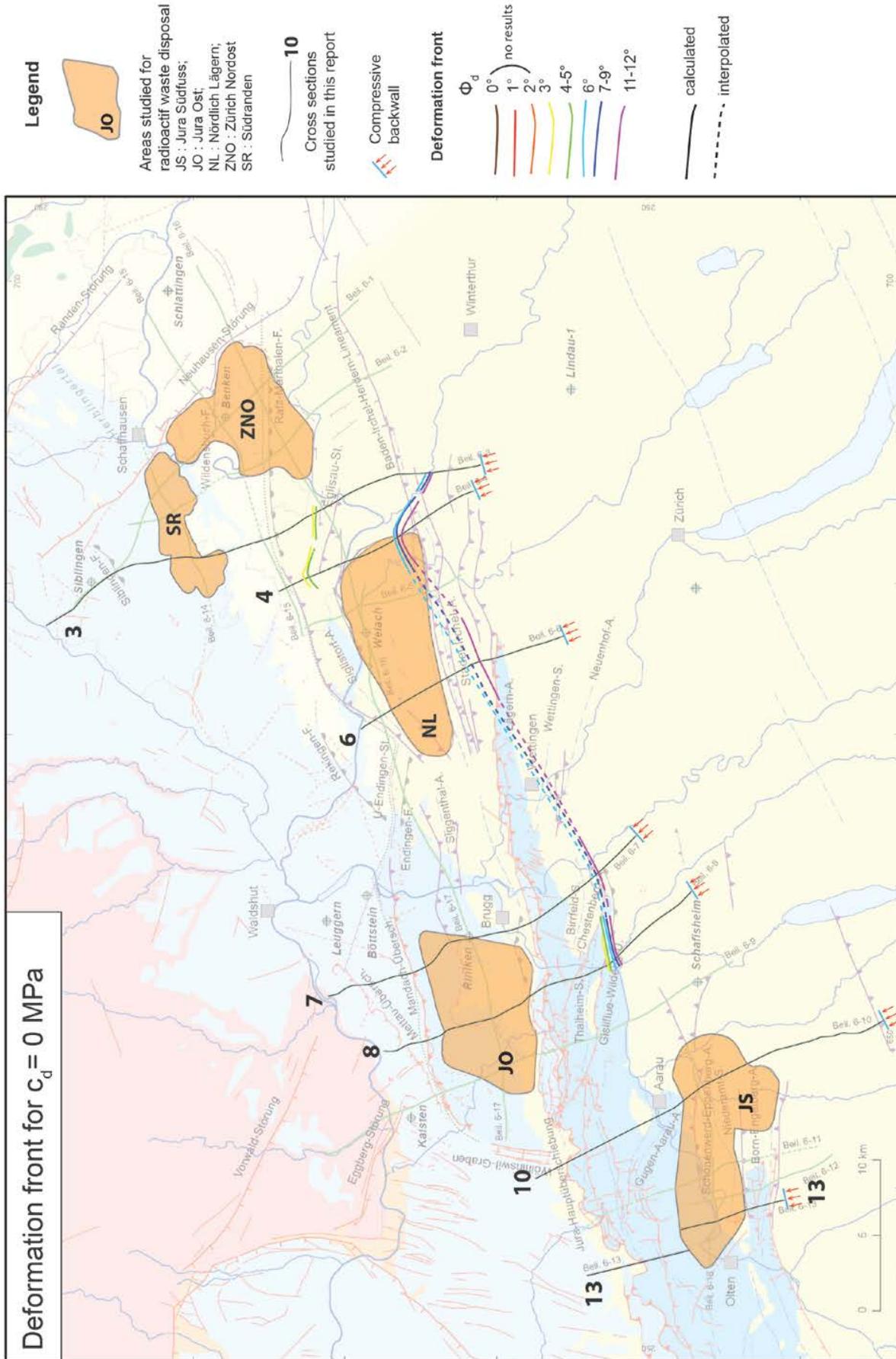


Figure 17: Map view showing the interpolation of the deformation front between cross sections. Note that the different deformation fronts correspond to the various hypotheses on the friction angle of the decollement. This map was made using a cohesion of 0 MPa.

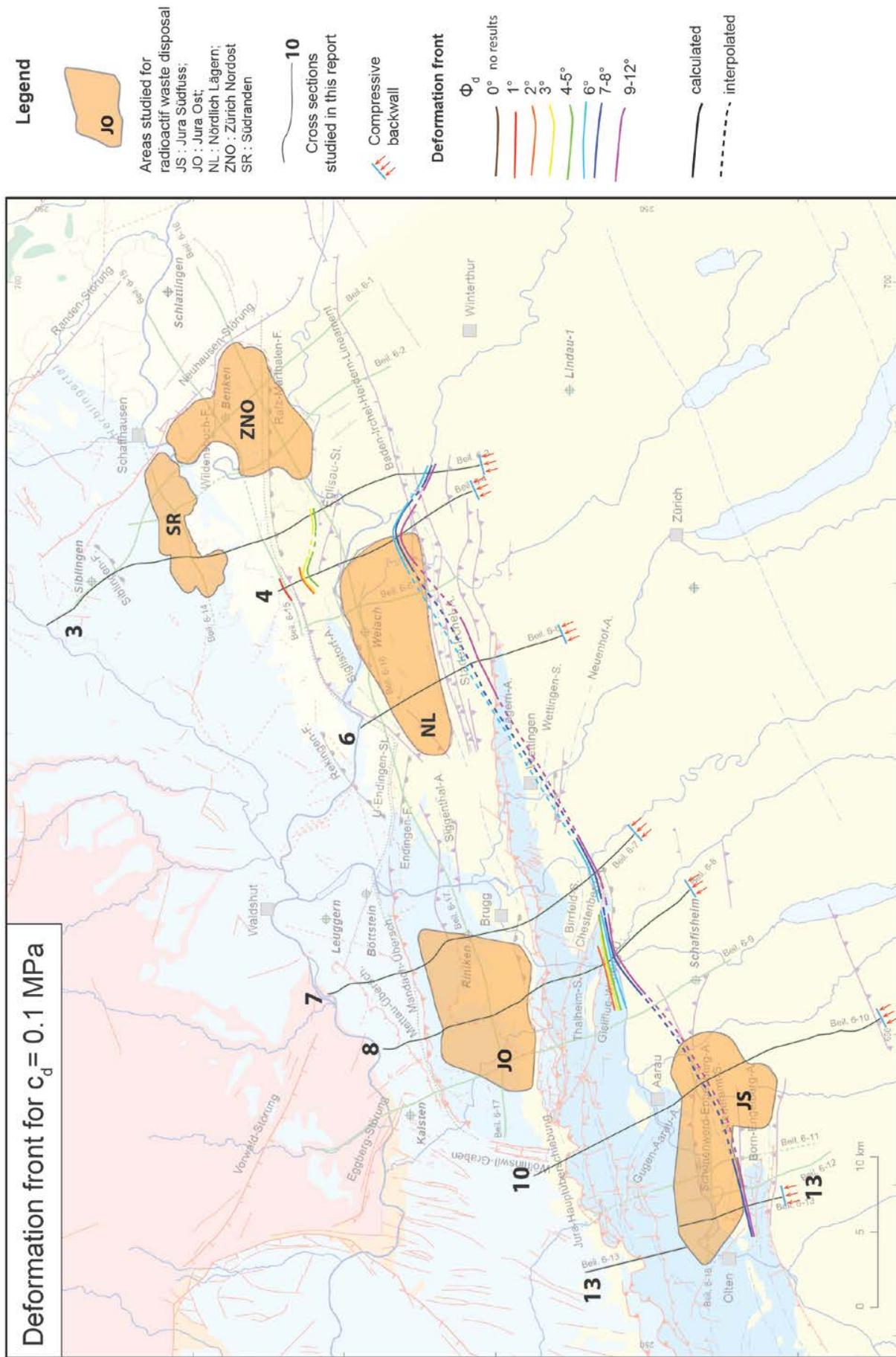


Figure 18: Map view showing the interpolation of the deformation front between cross sections. Note that the different deformation fronts correspond to the various hypotheses on the friction angle of the decollement. This map was made using a cohesion of 0.1 MPa.

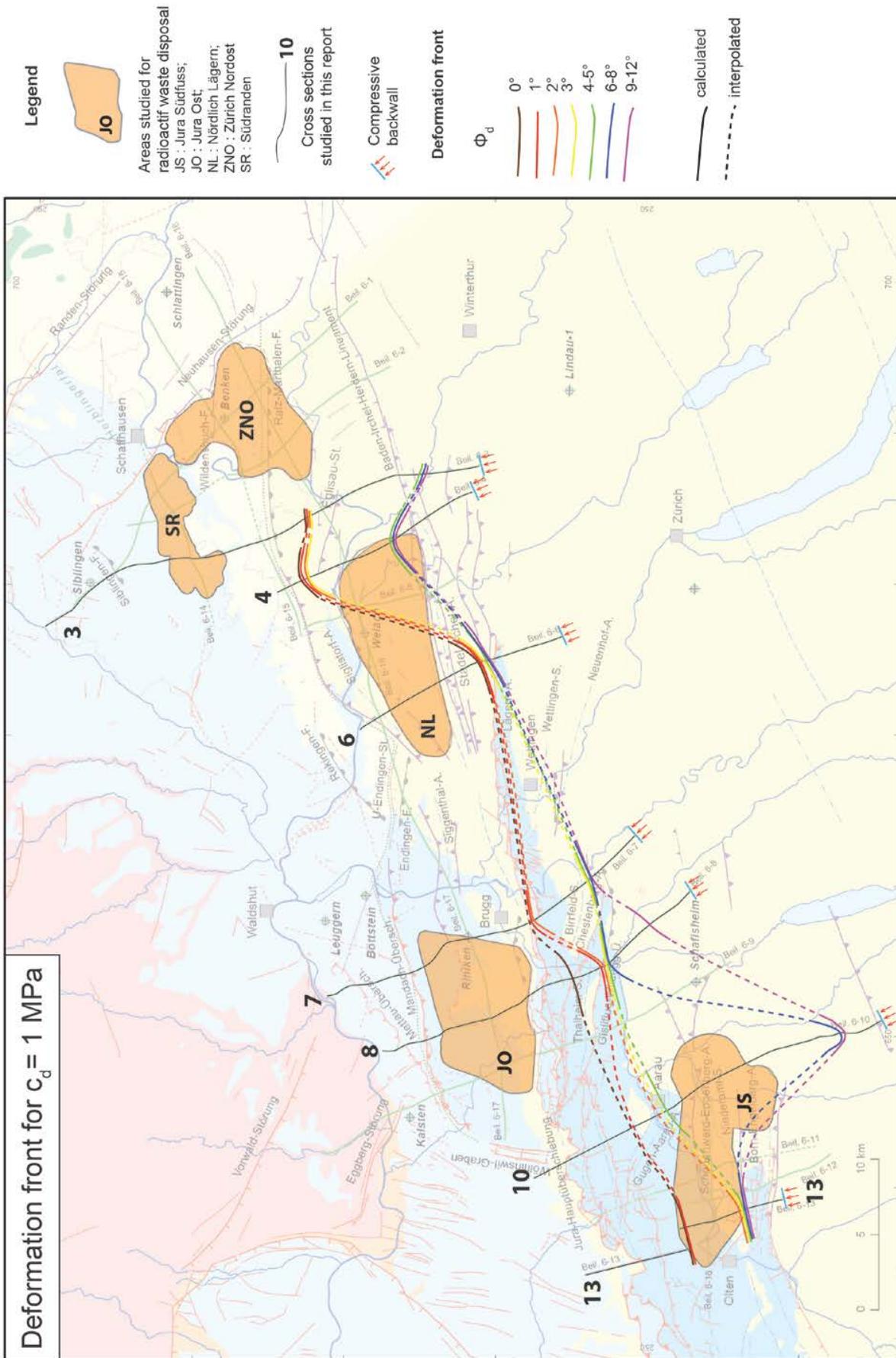


Figure 19: Map view showing the interpolation of the deformation front between cross sections. Note that the different deformation fronts correspond to the various hypotheses on the friction angle of the decollement. This map was made using a cohesion of 1 MPa.

## **5 Reliability of the results.**

There is no protocol today that would allow us to calculate error bars associated to the numerical simulation of tectonic activity, in particular in small regions and over one million years as is the goal here. First, because the numerical solution cannot be compared to an experiment. Second, because we lack of precise rheological data, especially over such time scales. Third, because both initial and boundary conditions are subject to unknown uncertainties. Let us now precise these general statements one by one.

### **5.1 Verification and validation**

Confidence in a numerical simulation depends first on its verification, and its validation. Both numerical methods and softwares used here have been verified in a number of different cases using analytical solutions, and their convergence properties (refinement of the solution when using finer spatial and temporal discretisations) have been measured so that all solutions presented here are most probably free of numerical errors and do represent precise solutions. References to these works are given in the Method section of the present report. Therefore, our solutions are actually solutions of the mechanical problem as it was stated : they are verified.

The second step is called "validation" in numerical analysis and consists in comparing the solution to an experiment to conclude whether the equations describing the mechanical problem are pertinent descriptions of the physical phenomena at stake. We have done validation of SLAMTec using analogue experiments with dry sand (Cubas et al., 2013). For OptumG2, again, validations can be found in the references found in the Method section. Therefore, both softwares are valid when dealing with frictional Coulomb materials (recall that SLAMTec makes further simplifying assumptions like planarity of the decollement level, and uniformity of material properties above the decollement). But, in real settings, other deformation mechanisms than just Coulomb friction occur, for example the pressure solution in carbonates or the ductile flow of evaporites. Changes in the local shortening rates due to far field geodynamics may also trigger switches between ductility and friction in the same material. The presence and flow of pore fluids may modify the effective stress, and influence the friction parameters through chemical processes. Part of the deformation may also be stored as elastic energy and released as earthquakes. Also, surface processes redistribute the mass in a way that cannot be precisely accounted for in the 2D vertical cross sections we analysed here.

### **5.2 Rheological data**

Thanks to the simplicity of the deformation process adopted in our limit analysis approach, i.e., the assumption that all deformation is expressed as Coulomb friction, there are only three parameters needed to describe the properties of materials (cohesion, friction angle, density), and two for the properties of interfaces, or faults (cohesion and friction angle). The density is a relatively uniform parameter and is treated as such, the other material properties were set to fixed values (Figure 6). We concentrated our analysis on the most important material property: that of the Muschelkalk evaporites which form the major decollement level. To answer the problem of uncertainty on the friction parameter values of the Muschelkalk rocks, we made a parametric study, i.e., we considered all physically realistic values.

### **5.3 Initial conditions**

The present day structures in each cross sections are issued from state of the art acquisition and interpretation of seismic and other data (wells, gravimetry,...). Obviously, they influence strongly the predictions of failure in the near future so that errors in location of faults or layer boundaries, and the absence of structures below the seismic resolution, could have important effects on our results, and these are very difficult to estimate.

#### 5.4 Boundary conditions : Thin- or thick-skin ?

In this study, the results have been obtained by considering thin-skin tectonics (Figure 20a): the compressive force was applied only above the Muschelkalk decollement (here called  $D_1$ ). However, whether the Jura Mountains today undergo thin- or thick-skin deformation is a debated question (Laubscher, 1986; Becker, 1989; Becker, 2000; Ustaszewski & Schmidt, 2007; Madritsch, 2008; Madritsch et al, 2008; Madritsch et al, 2010a, Madritsch et al, 2010b) (Figure 20a, b). To address this question, we modify our prototypes by extending the pushing wall down to the Upper- lower-crust limit where we set another decollement, called  $D_2$ , or “mid-crustal decollement” (Figure 20 c). This is also an on-going study carried out by T. Caër as part of her PhD project: she studies this question throughout the Jura with the same methods as applied here and with prototypes considering the whole crust and part of the mantle. She considers four cross sections from the Alps to the foreland scanning the whole Jura (Figure 21). The southernmost one is the ECORS profile interpretation redrawn after Schmidt and Kissling (2000) and Philippe (1995). The three cross sections have been realized using different data sources allowing to constrain the depth of the basement, the thickness of the Triassic bed, the position of the Permo Carboniferous graben, and the depth of the upper-lower crust limit ( $D_2$ ) (Pfiffner et al., 1990; Sommaruga, 1999; Rotstein et al., 2006; Ustaszewski and Schmidt, 2007; Sommaruga et al., 2012). One of these cross sections, the easternmost one, is presented in figure 20. This study suggests so far that it is possible to have thick-skin deformation associated with slip on the Muschelkalk detachment in the Eastern Part of Jura (Figure 21). Here we focus on cross section C (Figure 21), whose axis is located only a few kilometers west of the cross section 13 of this report (Figure 2, 4, 16). We then process exactly in the same manner that we did for the beginning of this report by setting fixed friction angle and cohesion values to each material (Figure 6) except for the Muschelkalk decollement where they vary exactly like in the local scale study (section 3 of this report). As the behaviour of the lower crust is very difficult to estimate; we vary its friction from  $\Phi_{D_2} = 0^\circ$  to  $\Phi_{D_2} = 30^\circ$  to scan a large range of results. Note that the friction on  $D_2$  is considered to be the same than the one of the lower crust. Pictures of results are presented as examples in figure 21b, and illustrate the behaviour of the thick-skin tectonics: We can see that the deformation uses the decollement  $D_2$  and northward, a crustal ramp develops and either reaches the surface or connects to the Triassic decollement. The map in figure 21a shows the location of the arrival in the sedimentary cover of this crustal ramp, for different values of  $\Phi_{D_2}$ . Thick-skin conditions dominate for a wide range of friction values on the  $D_2$  decollement (Figure 21). We can then distinguish two situations: for the highest range ( $\Phi_{D_2} = 10$  to  $30^\circ$ ) the crustal ramp emerges in the region of interest, i.e. the map presented in figure 2, potentially causing damage in this area. For lower values, the ramp emerges further north and the region is expected to be passively transported as part of the crustal ramp hanging wall. Deformation would then be only due to the reactivation of the  $D_1$  decollement. We then study what happen precisely in the region of interest, i.e. the map presented in figure 2, and for that, we select three different values of  $\Phi_{D_2}$  that corresponds to three different position of the crustal ramp according to the region of interest:  $\Phi_{D_2} = 3^\circ$  the crustal ramp emerges far beyond the north of the region of interest,  $\Phi_{D_2} = 7^\circ$  the crustal ramp emerges precisely in the north of the region of interest and  $\Phi_{D_2} = 10^\circ$  the crustal ramp emerges in the region of interest. For each value of  $\Phi_{D_2}$ , we realize a parametric study varying the friction  $\Phi_{D_1}$  and the cohesion  $c_{D_1}$  in the Muschelkalk layer (Figure 22).

In order to verify the applicability of the conclusions drawn in the thin-skin hypothesis (section 3 and 4) we now place cross section nbr. 13 into the large scale prototype (Figure 22), and we perform the same parametric study as before on the friction parameters of  $D_1$  (Figure 22c, d). We consider three different cases corresponding to the two different situations detailed in the previous paragraph (Figure 21, Figure 22). In the first one, we consider  $\Phi_{D_2} = 3^\circ$  corresponding to a crustal ramp emerging beyond the north of the studied area (Figure 21, Figure 22). In the second one, we consider  $\Phi_{D_2} = 10^\circ$  corresponding to a crustal ramp emerging in the region of interest (Figure 21, Figure 22). And the third case is an intermediate case in which  $\Phi_{D_2} = 7^\circ$ .

The results of these three different situations are presented in graphs b)ii), b)iii) and b)iv) of figure 22. Graph a)ii) presents the results for the local study presented in the previous section (Figure 16). Graph b)ii) presents the results for a regional scale study with  $\Phi_{D_2} = 3^\circ$  (Figure 21, Figure 22 b)ii)). In this situation, the crustal ramp emerges beyond the north of the cross section, and the different types of results that we obtain are the same than for the local study, but their repartition in the graph is different. The propagation of the deformation needs lower cohesion than at local scale. The dark grey cases are cases in which the friction on  $D_1$  is too high to allow any sliding on it. At the local scale this corresponds to the blue case (see section 4 for further explanations). Graph b)iii) presents the results for a regional scale study with  $\Phi_{D_2} = 7^\circ$  (Figure 21, Figure 22 b)iii)), and we observe that the results are very close to the ones of graph b)ii). Graph b)iv) presents the results for a regional scale study with  $\Phi_{D_2} = 10^\circ$  (Figure 21, Figure 22 b)iv)). In this graph, the yellow and dark blue cases are similar respectively to green and blue cases of the other graphs, but with an additional reactivation of the two thrusts present south of the Permo-Carboniferous graben. According to the color gradients on the figure, this reactivation occurs at very low velocity compared to the main structure that is developing (in the middle of the flat underformed area for the yellow case and in the anticline for the dark blue case).

It is surprising to obtain the same types of results and the same distribution in the ( $\Phi_{D_1}, c_{D_1}$ ) domain for graphs b)ii), b)iii) and b)iv), i.e. for different frictions on  $D_2$  and so different positions of the crustal ramp. That means that whatever the expression of the thick-skin tectonics, if the properties on the Muschelkalk decollement ( $D_1$ ) are low enough to allow its activation, the deformation of near surface is expressed in the same manner as thin-skin. The basement faults bordering the Permo-Carboniferous grabens do not play a major role here.

The results obtained with the local study (Figure 23 b) and section 3 and 4 of this report), are important because they highlight the different zones that will undergo present-day and future deformation. If we knew better the real  $\Phi_{D_1}$  and  $c_{D_1}$ , then regional studies would be interesting for all cross sections, but these values are difficult to estimate precisely, and then, local scale studies, simpler to realize, already provide much information, and allow to trace the worst deformation front that can develop in the next million years (or rather the next 1 km of shortening).

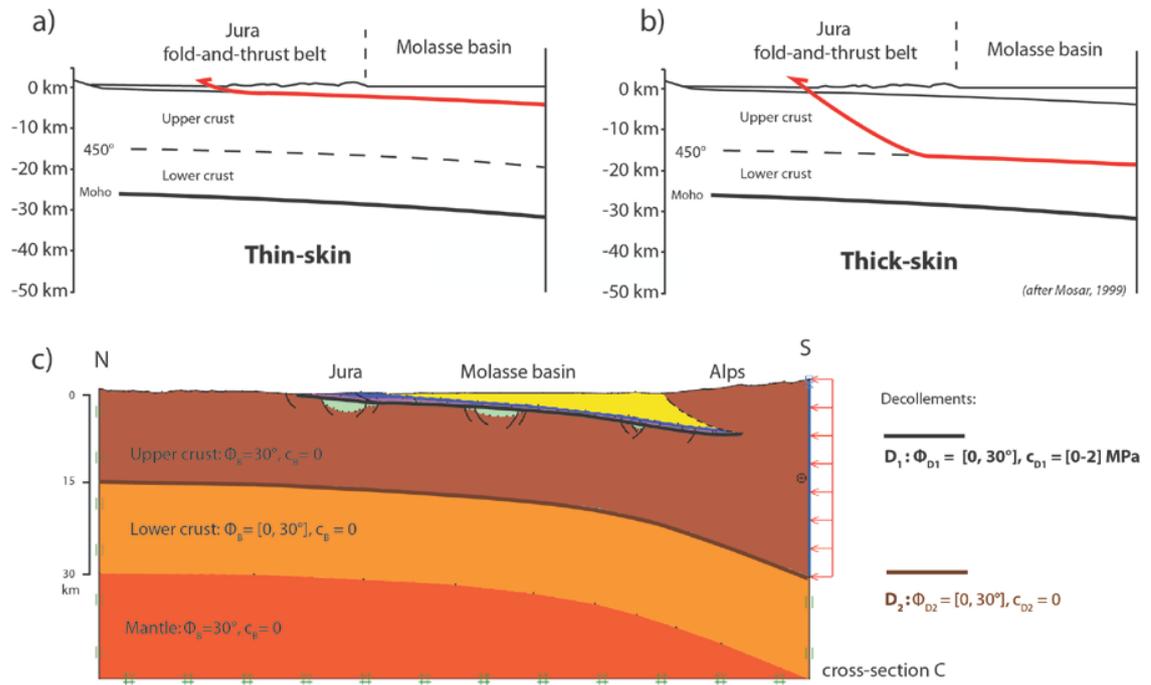


Figure 20: Illustration of the hypotheses on the thin-skin tectonic (a) or the activation of the basement, i.e. thick-skin tectonics (b). Cross section C (Figure 21 and Figure 22) and Optum G2 prototype considered for the thin-/thick-skin tectonics analysis c). D1 and D2 indicate respectively the Muschelkalk and the mid-crustal detachments. The red arrows at the southern edge show the applied tectonic compression. The other boundaries are kept rigid (green hash signs along the base), or allow movement parallel to them (green vertical equal sign at the northern edge and at the base of the southern edge). Top surface is free of any traction.

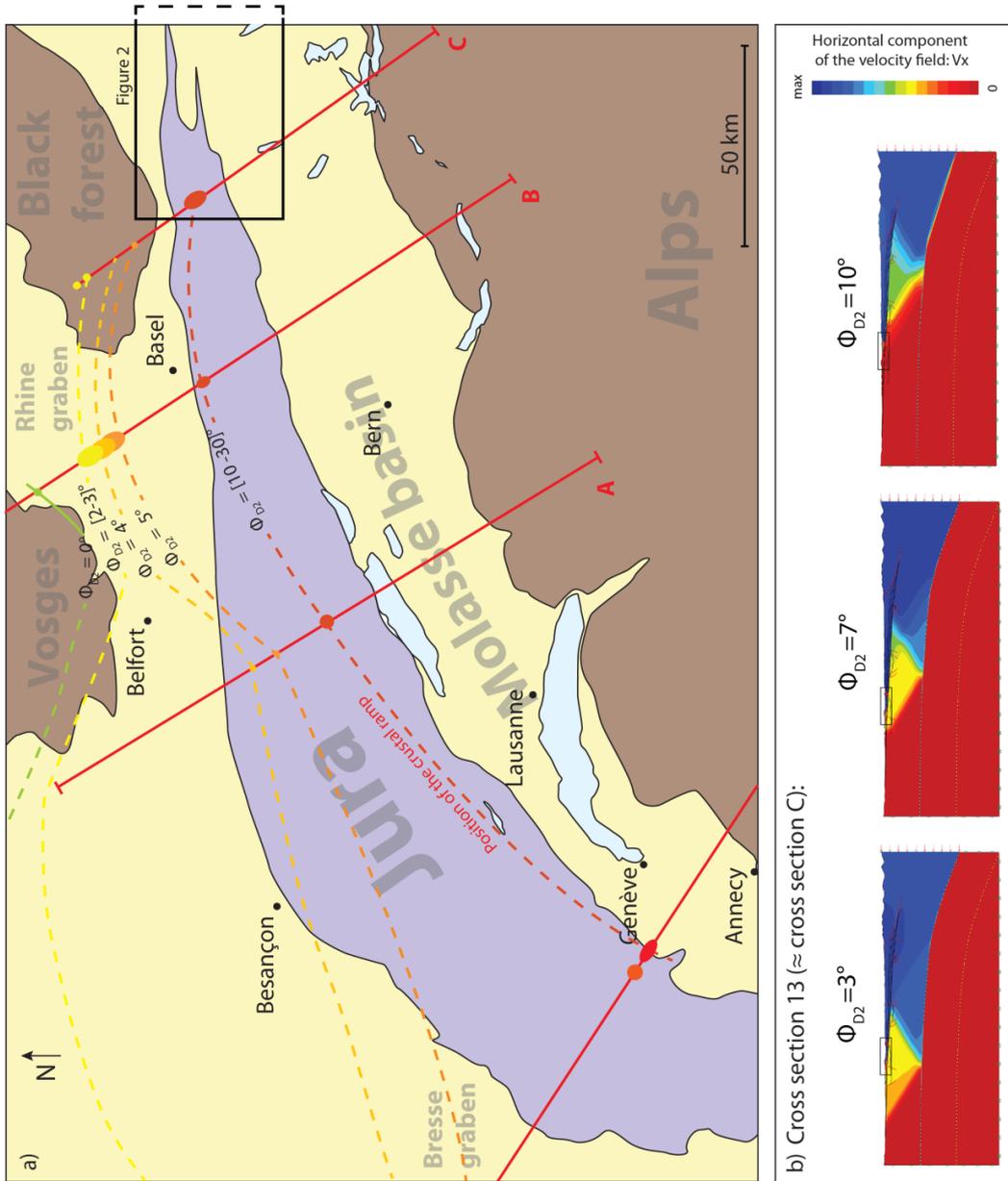


Figure 21: Surface positions of the thick-skin deformation fronts in map view, interpolated from three cross sections (A, B, C) for different values of  $\Phi_{D2}$ , a), and examples of results for three different values of  $\Phi_{D2}$ , b). Note that as the friction on the mid-crustal decollement  $\Phi_{D2}$  decreases, the thick-skin deformation front moves to the north. In cross section C which is of particular interest here, the deformation front is either in the area, or north of it. The region of interest of this report is represented by the black rectangle. Note that in all cases above, the Muschelkalk decollement is active: it slips northward at a higher velocity than the basement below.

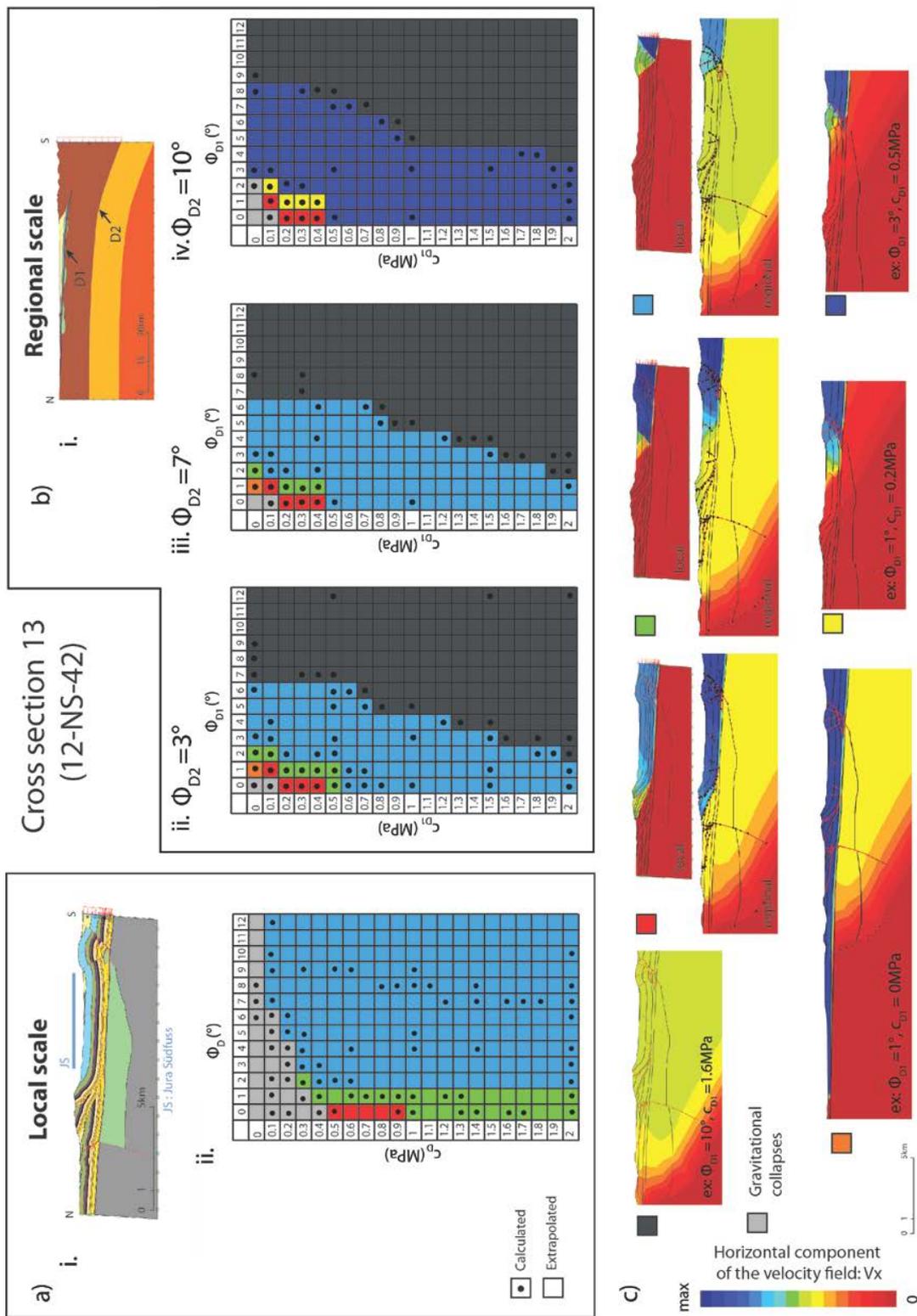


Figure 22: Results of the Optum G2 analysis of the thick-skin hypothesis: The two prototypes, cross section 13 at local scale a)i) and in the frame at regional scale b)i). Graph of results for local scale study, identical to figure 16, a)ii); for regional scale study with  $C_{D2} = 0 \text{ MPa}$  and  $\Phi_{D2} = 3^\circ$ , b)ii);  $\Phi_{D2} = 7^\circ$ , b)iii);  $\Phi_{D2} = 10^\circ$ , b)iv). Examples of the different types of results obtained and represented by colors in the graphs c).

## 6 Conclusion

Two software packages based on the theory of Limit Analysis were used to predict the deformation and stress fields resulting from horizontal compression in seven cross sections proposed by Jordan et al., 2015 in the Eastern end of the Swiss Jura Mountains. Limit Analysis is based here on the Coulomb criterion defined by friction angles and cohesions. No elastic or viscous parameters are considered. Velocity, deformation and stress fields are obtained by optimization of the tectonic compressive force applied at the southern end of the cross sections. The commercial software Optum G2 provides the onset of deformation, accounting for rheological contrasts between lithologies and for the weakness of existing faults. To gain insight on the future evolution of deformation we used a second software, SLAMTec, which uses Limit Analysis sequentially, applying one deformation step between each optimization step, at the cost however of limiting the predictions to rheologically uniform materials sliding on a planar, uniform, decollement. Based on this simplifications, we conducted systematic parametric investigations of the decollement properties (friction angle  $\Phi_D$  and cohesion  $c_D$ ) for each cross section. The resulting velocity fields can be classified in few groups defined essentially by the position of emergence of the active ramp rooted in the Muschelkalk decollement. For a very weak decollement, whole (dark grey cases in figures 11 and 12) , or parts (light grey cases in figures 10, 13, 14, 15 and 16) of the cross sections are gravitationally unstable and collapse under their own weight by sliding on such a weak base. For a strong decollement, deformation is concentrated at or near the pushing southern wall, precluding the activation of most structures found in the cross sections. Between these two end-members we find velocity fields that mostly activate existing faults and folds drawn in the cross sections at the northern and southern limits of the Permo-Carboniferous graben, and sometimes predict the occurrence of new ramps in pristine parts. Also, as expected, the northern extent of the deformation front (defined as the surface position of emergence of the active ramp) depends on the weakness of the decollement. Next, for a given set of rheological parameters, we interpolated the deformation fronts of each cross section to draw a map of the northern limit of the deformation. Drawing such limits for several sets of rheological parameters spanning all physically realistic values between the above mentioned end-members allowed us to define the zones in map view that will likely not be deformed in the near future. The main result is that there are indeed intersections between the deformation fronts and some regions considered for nuclear waste siting. However, the Jura-Ost zone and the Zurich Nordost remain mostly north of the deformation front in all calculations. The SLAMTec simulations provided predictions on the future evolution of the active structures detected with Optum G2. The active structures would stay active for at least 190 m of shortening (about 200 Ka at 1 mm/a).

In the first part of the study we assumed thin-skin tectonics: the pushing rigid wall extends from the surface down to the Muschelkalk decollement, and the basement below is considered fixed, i.e. not subjected to the horizontal compression. To address the possibility of thick-skin tectonics, we have extended cross section 13 to the south down into the central Alps, and applied a compressive force to that new southern limit on a rigid wall extending vertically from the surface down to the upper-lower crust limit. The main result is that studies at regional scale differ from studies at local scale only by the repartition of the different types of results in the  $\phi/c$  graph, but these different types of results are the same. Whatever the position of the thick-skin crustal ramp, if the Muschelkalk decollement is active, the deformation is expressed in the same manner at near-surface. However, for a value of  $10^\circ$  of the friction coefficient in the lower crustal decollement ( $\Phi_{D2}$ ), we showed that a crustal ramp would form and emerge in the Jura Südfuss siting region , potentially generating substantial deformation. As long as we do not know precisely the values of  $\Phi_{D2}$  and  $c_{D2}$ , regional scale studies will probably not bring further informations. Be aware that for certain  $\Phi_{D2}$  values (around  $10^\circ$ ), a crustal ramp would cross the siting region in cross section 13 and could therefore generate deformation within the siting region

(Figure 21 and yellow and dark blue cases in Figure 22). The other cross sections are expected to follow the same conclusions on the kinematics, but probably for different values of  $\Phi_{D2}$ . Therefore, this large scale analysis raises new kinematic solutions that may affect all siting regions.

It should be kept in mind that it is not possible today to predict in details the deformation in a given tectonic region over a time scale of one million years. Our predictions and conclusions are based on a simple mechanical and rheological description of materials and faults. They are also based on cross sections which themselves carry an unknown uncertainty and they also partly depend on the choice of rheological parameter values. It is therefore not possible to quantify the uncertainty of each result. This is why we have conducted parametric studies of the most important parameters (the decollement levels), and we have grouped the results in global types of deformation to forbid the over-interpretation of particular details of single simulations. The global outcome is that there are sharp boundaries between the types of deformation in the parametric space so that a small change in friction of a decollement level can produce a major change in the location of the active fault, for example. We think that both the types of deformations, and their sharp boundaries when varying parameters, are robust features of our results and not merely the imprint of our assumptions.

## 7 Perspectives

### Thick- or thin-skin?

The test of the thick-skin hypothesis in cross section 13 has shown two features: (i) The thin-skin structures that were observed in the first part (where compression is applied only above the Muschelkalk decollement) are retrieved when using a more extended prototype that permits thick-skin deformation; (ii) the bigger prototype has in addition revealed the possibility of the emergence of a crustal ramp in the zone of the siting region, depending on the friction value set on the lower to upper crust limit. Since all other cross sections are further to the East, it is important to check whether similar conclusions would be drawn on the other cross sections.

### The stress field

The Limit Analysis approach used here can also be used to determine an optimal stress field. We have shown the stress field issued from one of the simulations of cross section 8. The stress field could be used in two ways. First, it is an additional observable that could be compared to field data on stress measurements. Similarly to fitting the cross sections using the predicted velocity field as done here, we could perform a parametric study to constrain friction parameters with regard to the fit to the stress data. Second, the fitted stress fields would then help in the interpolation of the stress data between wells, or their extrapolation at depth, to estimate the evolution of the pressure and deviatoric stress levels in the siting regions. In that respect, smaller scale analyses around the disposal could be conducted.

### Other mechanical methods

The present analyses were made with simplified mechanical and numerical tools: We describe material properties only with friction (Coulomb) parameters and independently determine the velocity and the stress fields. Thanks to this simplicity we were able to explore important portions of the parametric space (essentially regarding the resistance to slip of the two major decollements levels) and to prepare the grounds for the use of more complete methods. In a full mechanical problem, stress and strains are linked through rheological relations requiring more materials parameters (elastic, viscous, and plastic). It could be of interest to compare our results to simulations obtained with other available

softwares, for example using the finite-element method, to estimate the detailed effects of the simplifications adopted in each method and thus better determine the uncertainty of the predictions.

Finally, analyses in three dimensions are certainly highly desirable and are the subject of on-going developments. A 3D version of Optum G2, called Optum G3, is in preparation, and we have also our own 3D implementation of Limit Analysis, but it is currently limited to simple geometries which cannot yet describe the complexity of the cross sections studied here.

## References

- Becker, A. (1989). Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. *Geol. Rundsch.* 78(2), pp. 459-475
- Becker, A. (2000). The Jura Mountains—an active foreland fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, 321(4), 381-406.
- Caër, T., Maillot, B., Souloumiac, P., Leturmy, P., de Lamotte, D. F., & Nussbaum, C. (2015). Mechanical validation of balanced cross-sections: The case of the Mont Terri anticline at the Jura front (NW Switzerland). *Journal of Structural Geology*, 75, 32-48. Doi:10.1016/j.jsg.2015.03.009
- Cubas, N., Leroy, Y. M., & Maillot, B. (2008). Prediction of thrusting sequences in accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 113(B12), 1-21. Doi:10.1029/2008JB005717.
- Jordan, P., Malz, A., Heuberger, S., Pietsch, J. Kley, J., Madritsch, H., 2015. Regional geologische Profilschnitte durch die Nordschweiz und 2D-Bilanzierung der Fernschubdeformation im stlichen Faltenjura: Arbeitsbericht zu SGT-Etappe 2. Arbeitsbericht NAB 14-105. Nagra.
- Krabbenhøft, K., Damkilde, L., 2003. A general non-linear optimization algorithm for lower bound limit analysis. *International Journal for Numerical Methods in Engineering* 56, 165-184.
- Krabbenhøft, K., Lyamin, A.V., 2014. Optum g2 (2014). optum computational engineering, [www.optumce.com](http://www.optumce.com).
- Krabbenhøft, K., Lyamin, A.V., Hjjaj, M., Sloan, S.W., 2005. A new discontinuous upper bound limit analysis formulation. *International Journal for Numerical Methods in Engineering* 63, 1069-1088.
- Laubscher, H. P. (1986). The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geologische Rundschau*, 75(3), 535-553.
- Lyamin, A.V., Sloan, S.W., Krabbenhøft, K., Hjjaj, M., 2005. Lower bound limit analysis with adaptive remeshing. *International journal for numerical methods in engineering* 63, 1961-1974.
- Madritsch, H. (2008). *Structural evolution and neotectonics of the Rhine-Bresse Transfer Zone* (Doctoral dissertation, University of Basel).

- Madritsch, H., Schmid, S. M., & Fabbri, O. (2008). Interactions between thin-and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *Tectonics*, 27(5).
- Madritsch, H., Fabbri, O., Hagedorn, E. M., Preusser, F., Schmid, S. M., & Ziegler, P. A. (2010a). Feedback between erosion and active deformation: geomorphic constraints from the frontal Jura fold-and-thrust belt (eastern France). *International journal of earth sciences*, 99(1), 103-122.
- Madritsch, H., Preusser, F., Fabbri, O., Bichet, V., Schlunegger, F., & Schmid, S. M. (2010b). Late Quaternary folding in the Jura Mountains: evidence from syn-erosional deformation of fluvial meanders. *Terra Nova*, 22(2), 147-154.
- Maillot, B., Leroy, Y.M., 2006. Kink-fold onset and development based on the maximum strength theorem. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* 54, 2030-2059. doi:10.1016/j.jmps.2006.04.004.
- Mary, B., Maillot, B., Leroy, Y.M., 2013a. Deterministic chaos in frictional wedges revealed by convergence analysis. *Int. J. Numer. Anal. Meth. Geomech.* doi:10.1002/nag.2177.
- Mary, B., Maillot, B., Leroy, Y.M., 2013b. Predicting orogenic wedge styles as a function of analogue erosion law and material softening. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14. doi:10.1002/ggge.20262.
- Mary, B.C.L., 2012. Au-delà du prisme critique de Coulomb par l'analyse limite séquentielle et contributions expérimentales. Doctoral thesis. Université de Cergy-Pontoise, France.
- Pfiffner, O. A., KLAPER, E. M., Mayerat, A. M., & HEITZMANN, P. (1990). Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps. *Mémoires de la Société géologique de France*, 156, 247-262.
- Philippe, Y. (1995). Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées. *Unpublished PhD thesis, Université de Savoie*
- Rotstein, Y., Edel, J. B., Gabriel, G., Boulanger, D., Schaming, M., & Munsch, M. (2006). Insight into the structure of the Upper Rhine Graben and its basement from a new compilation of Bouguer Gravity. *Tectonophysics*, 425(1), 55-70.
- Salençon, J., 2002. De l'élasto-plasticité au calcul à la rupture. Ecole Polytechnique, Palaiseau, and Ellipses, Paris.
- Schmid, S. M., & Kissling, E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19(1), 62-85.
- Sommaruga, A. (1999). Décollement tectonics in the Jura forelandfold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 16(2), 111-134.
- Sommaruga, A., Eichenberger, U., & Marillier, F. (2012). *Seismic atlas of the Swiss molasse basin*. E. Kissling (Ed.).

Souloumiac, P., Krabbenhoft, K., Leroy, Y.M., Maillot, B., 2010. Failure in accretionary wedges with the maximum strength theorem: numerical algorithm and 2D validation. *Computational Geosciences* doi:doi: 10.1007/s10596-010-9184-4.

Souloumiac, P., Leroy, Y.M., Krabbenhoft, K., Maillot, B., 2009. Predicting stress in fault-bend fold by optimization. *J. Geophys. Res.* 114, B09404. doi:doi:10.1029/2008JB005986.

Ustaszewski, K., & Schmid, S. M. (2007). Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben–Jura Mountains junction. *swiss Journal of Geosciences*, 100(2), 293-312.

Yang, W.H., 1993. Large deformation of structures by sequential limit analysis. *International Journal of Solids and Structures* 30, 1001-1013. URL:

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002076839390023Z>, doi:10.1016/0020-7683(93)90023-Z.

## POINTS CLÉS DU CHAPITRE 6

---

- **Le calcul à la rupture** est utilisé ici pour réaliser une étude de la tectonique actuelle de la terminaison orientale du Jura à partir de 7 coupes géologiques équilibrées fournies par la Nagra. L'objectif est d'estimer la **stabilité tectonique actuelle et future** de quatre zones étudiées par la Nagra dans le contexte d'un stockage profond de déchets radioactifs dans cette région.
- **Résultats Optum G2** : Grâce à une étude paramétrique nous déterminons, pour chaque coupe, la position et l'expression de la déformation actuelle pour différentes valeurs de friction et de cohésion du niveau de décollement. Ces résultats sont ensuite présentés en carte où les différents fronts de déformation possibles sont extrapolés entre les différentes coupes. Deux des zones étudiées par la Nagra, la zone "Jura Ost" et la zone "Zurich Nordost", ne sont jamais atteintes par de la déformation, quelles que soient la friction et la cohésion considérées sur le niveau de décollement.
- **Résultats SLAMTec** : A partir de prototypes simplifiés de chacune des coupes, SLAMTec a ensuite été utilisé pour donner une estimation de premier ordre de la **durée de vie minimale** des failles prédites par Optum G2, avant que la déformation ne se propage plus au nord. Celle-ci nous permet de donner une **estimation de la stabilité dans le temps** du front de déformation obtenu pour les différentes coupes via Optum G2. Les résultats montrent que les structures prédites par Optum G2 restent actives sur une période d'au moins 200 ka (raccourcissement estimé à 1mm/a).
- Dans le chapitre 5, nous avons vu que cette région est actuellement soumise à une tectonique de socle, mais que le niveau de décollement triasique est probablement actif simultanément. Deux hypothèses sont envisageables : la région est déformée par une rampe de socle et est donc globalement instable tectoniquement, ou alors elle est passivement transportée sur le niveau de décollement profond et la rampe de socle émerge au delà du nord de notre zone d'étude. Dans ce dernier cas, une instabilité tectonique au sein de notre zone d'étude pourrait être engendrée par une activation du trias. C'est cette situation qui est étudiée ici.

## CHAPITRE 7

# Conclusion générale et perspectives

Cette thèse constitue le premier travail uniquement dédié à l'application du calcul à la rupture à la géologie structurale. Son objectif principal était de montrer comment utiliser cette théorie mécanique pour apporter des contraintes mécaniques à la géologie structurale à travers les outils actuellement les plus aboutis, SLAMTec et Optum G2. Optum G2 nous a permis d'utiliser le calcul à la rupture classique et SLAMTec le calcul à la rupture séquentiel. La première étape a été d'identifier les limites du calcul à la rupture et de ces outils afin de discerner les questions géologiques qu'il peut permettre d'étudier de celles qui dépassent les limites de sa pertinence. Cette réflexion a conduit à identifier deux grands axes d'étude : l'étude de la déformation passée et l'étude de la déformation actuelle, qui ne s'étudient pas de la même manière mécaniquement et autour desquelles nous avons donc articulé ce travail. Le travail présenté dans ce manuscrit concerne principalement la déformation compressive dans la chaîne plissée d'avant-pays du Jura. Cela nous a conduit à développer différentes méthodologies d'application des outils SLAMTec et Optum G2 et nous a permis d'apporter un certain nombre de réponses aux questions structurales énoncées en introduction.

## 7.1 CONCLUSIONS STRUCTURALES

---

### 7.1.1 Influence mécanique de l'héritage tectonique

L'héritage structural joue un rôle important sur la localisation des structures. Nous avons montré au chapitre 2 que la présence d'une faille normale héritée dans la couverture, si elle représente un plan de faiblesse, va influencer la localisation d'une déformation compressive ultérieure. Si sa friction est assez faible, elle sera réactivée, au moins partiellement et si sa friction est trop forte pour qu'elle soit réactivée, elle aura tout de même tendance à attirer la déformation. Au chapitre 3, nous avons étudié le cas dans lequel ces failles normales héritées décalent le niveau de décollement. Si une marche montante n'a pas d'influence marquée sur la propagation de la déformation, une marche descendante ralentit la propagation du front de déformation en favorisant le développement de longues rampes absorbant plus de déformation que ses voisines et d'empilement d'écaïlles.

### 7.1.2 La structure du Mont Terri

Ces conclusions concernant l'héritage tectonique ont pu être utilisées dans le cadre de l'étude de la structure du Mont Terri. Dans le chapitre 2, nous décelons une incohérence mécanique d'une étape clé de la cinématique associée à la structure du Mont Terri et proposons alors deux nouvelles interprétations de la structure du Mont Terri dont les étapes cinématiques ne présentent pas d'incohérences mécaniques. Une analyse 3D de la carte de St-Ursanne a par la suite été menée de manière à mieux contraindre la structure du Mont-Terri en tenant compte des structures alentours et le contexte géologique dans lequel il s'est mis en place. Des expériences en boîte à sable nous ont permis de comprendre que l'accident de Ferrette a ralenti la propagation vers le Nord des structures présentes sur la carte de St-Ursanne. La réalisation de 8 coupes à travers cette carte nous a par ailleurs permis de mettre en évidence des différences de profondeur de la base de la couverture sédimentaire de part et d'autres des structures. Nous les avons interprétées comme étant dues à des failles normales héritées, associées pour la plupart à l'accident NNE-SSW de Ferrette et pour d'autres aux grabens permo-carbonifères E-W sous-jacents. Ces dernières ont localisé le front de la déformation au sein de la carte de St-Ursanne et sont responsables de la longue rampe associée à l'anticlinal du Mont Terri et de la direction E-W marquée de l'anticlinal de la Roche d'Or. Les conclusions mécaniques du chapitre 3 nous ont finalement permis d'interpréter l'interaction entre les marches formées par ces différentes failles héritées et la déformation compressive Mio-Pliocène, ce qui a permis de mettre en évidence le caractère hors séquence de certaines structures (Clos du Doubs et Caquerelle). L'ensemble de l'interprétation cinématique de la zone d'étude a finalement été schématisée au sein d'un modèle cartographique conceptuel. Cette analyse 3D nous a amené à modifier à nouveau l'interprétation structurale le long de l'axe de coupe présentée au chapitre 2, lui conférant cette fois-ci une cohérence latérale.

### 7.1.3 La tectonique actuelle dans le Jura

Nos modélisations prédisent que si le système Jura - Alpes est encore soumis à de la déformation compressive actuellement, alors celle-ci ne génère pas le même style tectonique sur l'ensemble du Jura. Sa partie Sud-Ouest subit aujourd'hui encore une tectonique de couverture alors que, dans sa partie Nord-Est, le style tectonique a évolué vers une tectonique de socle. Cette étude a également permis de montrer qu'une tectonique de socle n'empêche mécaniquement pas l'activation simultanée de décollements moins profonds. Une structure enracinée sur un niveau de décollement peu profond, ici le Trias, ne peut donc pas exclure l'existence concomitante d'une tectonique de socle. Nous nous sommes basés sur ce résultat pour étudier la stabilité tectonique actuelle des zones sélectionnées par la Nagra au niveau de la terminaison orientale du Jura Suisse pour un potentiel stockage de déchets radioactifs. Nous nous sommes focalisés sur le cas où malgré la tectonique de socle actuellement en place, la région serait passivement transportée et déformée principalement par une activation simultanée du Trias. Nous montrons finalement que pour l'état structural actuel de la région, deux des quatre zones sélectionnées par la Nagra ne sont probablement pas atteintes par une tectonique compressive utilisant le niveau de décollement triasique.

## 7.2 CONCLUSIONS MÉTHODOLOGIQUES ET MÉCANIQUES

---

Bien qu'elles ne soient pas exhaustives, les différentes méthodologies d'application du calcul à la rupture à la géologie suivies durant cette thèse constituent des exemples et sources d'inspiration pour les études futures.

Pour comprendre un mécanisme général de déformation, on préférera une étude paramétrique basée sur un prototype très simple, visant à déterminer quantitativement le rôle de chaque paramètre. Les résultats seront classés en différents types et représentés au sein d'un graphique indiquant la géométrie de rupture pour chaque jeu de paramètres. Par la suite, on pourra ajouter progressivement des complexités au prototype afin d'étudier leur influence (chapitre 3).

Pour l'étude de la déformation passée, on commence par la définition d'un prototype initial. Il repose évidemment sur beaucoup d'hypothèses géométriques et physiques. Les conditions aux limites sont généralement déduites du style tectonique dans lequel la structure s'est mise en place. Si le prototype est suffisamment simple, on pourra tenter de modéliser sa déformation avec SLAMTec, en faisant varier certains paramètres jusqu'à obtenir un état final qui satisfasse les données géologiques. On pourra parler dans ce cas d'une solution structurale mécaniquement équilibrée (annexe A, cas de la Chartreuse). Pour des prototypes plus compliqués, avec un niveau de décollement discontinu par exemple, ce type de modélisation demande encore du développement numérique. On pourra cependant utiliser Optum G2 pour tester la faisabilité mécanique instantanée de certaines étapes clés d'une cinématique envisagée (chapitre 2).

Concernant l'étude de la déformation actuelle, le prototype initial est plus facile à contraindre : sa topographie est connue et sa géométrie en profondeur peut être déterminée par des forages ou de la sismique. En revanche ses conditions aux limites, qui dépendent du style tectonique actuel, sont généralement plus difficiles à identifier. Si le prototype à étudier est simple, on pourra modéliser son évolution future dans SLAMTec. Pour des prototypes plus complexes, on pourra utiliser Optum G2 pour déterminer la première rupture qui peut se développer, puis SLAMTec pourra dans un second temps être utilisé, à partir d'une simplification du prototype, pour évaluer l'évolution de la déformation (chapitre 5 et chapitre 6). Optum G2 permet aussi d'avoir le champ de contraintes, donc en couplant Optum G2 et SLAMTec on peut obtenir l'évolution de la déformation et celle des contraintes.

Un résultat mécanique important qui ressort de l'ensemble des études présentées dans cette thèse est le phénomène de seuil. De la même manière que la théorie de Dahlen parle d'un seuil critique entre déformation et transport passif d'un prisme, nos résultats montrent que les calculs peuvent donner le même résultat pour plusieurs valeurs de friction différentes, puis l'expression de la déformation peut changer subitement lorsque l'on modifie un angle de friction ne serait-ce que d'un degré. Les différents graphiques présentant les résultats d'analyses paramétriques réalisés durant cette thèse montrent systématiquement des "points triples", c'est à dire des conditions paramétriques où la déformation peut s'exprimer de trois façons très différentes pour une force quasi-identique. Cette notion rappelle énormément la notion de criticalité du prisme de Dahlen, qu'on retrouve ici sur des prototypes plus complexes.

## 7.3 PERSPECTIVES

---

### 7.3.1 Perspective en géologie structurale

Dans le chapitre 3 nous avons étudié l'influence d'une marche descendante sur le niveau de décollement et avons abordé en partie 4 celui d'une marche montante dans le cadre d'une expérience en boîte à sable. L'étude numérique de l'influence d'une marche montante est en cours de réalisation.

Par ailleurs, l'interprétation structurale 3D du Mont Terri est un travail amené à être poursuivi après la thèse. Les 8 coupes présentées ici seront, dans la mesure du possible, interprétées en profondeur et l'ensemble de la cinématique proposée sera évaluée mécaniquement par des tests numériques avec Optum G2 et des études en boîte à sable.

Cette étude a notamment soulevé la question de la connexion de structures au sein d'un niveau de décollement secondaire (l'Argile à Opalinus). Il serait intéressant d'étudier quelles sont, de manière générale, les conditions mécaniques que cela nécessite. Certains auteurs mentionnent également l'abandon local du niveau de décollement triasique à la faveur de l'activation des argiles à Opalinus (Schori *et al.*, 2015) au niveau de la structure du Chasseral (Centre du Jura Suisse). Il s'agit là aussi d'un problème structural intéressant à étudier par le calcul à la rupture.

Toujours concernant le Jura, l'influence de l'érosion glaciaire au niveau du bassin molassique sur la tectonique régionale représente une perspective à l'étude présentée au chapitre 5.

En dehors du Jura, des études de la déformation actuelle dans le Zagros et en Himalaya sont actuellement en cours. Les premiers résultats montrent que ces deux orogènes ont un comportement très différent. Alors que la gamme de friction sur le niveau de décollement et les failles permettant la propagation de la déformation jusqu'au front de l'Himalaya est très large ( $\Phi_D$  est compris entre 1 et 25 °), celle permettant la propagation de la déformation jusqu'au front du Zagros est elle très restreinte ( $\Phi_D < 5$  ° et très peu d'adoucissement sur les failles).

De manière générale le calcul à la rupture est amené à être utilisé dans divers domaines de la géologie structurale. Sa zone de validité s'étend à toute la partie supérieure de la croûte terrestre, jusqu'à des profondeurs de 10 km environ, ou la température supérieure à 300 ° ne permet plus de considérer des matériaux frictionnels. Des études en conditions extensives et le cas particulier des effondrements gravitaires, qui présentent une zone en extension et une zone en compression, ont déjà été menées et sont amenées à se poursuivre. Le calcul à la rupture est un outil qui trouve parfaitement son application en géologie structurale, il permet de comprendre les mécanismes de la déformation à l'aide d'études paramétriques de prototypes simples, mais également de vérifier la validité des règles générales obtenues sur des coupes géologiques complexes, en instantané comme en évolution. Au-delà d'apporter des réponses mécaniques à l'étude d'une structure géologique précise, les résultats obtenus par calcul à la rupture donnent des idées au géologue, des exemples de déformation types, auxquels se référer, à l'image des modèles de pli de propagation ou de cintrage sur rampe décrits par Suppe (1983); Suppe et Medwedeff (1990) et des modèles cinématiques qui s'en sont suivis. Le calcul à la rupture permet également de modéliser numériquement le comportement mécanique des modèles analogiques en boîte à sable. Dans une certaine limite, il pourra donc être utilisé pour remplacer la boîte à sable. L'intérêt principal étant de réduire considérablement le

temps de réalisation d'une expérience. Le calcul à la rupture pourra permettre de tester l'influence des différents paramètres d'un prototype (friction basale, pente basale ou encore épaisseur de sédiments) beaucoup plus facilement qu'en boîte à sable, ou encore de considérer des géométries complexes à mettre en place en boîtes à sable (profil topographique réel, géométrie irrégulière du niveau de décollement ou encore présence de failles héritées). On reviendra ensuite vers la boîte à sable pour réaliser des simulations 3D ou dépasser les limites d'applications du calcul à la rupture, comme la prise en compte d'un niveau de décollement visqueux.

### 7.3.2 Généralisation de la notion de prisme critique

Le phénomène de seuil retrouvé systématiquement dans nos résultats d'étude paramétrique laisse penser que la théorie du prisme critique de Dahlen est toujours valable d'une manière ou d'une autre au sein de prototypes non prismatiques. Il serait donc intéressant de comprendre comment est définie la zone sur-critique au sein d'un prototype complexe. Cette question nécessite de partir de la géométrie classique en prisme de la théorie de Dahlen en rajoutant progressivement des complexités et regardant dans quelles conditions elles changent le résultat. Le travail de Cubas *et al.* (2008) et Cubas *et al.* (2013b) s'inscrit déjà dans cette problématique.

### 7.3.3 Vers un équilibrage mécanique des coupes géologiques

Une coupe géologique équilibrée mécaniquement est une coupe dont l'ensemble du dépliage, ou plus exactement du "pliage", est mécaniquement réaliste. SLAMTec produit des coupes mécaniquement équilibrées, mais il n'est cependant pas évident de reproduire avec SLAMTec une coupe qui corresponde aux données géologiques. Le prototype initial contient en effet déjà beaucoup d'incertitudes en lui-même et donc beaucoup de paramètres possibles à faire varier. A cela se rajoute l'incertitude concernant l'évolution de la topographie au cours du temps, liée à l'histoire de l'érosion. L'équilibrage mécanique de premier ordre d'une structure géologique est donc envisageable avec les méthodes actuelles, nous nous en sommes d'ailleurs fortement approchés dans le cas de la modélisation de la coupe de la Chartreuse (annexe A), mais serait grandement facilitée en étant associée à une méthode d'inversion qui permettrait de passer en revue l'intégralité des paramètres ainsi que plusieurs lois d'érosion pour finalement ne retenir que les résultats les plus proches des données géologiques. Ce genre de travail a déjà été réalisé par Cubas *et al.* (2013c) dans le but de déterminer les paramètres physiques associés à une modélisation en boîte à sable.

### 7.3.4 Utilisation couplée avec d'autres logiciels de modélisation mécanique

Les méthodes d'inversion pourraient également trouver une application à travers une utilisation couplée des logiciels SLAMTec et Optum G2 avec des logiciels de modélisation cinématiques tels que le logiciel MOVE (©Midland Valley). L'étude en inversion d'un dépliage cinématique donné pourrait nous permettre via SLAMTec de déterminer l'histoire de l'érosion nécessaire à la réalisation mécanique de cette histoire cinématique. Par ailleurs un couplage entre un logiciel de modélisation cinématique tel que MOVE et le logiciel Optum G2 pourrait permettre de vérifier la faisabilité mécanique d'un modèle cinématique "forward" à chaque pas de raccourcissement.

Des interactions avec d'autres logiciels de modélisation utilisant des méthodes mécaniques différentes, pourraient également s'avérer intéressantes. Ces logiciels nécessitant souvent un temps de calcul assez long, une étude paramétrique n'est généralement pas envisageable. Nos outils pourraient alors permettre de faire varier certains paramètres de ces expériences. Un premier essai dont l'objectif était de regarder l'influence de la sédimentation sur la localisation de la déformation lors de la mise en place de chevauchements dans l'avant-pays Sud-Pyrénéen a été réalisé avec Optum G2 sur une étape de modélisation du logiciel SOPALE, dans le cadre de la mission doctorale réalisée chez Total durant cette thèse.

### 7.3.5 Développements

Un développement de SLAMTec pour un couplage avec Optum G2 permet actuellement d'extraire la géométrie à chaque pas du raccourcissement et de l'ouvrir dans Optum G2, ce qui permet notamment d'utiliser l'approche statique du calcul à la rupture afin de calculer le champs de contrainte au cours du raccourcissement. Cependant un réel couplage entre la complexité des géométries d'entrées et la dualité de l'approche du calcul à la rupture d'Optum G2 associées au calcul à la rupture séquentiel proposé par SLAMTec permettrait une réelle progression dans l'étude de la géologie structurale par le calcul à la rupture.

De manière générale, lorsque l'on utilise le calcul à la rupture séquentiel, que ce soit pour étudier la déformation passée ou actuelle, on se confronte toujours au problème de l'histoire de l'érosion qui modifie la topographie au cours du temps. Cette histoire est généralement très peu contrainte et pourtant mécaniquement décisive. Le développement de l'application du calcul à la rupture à la géologie gagnerait donc à être associé à la mise en place d'études concernant l'histoire de l'érosion.

Par ailleurs l'extension d'Optum G2 et SLAMTec en 3D permettraient non seulement de fournir des études de stabilité tectonique régionale plus fiables pour l'industrie mais également d'étudier l'influence de nombreux facteurs tels que la topographie, les failles héritées obliques ou encore le changement de faciès au sein d'un niveau de décollement, sur l'expression 3D de la déformation.

## Bibliographie

- AFFOLTER, T. et GRATIER, J.-P. (2004). Map view retrodeformation of an arcuate fold-and-thrust belt : The jura case. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 109(B3):n/a–n/a. B03404.
- ALLENBACH, R. P. (2002). The ups and downs of tectonic quiescence : recognizing differential subsidence in the epicontinental sea of the oxfordian in the swiss jura mountains. *Sedimentary Geology*, 150(3):323–342.
- ALLENBACH, R. P. et WETZEL, A. (2006). Spatial patterns of mesozoic facies relationships and the age of the rhenish lineament : a compilation. *International Journal of Earth Sciences*, 95(5):803–813.
- BAIZE, S., CUSHING, M., LEMEILLE, F., GRANIER, T., GRELLET, B., CARBON, D., COMBES, P. et HIBSCH, C. (2002). Inventaire des indices de rupture affectant le quaternaire, en relation avec les grandes structures connues, en france métropolitaine et dans les régions limitrophe. *Mémoires de la société géologique de France*, 175:1–141.
- BALLY, A. W., GORDY, P. et STEWART, G. A. (1966). Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern canadian rocky mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 14(3):337–381.
- BAUVILLE, A. et SCHMALHOLZ, S. M. (2015). Transition from thin-to thick-skinned tectonics and consequences for nappe formation : numerical simulations and applications to the helvetic nappe system, switzerland. *Tectonophysics*, 665:101–117.
- BECKER, A. (2000). The Jura Mountains - an active foreland fold-and-thrust belt ? *Tectonophysics*, 321:381–406.
- BORJA, R. I. et DREISS, S. J. (1989). Numerical modeling of accretionary wedge mechanics : Application to the barbados subduction problem. *J. Geophys. Res.*, 94(B7):9323–9339.
- BOYER, S. E. et ELLIOTT, D. (1982). Thrust systems. *AAPG Bulletin*, 66:1196–1230.
- BUITER, S. J. (2012). A review of brittle compressional wedge models. *Tectonophysics*, 530:1–17.
- BURKHARD, M. (1990). Aspects of the large-scale miocene deformation in the most external part of the swiss alps (sub-alpine molasse to jura fold belt). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3):559–583.
- BURKHARD, M. et SOMMARUGA, A. (1998). Evolution of the western swiss molasse basin : structural relations with the alps and the jura belt. In MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTERBACHER, H. et FERNANDEZ, M., éditeurs : *Cenozoic foreland*

- basins of Western Europe*, volume 134, pages 279–298. Geological Society Special Publications.
- BUXTORF, A. (1907). *Zur Tektonik des Kettenjura*. J. Lang.
- BUXTORF, A. (1916). *Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis-und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letztern für die Geologie des Juragebirges*. E. Birkhäuser.
- CADELL, H. M. (1889). Vii. experimental researches in mountain building. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 35(01):337–357.
- CALLAWAY, C. (1883). The age of the newer gneissic rocks of the northern highlands. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 39(1-4):355–414.
- CHALARON, E. et MUGNIER, J. L. (1993). Sequence de propagation des failles dans un prisme d'accrétion ; une modélisation numérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(1):113–121.
- CHALARON, E., MUGNIER, J. L. et MASCLE, G. (1995). Control on thrust tectonics in the himalayan foothills : a view from a numerical model. *Tectonophysics*, 248(1):139 – 163.
- CHAPPLE, W. M. (1978). Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geological Society of America Bulletin*, 89(8):1189–1198.
- CHAUVE, P., MARTIN, J. et BAILLY, C. (1985). Carte géologique de delle au 1 : 50'000 avec notice explicative. *BRGM, carte géologique de la France à*, 1(50):000.
- COULOMB, C. (1773). In memories de mathématique et de physique. *Académie Royal des Sciences par divers sans*, 7:343–382.
- CUBAS, N. (2009). *Séquences de chevauchements, prédictions mécaniques, validation analogique et application à la chaîne de l'Agrio, Argentine*. Thèse de doctorat.
- CUBAS, N., AVOUAC, J., LEROY, Y. et PONS, A. (2013a). Low friction along the high slip patch of the 2011 mw 9.0 tohoku-oki earthquake required from the wedge structure and extensional splay faults. *Geophysical Research Letters*, 40(16):4231–4237.
- CUBAS, N., AVOUAC, J.-P., LEROY, Y. M. et SOULOUMIAC, P. (2013b). Spatial variations of Megathrust frictional properties in the 2010 Maule Earthquake area. *Earth and Planetary Science Letters*, 381:92–103.
- CUBAS, N., BARNES, C. et MAILLOT, B. (2013c). Inverse method applied to a sand wedge : Estimation of friction parameters and uncertainty analysis. *Journal of Structural Geology*, 55:101–113.
- CUBAS, N., LEROY, Y. M. et MAILLOT, B. (2008). Prediction of thrusting sequences in accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 113(B12):1–21.
- CUBAS, N., MAILLOT, B. et BARNES, C. (2010). Statistical analysis of an experimental compressional sand wedge. *Journal of Structural Geology*, 32(6):818–831.
- CUBAS, N., SOULOUMIAC, P. et SINGH, S. C. (submitted). Relationship link between landward vergence in accretionary prisms and tsunami generation.
- DAHLEN, F., SUPPE, J. et DAVIS, D. (1984). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges : Cohesive coulomb theory. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B12):10087–10101.
- DAHLEN, F. A. (1984). Noncohesive Critical Coulomb Wedges : An Exact Solution. *Journal of Geophysical Research*, 89(B12):10125–10133.

- DAHLSTROM, C. (1969). Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4):743–757.
- DAVIS, D., SUPPE, J. et DAHLEN, F. A. (1983). Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88(B2):1153–1172.
- DE LA TAILLE, C. (2015). *Évaluation de l'activité tectonique quaternaire des failles du Jura Méridional (France)*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble Alpes.
- DEL CASTELLO, M. et COOKE, M. (2007). Underthrusting-accretion cycle : Work budget as revealed by the boundary element method. *Journal of Geophysical Research*, 112(B12404).
- DIEBOLD, P., LAUBSCHER, H., SCHNEIDER, A. et TSCHOPP, R. (1963). Geologischer Atlas der Schweiz 1 :25000, Blatt 1085, St-Ursanne.
- EGHOLM, D. L., SANDIFORD, M., CLAUSEN, O. R. et NIELSEN, S. B. (2007). A new strategy for discrete element numerical models : 2. sandbox applications. *Journal of Geophysical Research*, 112(B05204).
- ELLENBERGER, F. (1967). *Les Interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (principalement dans l'arc de Saint-Chinian)*. Notes sur les charriages cisailants.
- FERRY, M., MEGHRAOUI, M., DELOUIS, B. et GIARDINI, D. (2005). Evidence for holocene palaeoseismicity along the basel-reinach active normal fault (switzerland) : a seismic source for the 1356 earthquake in the upper rhine graben. *Geophysical Journal International*, 160(2):554–572.
- FREIVOGEL, M. et HUGGENBERGER, P. (2003). Modellierung bilanzierter profile im gebiet mont terri-la croix (kanton jura). *Mont Terri Project–Geology, paleohydrogeology and stress field of the Mont Terri region. Federal Office for Water and Geology Rep*, 4:7–44.
- FRIZON DE LAMOTTE, D. et BUIL, D. (2002). La question des relations entre failles et plis dans les zones externes des chaînes de montagnes. *Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie*, 3(tome 16):47–62.
- GIAMBONI, M., USTASZEWSKI, K., SCHMID, S., SCHUMACHER, M. et WETZEL, A. (2004). Plio-pleistocene transpressional reactivation of paleozoic and paleogene structures in the rhine-bresse transform zone (northern switzerland and eastern france). *International Journal of Earth Sciences*, 93(2):207–223.
- GOGUEL, J. (1948). *Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre*. Imprimerie nationale.
- GOGUEL, J. (1952). *Traité de tectonique. comptes rendus critiques*.
- GRAVELEAU, F., MALAVIEILLE, J. et DOMINGUEZ, S. (2012). Experimental modelling of orogenic wedges : A review. *Tectonophysics*, 538-540:1–66.
- GUELLEC, S., MUGNIER, J.-L., TARDY, M. et ROURE, F. (1990). Neogene evolution of the western alpine foreland in the light of eors data and balanced cross-section. *Mémoires de la Société géologique de France*, 156:165–184.
- HAFNER, W. (1951). Stress distributions and faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 62(4):373–398.
- HALL, J. (1815). Ii. on the vertical position and convolutions of certain strata, and their relation with granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 7(01):79–108.

- HARDY, S., DUNCAN, C., MASEK, J. et BROWN, D. (1998). Minimum work, fault activity and the growth of critical wedges in fold and thrust belts. *Basin Research*, 10(3):365–373.
- HARDY, S., MCCLAY, K. et MUNOZ, J. A. (2009). Deformation and fault activity in space and time in high-resolution numerical models of doubly vergent thrust wedges. *Marine and Petroleum Geology*, 26:232–248.
- HOMBERG, C. (1997). *Analyse des déformations cassantes dans le Jura et modélisation numérique des perturbations des contraintes tectoniques autour d'accidents majeurs*. Thèse de doctorat.
- 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. et RUBEY, W. W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting i. mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70(2):115–166.
- JAEGGI, D., MÜLLER, P. et NUSSBAUM, C. (2012). Report about the drilling activities and the geology/hydrogeology encountered at borehole BDS-5. Rapport technique, Mont Terri Project.
- JORDAN, P. (1992). Evidence for large-scale decoupling in the triassic evaporites of northern switzerland : an overview. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 85(3):677–693.
- JOUANNE, F., MÉNARD, G. et JAULT, D. (1994). Present-day deformation of the french northwestern alps/southern jura mountains : comparison between historical triangulations. *Geophysical Journal International*, 119(1):151–165.
- KAMPFER, G. et LEROY, Y. (2009). Imperfection and burial-depth sensitivity of the initiation and development of kink-folds in laminated rocks. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 57:1314–1339.
- KELHE, R. (1970). Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81:1641–1664.
- KRABBENHØFT, K. et DAMKILDE, L. (2003). A general non-linear optimization algorithm for lower bound limit analysis. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 56(2):165–184.
- KRABBENHØFT, K. et LYAMIN, A. V. (2014). Optum g2 (2014). optum computational engineering, www.optumce.com.
- KRABBENHØFT, K., LYAMIN, A. V., HJIAJ, M. et SLOAN, S. W. (2005). A new discontinuous upper bound limit analysis formulation. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 63(7):1069–1088.
- LACOMBE, O., MOUTHEREAU, F., ANGELIER, J., CHU, H.-T. et LEE, J.-C. (2003). Frontal belt curvature and oblique ramp development at an obliquely collided irregular margin : Geometry and kinematics of the nw taiwan fold-thrust belt. *Tectonics*, 22(3).
- LAMBERT, J., WINTER, T., DEWEZ, T. J. et SABOURAULT, P. (2005). New hypotheses on the maximum damage area of the 1356 basel earthquake (switzerland). *Quaternary Science Reviews*, 24(3):381–399.
- LAUBSCHER, H. (1965). Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 58:231–318.

- LAUBSCHER, H. (1972). Some overall aspects of Jura dynamics. *American Journal of Science*, 272:293–304.
- LAUBSCHER, H. (1992). Jura kinematics and the molasse basin. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 85(3):653–675.
- LAUBSCHER, H. P. (1961). Die fernschubhypothese der jurafaltung. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 54(1):222–282.
- LAUBSCHER, H. P. (1963). 1085 st-ursanne.
- LAUBSCHER, H. P. (1986). The eastern jura : relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geologische Rundschau*, 75(3):535–553.
- LEROY, Y. et ORTIZ, M. (1989). Finite element analysis of strain localization in frictional materials. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 13:53–74.
- LETURMY, P., MOLINARO, M. et de LAMOTTE, D. F. (2010). Structure, timing and morphological signature of hidden reverse basement faults in the fars arc of the zagros (iran). *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1):121–138.
- LETURMY, P., MUGNIER, J., VINOURE, P., BABY, P., COLLETTA, B. et 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(1):45 – 67.
- LIENHARDT, G. (1984). trias–puissance et faciès de la partie supérieure, planche t2. *synthèse géologique du sud-Est de la France. Mémoire du bureau de recherches Géologiques et Minières*, 126(2).
- LUTAUD, L. (1957). La tectogenèse et l'évolution structurale de la provence. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn*, 2(1):103–112.
- LYAMIN, A. V., SLOAN, S. W., KRABBENHØFT, K. et HJIAJ, M. (2005). Lower bound limit analysis with adaptive remeshing. *International journal for numerical methods in engineering*, 63(14):1961–1974.
- MADRITSCH, H. (2008). *Structural evolution and neotectonics of the Rhine-Bresse Transfer Zone*. Thèse de doctorat, University of Basel.
- MADRITSCH, H., PREUSSER, F., FABBRI, O., BICHET, V., SCHLUNEGGER, F. et SCHMID, S. M. (2010). Late quaternary folding in the jura mountains : evidence from syn-erosional deformation of fluvial meanders. *Terra Nova*, 22(2):147–154.
- MADRITSCH, H., SCHMID, S. M. et FABBRI, O. (2008). Interactions between thin-and thick-skinned tectonics at the northwestern front of the jura fold-and-thrust belt (eastern france). *Tectonics*, 27(5).
- MAILLOT, B., BARNES, C., MENGUS, J. et DANIEL, J. (2007). Constraints on friction coefficients by an inverse analysis of sand box thrust dips. *Journal of Structural Geology*, 29:117–128.
- MAILLOT, B. et LEROY, Y. (2003). Optimal dip based on dissipation of back-thrusts and hinges in fold-and-thrust belts. *Journal of Geophysical Research*, 108(B6):2320–2336.
- MAILLOT, B. et LEROY, Y. M. (2006). Kink-fold onset and development based on the maximum strength theorem. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 54(10):2030–2059.

- MARTIN, J. et MERCIER, E. (1996). Heritage distensif et structuration chevauchante dans une chaîne de couverture ; apport de l'équilibrage par modélisation géométrique dans le jura nord-occidental. *Bulletin de la société géologique de France*, 167(1):101–110.
- MARY, B., MAILLOT, B. et LEROY, Y. M. (2013a). Deterministic chaos in frictional wedges revealed by convergence analysis. *Int. J. Numer. Anal. Meth. Geomech.*
- MARY, B., MAILLOT, B. et LEROY, Y. M. (2013b). Predicting orogenic wedge styles as a function of analogue erosion law and material softening. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14.
- MARY, B. C. L. (2012). *Au delà du prisme critique de Coulomb par l'analyse limite séquentielle et contributions expérimentales*. Doctoral thesis, Université de Cergy-Pontoise, France.
- MASEK, J. G. et DUNCAN, C. C. (1998). Minimum-work mountain building. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 103(B1):907–917.
- MEGHRAOUI, M., DELOUIS, B., FERRY, M., GIARDINI, D., HUGGENBERGER, P., SPOTTKE, I. et GRANET, M. (2001). Active normal faulting in the upper rhine graben and paleoseismic identification of the 1356 basel earthquake. *Science*, 293(5537):2070–2073.
- MÉNARD, G. et MOLNAR, P. (1988). Collapse of a hercynian tibetan plateau into a late palaeozoic european basin and range province. *Nature*, 334(6179):235–237.
- MEYER, B., LACASSIN, R., BRULHET, J. et MOUROUX, B. (1994). The basel 1356 earthquake : which fault produced it? *Terra Nova*, 6(1):54–63.
- MOLINARO, M., LETURMY, P., GUEZOU, J.-C., Frizon de LAMOTTE, D. et ESHRAGHI, S. (2005). The structure and kinematics of the southeastern zagros fold-thrust belt, iran : From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24(3).
- MOSAR, J. (1999). Present-day and future tectonic underplating in the western swiss alps : reconciliation of basement=wrench-faulting and decollement folding of the jura and molasse basin in the alpine foreland. *Earth and Planetary Science Letters*, 173:143–155.
- MUGNIER, J. et VIALON, P. (1986). Deformation and displacement of the jura cover on its basement. *Journal of Structural Geology*, 8(3):373–387.
- NEMCOK, M., SCHAMEL, S. et GAYER, R. (2005). Thrustbelts : Structural architecture, thermal regimes and petroleum systems, 541 pp.
- NIVIÈRE, B. et WINTER, T. (2000). Pleistocene northwards fold propagation of the jura within the southern upper rhine graben : seismotectonic implications. *Global and Planetary Change*, 27(1):263–288.
- NUSSBAUM, C., BOSSART, P., AMANN, F. et AUBOURG, C. (2011). Analysis of tectonic structures and excavation induced fractures in the opalinus clay, mont terri underground rock laboratory (switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 104(2):187–210.
- NUSSBAUM, C., KLOPPENBURG, A., CAËR, T. et BOSSART, P. (2017). Tectonic evolution of the Mont Terri rock laboratory, northwestern Swiss Jura : constraints from kinematic forward modelling. *Swiss Journal of Geosciences*, 110, submitted.
- OUTTANI, F. (1996). *Cinématique, modélisation et bilan énergétique de plis de rampe. Approche théorique et application à deux régions du Front Sud Atlasique*. Thèse de doctorat.

- PANIAN, J. et WILTSCHKO, D. (2004). Ramp initiation in a thrust wedge. *Nature*, 427.
- PEACH, B. et HORNE, J. (1884). Report on the geology of the north-west of sutherland. *Nature*, 31:31–35.
- PFIFFNER, O., ERARD, P. et STÄUBLE, M. (1997). Two cross sections through the swiss molasse basin (lines e4-e6, w1, w7-w10). *Deep structure of the Swiss Alps. Results of NRP*, 20:64–72.
- PFIFFNER, O. A. (2006). Thick-skinned and thin-skinned styles of continental contraction. *Geological Society of America Special Papers*, 414:153–177.
- PFIFFNER, A., O. A., KLAPER, E. M., MAYERAT, A.-M. et HEITZMANN, P. (1990). Structure of the basement-cover contact in the swiss alps. *Mémoires de la Société géologique de France*, 156:247–262.
- PHILIPPE, Y. (1995). *Rampes latérales et zones de transfert dans les chaînes plissées : géométrie, condition de formation et pièges structuraux associés*. Thèse de doctorat, Université de Savoie.
- PHILIPPE, Y., COLLETA, B., DEVILLE, E. et MASCLE, A. (1996). The Jura fold-and-thrust belt : A kinematics model based on map balancing. *Peri-Tethys Memoir 2 : Structure and prospects of Alpine basins and forelands*, 170:235–261.
- POBLET, J. et LISLE, R. J. (2011). Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1):1–24.
- PONS, A. (2012). *Suppressions de fluide et stabilité des prismes d'accrétion : théorie et validation numérique et expérimentale*. Thèse de doctorat, Université Paris-Diderot-Paris VII.
- READE, T. M. (1908). The mechanics of overthrusts. *Geological Magazine (Decade V)*, 5(11):518–518.
- RICH, J. L. (1934). Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, virginia, kentucky, and tennessee. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 18(12):1584–1596.
- RODGERS, J. (1949). Evolution of thought on structure of middle and southern appalachians. *AAPG Bulletin*, 33(10):1643–1654.
- ROTSTEIN, Y., EDEL, J.-B., GABRIEL, G., BOULANGER, D., SCHAMING, M. et MUNSCHY, M. (2006). Insight into the structure of the upper rhine graben and its basement from a new compilation of bouguer gravity. *Tectonophysics*, 425(1):55–70.
- ROTSTEIN, Y. et SCHAMING, M. (2004). Seismic reflection evidence for thick-skinned tectonics in the northern jura. *Terra Nova*, 16(5):250–256.
- RUH, J. B., KAUS, B. J. P. et BURG, J.-P. (2012). Numerical investigation of deformation mechanics in fold-and-thrust belts : Influence of rheology of single and multiple décollements. *Tectonics*, 31(3):TC3005–.
- SALENÇON, J. (1974). *Théorie de la plasticité pour les applications à la mécanique des sols*. Eyrolles, Paris.
- SALENÇON, J. (2002). *De l'élasto-plasticité au calcul à la rupture*. École Polytechnique, Palaiseau, and Ellipses, Paris.
- SANTIMANO, T., ROSENAU, M. et ONCKEN, O. (2015). Intrinsic versus extrinsic variability of analogue sand-box experiments—insights from statistical analysis of repeated accretionary sand wedge experiments. *Journal of Structural Geology*, 75:80–100.

- SCHMID, S. et KISSLING, E. (2000). The arc of the western alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19(1):62–85.
- SCHORI, M., MOSAR, J. et SCHREURS, G. (2015). Multiple detachments during thin-skinned deformation of the swiss central jura : a kinematic model across the chaseral. *Swiss Journal of Geosciences*, 108(2-3):327–343.
- SCIAMANNA, S., SASSI, W., GAMBINI, R., RUDKIEWICZ, J.-L., MOSCA, F. et NICOLAI, C. (2004). Predicting hydrocarbon generation and expulsion in the southern apennines thrust belt by 2-d integrated structural and geochemical modeling : Part 1 structural and thermal evolution.
- SMOLUCHOWSKI, M. (1909). Some remarks on the mechanics of overthrusts. *Geological Magazine (Decade V)*, 6(05):204–205.
- SOMMARUGA, A. (1997). Geology of the central jura and the molasse basin : New insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt, mem. 12, 176 pp. *Soc. des Sci. Nat. de Neuchatel, Paris*.
- SOMMARUGA, A. (1999). Décollement tectonics in the jura foreland fold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 16:111–134.
- SOMMARUGA, A., EICHENBERGER, U., MARILLIER, F. et KISSLING, E. (2012). *Seismic atlas of the Swiss molasse basin*.
- SOULOUMIAC, P. (2009). *Mécanismes 3D de ruine en géologie structurale : approche numérique et analogique*. Thèse de doctorat, École Centrale Paris.
- SOULOUMIAC, P., KRABBENHØFT, K., LEROY, Y. M. et MAILLOT, B. (2010). Failure in accretionary wedges with the maximum strength theorem : numerical algorithm and 2D validation. *Computational Geosciences*.
- SOULOUMIAC, P., LEROY, Y. M., KRABBENHØFT, K. et MAILLOT, B. (2009). Predicting stress in fault-bend fold by optimization. *J. Geophys. Res.*, 114:B09404.
- SOULOUMIAC, P., MAILLOT, B. et LEROY, Y. M. (2012). Bias due to side wall friction in sand box experiments. *Journal of Structural Geology*, 35:90–101.
- STOCKMAL, G., BEAUMONT, C., NGUYEN, M. et LEE, B. (2007). *Whence the Mountains? Inquiries into the Evolution of Orogenic Systems : A Volume in Honor of Raymond A. Price*, chapitre Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts : Insights from numerical models, pages 63–98. Geological Society of America.
- STRAYER, L. M., HUDLESTON, P. J. et LORIG, L. J. (2001). A numerical model of deformation and fluid-flow in an evolving thrust wedge. *Tectonophysics*, 335:121–145.
- SUPPE, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.*, 283:684–721.
- SUPPE, J. et MEDWEDEFF, D. A. (1990). Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3):409–454.
- TRÜMPY, R. (1980). *Geology of Switzerland : An outline of the geology of Switzerland*. Interbook.
- USTASZEWSKI, K. et SCHMID, S. M. (2006). Control of preexisting faults on geometry and kinematics in the northernmost part of the jura fold-and-thrust belt. *Tectonics*, 25(5).

- USTASZEWSKI, K. et SCHMID, S. M. (2007). Latest pliocene to recent thick-skinned tectonics at the upper rhine graben–jura mountains junction. *Swiss Journal of Geosciences*, 100(2):293–312.
- USTASZEWSKI, K., SCHUMACHER, M. E. et SCHMID, S. M. (2005a). Simultaneous normal faulting and extensional flexuring during rifting : an example from the southernmost upper rhine graben. *International Journal of Earth Sciences*, 94(4):680–696.
- USTASZEWSKI, K., SCHUMACHER, M. E., SCHMID, S. M. et NIEUWLAND, D. (2005b). Fault reactivation in brittle–viscous wrench systems–dynamically scaled analogue models and application to the rhine–bresse transfer zone. *Quaternary science reviews*, 24(3):363–380.
- WILLETT, S. D. et SCHLUNEGGER, F. (2010). The last phase of deposition in the swiss molasse basin : from foredeep to negative-alpha basin. *Basin Research*, 22(5):623–639.
- YANG, W. H. (1993). Large deformation of structures by sequential limit analysis. *International Journal of Solids and Structures*, 30(7):1001 – 1013.
- YUAN, X. (2016). *Extensional collapses in the overpressured frictional upper crust based on limit analysis*. Thèse de doctorat, ENS Paris, Laboratoire de Géologie.
- ZOETEMEIJER, R. et SASSI, W. (1992). 2-d reconstruction of thrust evolution using the fault-bend fold method. In *Thrust tectonics*, pages 133–140. Springer.



## Annexes



## ANNEXE A

Rapport d'étude :  
Etude mécanique de structures géologiques par  
Analyse Limite avec Optum G2 et SLAMTec :  
Tutoriels et exemples d'application.



# Etude mécanique de structures géologiques par Analyse Limite avec OptumG2 et SLAMTec :

Tutoriels et exemples d'application.

Rapport de mission d'expertise à Total, CSTJF

**Typhaine Caër**

12 Octobre – 27 Novembre 2015

**Responsable scientifique Total:** Claude Gout

**Représentant scientifique GEC:** Dominique Frizon de Lamotte

**Directeur de thèse:** Bertrand Maillot



# Table des matières

.....	1
Table des matières .....	2
I Introduction.....	4
1.1 Objectif du rapport.....	4
1.2 La théorie de l'analyse limite .....	4
1.3 Présentation des logiciels et de leurs limites .....	4
1.4 Installation.....	5
1.4.1 Installation OptumG2.....	5
1.4.2 Installation SLAMTec.....	6
II Tutoriel OptumG2.....	7
2.1 Présentation générale du logiciel.....	7
2.2 Import du prototype.....	9
2.3 Mise à l'échelle du prototype.....	10
2.4 Matériaux .....	11
2.4.1 Unités sédimentaires.....	11
2.4.2 Gestion des failles.....	12
2.4.3 Librairies de matériaux.....	12
2.6 Conditions aux limites .....	14
2.7 Paramètres de calcul .....	16
2.8 Résultats .....	18
2.8.1 Types de résultats.....	18
2.8.1 Gestion des résultats.....	19
III Tutoriel SLAMTec.....	22
3.1 Présentation générale du logiciel.....	22
3.2 Utilisation .....	22
3.3 Fichier d'entrée .....	24
3.4 Bloc #Name.....	26
3.5 Bloc #Run parameters .....	26
3.6 Bloc #Rheology .....	27
3.7 Bloc #Tectonic .....	27
3.8 Bloc #Geometry.....	28

3.9 Bloc #Erosedim .....	31
3.10 Gestion des résultats .....	33
IV L'analyse limite appliquée à la géologie.....	35
4.1 Les différentes approches .....	35
4.1.1 Comprendre comment se développe la déformation de manière générale .....	35
4.1.2 Comprendre la déformation passée.....	35
4.1.3 Etudier la déformation actuelle/future .....	35
4.2 Cas d'étude.....	36
4.2.1 <i>Cette partie a été retirée pour des raisons de confidentialité</i> .....	36
4.2.2 La Chartreuse.....	37
Conclusion .....	44
Bibliographie.....	44

# I Introduction

## 1.1 Objectif du rapport

Ce rapport a pour objectif de familiariser les géologues structuralistes de l'entreprise Total à l'analyse mécanique de coupes géologiques par la méthode de l'analyse limite. Il comprend une première partie tutoriel qui permettra de prendre en main deux logiciels de modélisation: le logiciel commercial OptumG2 et un logiciel libre de droit, SLAMTec, qui utilisent tous les deux l'analyse limite de deux façons différentes et complémentaires. La seconde partie de ce rapport est consacrée à l'utilisation de l'analyse limite en géologie structurale et comprendra des exemples d'application sur deux cas d'études : le Zagros (*partie retirée de ce rapport pour des raisons de confidentialité*) et la Chartreuse.

## 1.2 La théorie de l'analyse limite

L'analyse limite est une théorie mécanique développée à l'origine en génie civil et applicable à tout système cassant (Salençon, 2002). Elle peut donc permettre d'étudier les déformations géologiques par une modélisation de premier ordre dans laquelle on négligera l'élasticité et la viscosité.

La théorie consiste à encadrer la force tectonique exacte qui va produire une rupture dans un système donné en s'appuyant sur l'équilibre mécanique et la résistance maximale des roches, décrite par le critère de Coulomb. Pour cela deux approches ont été développées, l'approche cinématique, appelée aussi approche « externe » qui consiste à rechercher la plus petite borne supérieure de la force tectonique pour laquelle une rupture se produit (Cubas et al., 2008) et l'approche statique, appelée aussi approche interne, qui consiste à rechercher la plus grande force tectonique pour laquelle il existe un champ de contrainte vérifiant les conditions aux limites du modèle, le critère de Coulomb et la force appliquée (Souloumiac et al., 2009 ; Souloumiac et al., 2010). Les deux approches doivent aboutir à la même valeur de force et donc au même résultat. Concrètement l'approche cinématique devra être utilisée lorsque l'on souhaite calculer un champ de déplacement (ou de vitesse) et l'approche statique devra être utilisée lorsque l'on souhaite calculer un champ de contrainte. Caër et al. (2015) proposent un exemple d'application de ces approches à l'étude du pli du Mont Terri (Jura Suisse).

## 1.3 Présentation des logiciels et de leurs limites

OptumG2 et SLAMTec sont des logiciels complémentaires, qui possèdent chacun leurs avantages et leurs limites. Une limite commune aux deux logiciels est qu'ils ne peuvent modéliser que des domaines cassants. Les niveaux salifères ou encore la croûte inférieure, visqueux, devront donc être modélisés par des propriétés frictionnelles.

OptumG2 est un logiciel commercial développé à l'Université de Newcastle en Australie par l'équipe de Kristian Krabbenhoft et basé sur les développements de K. Krabbenhoft et L. Damilke (2003), K. Krabbenhoft et al. (2005), A.V. Lyamin et al. (2005), P. Souloumiac et al. (2009) et P. Souloumiac et al. (2010). Destiné initialement au génie civil, il est utilisable en géologie et est à présent également développé pour cette utilisation. L'analyse limite ne représente qu'un des outils mécaniques mis à disposition par OptumG2. Il permet d'utiliser les deux approches de l'analyse limite, c'est-à-dire l'approche interne et l'approche externe, et réalise un calcul instantané de la déformation au sein d'un prototype 2D dont la géométrie a été prédéfinie. Il présente l'avantage de pouvoir considérer des

prototypes complexes, comportant plusieurs matériaux, des failles, plusieurs niveaux de décollements, au sein d'une géométrie complètement libre. La déformation diffuse et le cisaillement sont alors décrits par une discrétisation spatiale en utilisant des mailles de Voronoi, avec un affinage automatique des mailles dans les zones de cisaillement. Quant aux failles prédéfinies dans la géométrie d'entrée elles représentent de véritables discontinuités dans le matériau, c'est-à-dire que le maillage admet des discontinuités de vitesses et de contraintes.

SLAMTec quand à lui est un logiciel libre de droits développé dans le cadre d'une collaboration entre le laboratoire « Géosciences et environnement » de l'Université de Cergy-Pontoise et l'École Normale Supérieure de Paris puis dans le cadre d'un post-doc de Baptiste Mary à l'UCP financé par Total (« Simulation analogique et numérique des structures compressives subandines de Bolivie, cas d'Incahuasi », janvier 2013-juin 2014) (Mary, 2012; Mary et al., 2013a; Mary et al., 2013b). Il s'agit d'un logiciel semi-analytique dans lequel la déformation est restreinte à un ensemble de trois failles rectilignes (un niveau de décollement plan, une rampe et un rétro-chevauchement (charnière)), dans un matériau homogène. Le pendage de la rampe et du rétro-chevauchement ainsi que leur racine sur le niveau de décollement sont optimisés lors du calcul. SLAMTec utilise l'analyse limite séquentielle (Yang, 1993; Maillot and Leroy, 2006 ; Cubas, 2008). Cela présente l'avantage de permettre de suivre l'évolution de la déformation au cours d'un raccourcissement donné et selon un pas de raccourcissement donné. Il utilise uniquement l'approche externe, mais peut produire des sorties de type .g2x qui s'ouvrent avec OptumG2 et permettent alors de compléter l'étude par un calcul en approche interne via OptumG2 pour chaque étape de déformation, générant ainsi l'évolution du champ de contrainte au cours du raccourcissement.

## 1.4 Installation

### 1.4.1 Installation OptumG2

Le logiciel OptumG2 fonctionne sur la plateforme Windows, et son installation se fait via le site <http://www.optumce.com>. Une version d'essai pour une durée de 30 jours est disponible gratuitement, suite à quoi il faudra se tourner vers des licences payantes. Voici les différents types de licences qui sont proposés :

- « **Academic** » : *“The academic edition of OptumG2 is limited to a 3-months period. After this, it is possible to renew the license on My Optum. It is limited to academic usage only.”*
- « **Node** » : *“The node license is limited for one single PC. This is the most simple and affordable solution in OptumG2. After the 6 months S&M, you will receive a email for renewal. S&M for 1 year: EUR 750/year per node. Additional nodes: 50% discount Get a **free trial** before deciding.”*
- « **Dongle** » : *“The dongle license is a floating license. It is not locked to a specific PC but simply placed on a USB. S&M for 1 year: EUR 1,500/year per dongle. Additional dongles: 50% discount”.*
- « **Office** » : *“The office license allows a number of users on a local network to use OptumG2 simultaneously at a fairly affordable price. A separate application is installed either on a LAN server or on a PC on the LAN. S&M for 1 year: EUR 1,500/year per user for Office. Additional concurrent users: 50% discount on startup fee and on S&M.”*

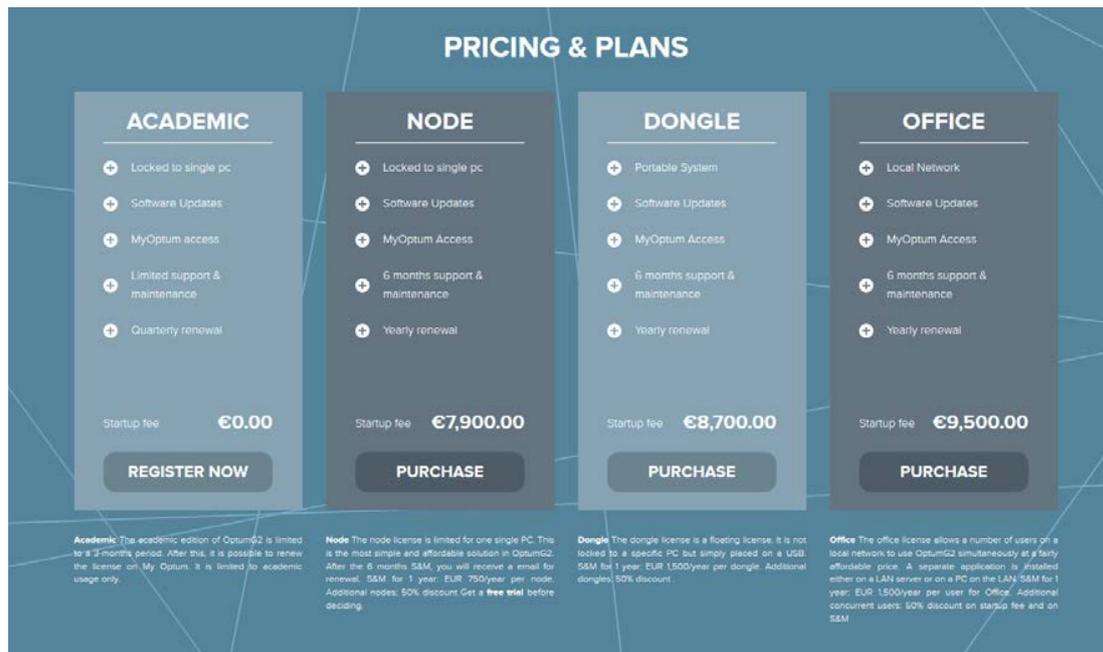


Figure 1: Capture d'écran du site <http://www.optumce.com>, présentant les différents types de licences disponibles.

## 1.4.2 Installation SLAMTec

Le logiciel SLAMTec fonctionne sur la plateforme Linux et son installation nécessite les dépendances suivantes :

- gfortran 4.8.2
- ffmpeg 2.4.1
- python3 3.4.3
- python3-dev 3.4.3
- python3-lxml 3.3.3
- python3-numpy 1.8.1
- python3-scipy 0.13.3
- python3-tk 2.7.5
- python-matplotlib-data 1.4.2
- python3-matplotlib 1.4.2

Si vous rencontrez des problèmes pour récupérer ces packages ou du moins leur bonne version consultez: <http://pkgs.org/>. La commande pour compiler le code est la suivante :

```
cd Lib_SLAMTec/Tectonics/Homogeneous_optim/chmod 755 compile-f2py-gfortran.sh
./compile-f2py-gfortran.sh
```

SLAMTec peut aussi être installé sur Windows. Le référent technique est Baptiste Mary ([baptiste.mary@u-cergy.fr](mailto:baptiste.mary@u-cergy.fr))

## II Tutoriel OptumG2

### 2.1 Présentation générale du logiciel

Les manuels d'aide intégrés dans OptumG2 sont accessibles en cliquant sur « File » > Manuals (Figure 2). Ils comportent des explications sur les différentes théories utilisées par ce logiciel, notamment celle de l'analyse limite ; des explications sur les différents matériaux, les différentes conditions aux limites, le type d'analyse, les différents types de résultats et enfin une série d'exemples.

Le tutoriel du présent rapport a pour but de présenter une utilisation tournée spécifiquement vers l'étude de coupes géologiques.

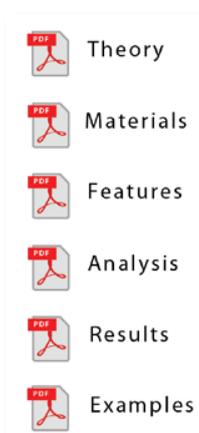


Figure 2: Liste des différents manuels d'aide fournis par OptumG2.

L'interface graphique d'OptumG2 est divisée en deux compartiments (Figure 3). Le premier, le plus grand, sert dans un premier temps à concevoir le prototype du modèle et par la suite à afficher les résultats. Le second, à droite, sert à définir les paramètres de calcul, à gérer les différents modèles et à lancer le calcul.

Le premier compartiment comporte 4 onglets : Geometry, Materials, Features, Results.

- **Geometry** : Dessin du prototype ou correction d'un prototype importé.
- **Materials** : Librairie de matériaux prédéfinis par OptumG2 ou à définir soi-même, attribution des matériaux aux différentes unités du prototype.
- **Features** : Gestion des conditions aux limites
- **Results** : Affichage et gestion des résultats.

Le deuxième compartiment, à droite, présente également 4 onglets : Properties, Stage manager, Project, Customize.

- **Properties** : Gestion des différentes propriétés des matériaux
- **Stage Manager** : Gestion des différents prototypes
- **Project** : Gestion de paramètres généraux concernant le projet.

- **Customize** : Gestion de l'apparence graphique (couleurs).

L'onglet « **Stage manager** » permet de considérer plusieurs prototypes au sein d'un seul et même fichier. Cela s'avère utile notamment lorsque l'on réalise une étude paramétrique. Lorsque l'on ouvre une session OptumG2, un seul prototype est considéré, il est appelé « Stage 1 » (Figure 3). Il est possible de :

-  Dupliquer ce « Stage »
-  Ajouter un nouveau « Stage »
-  Supprimer un « Stage »
-  Réorganiser l'ordre des « Stages »

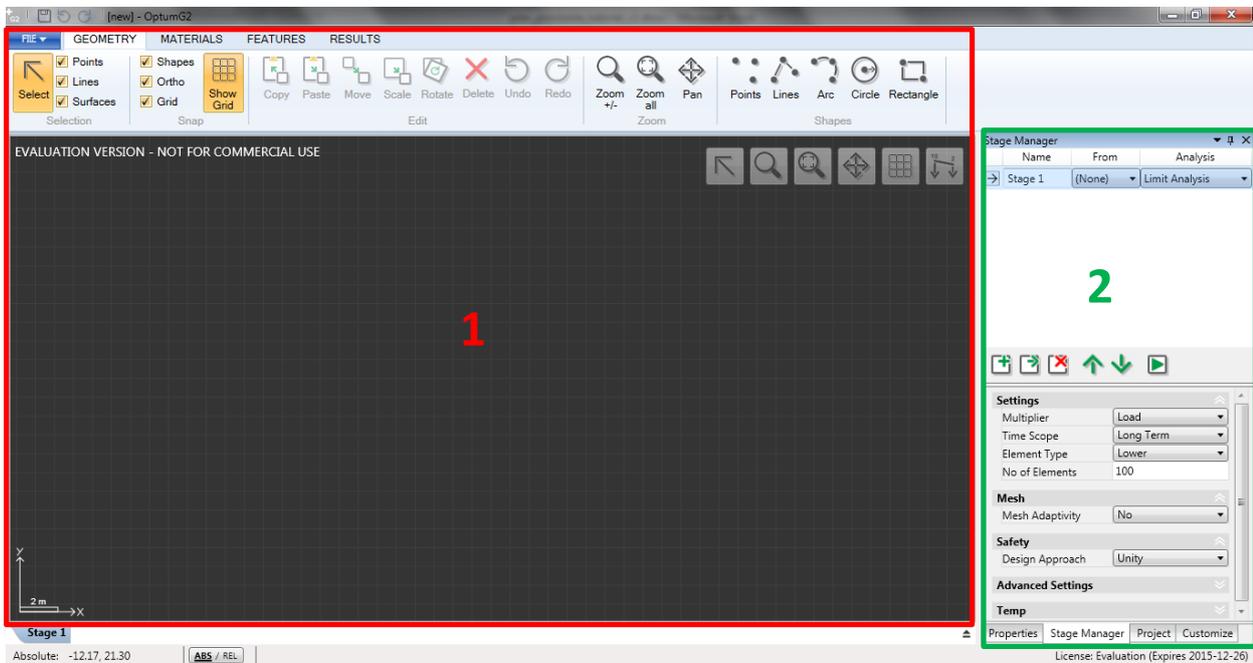


Figure 3:Présentation de l'interface graphique du logiciel OptumG2. La fenêtre principale, n°1 (rouge) sert à concevoir le prototype et à afficher les résultats. Elle comporte quatre onglets« Geometry », « Materials », « Features », « Results ». La fenêtre n°2 (vert) permet de gérer les différents prototypes (ou «stages»), de définir les paramètres de calculs et de lancer le calcul. Elle comporte elle aussi quatre onglets « Properties », « Stage manager », « Project », « Customize ».

## 2.2 Import du prototype

Il existe plusieurs moyens d'importer une coupe dans le logiciel OptumG2 :

### 1) L'import de fichier .DXF via l'onglet « FILE » > Import DXF (Figure 4)

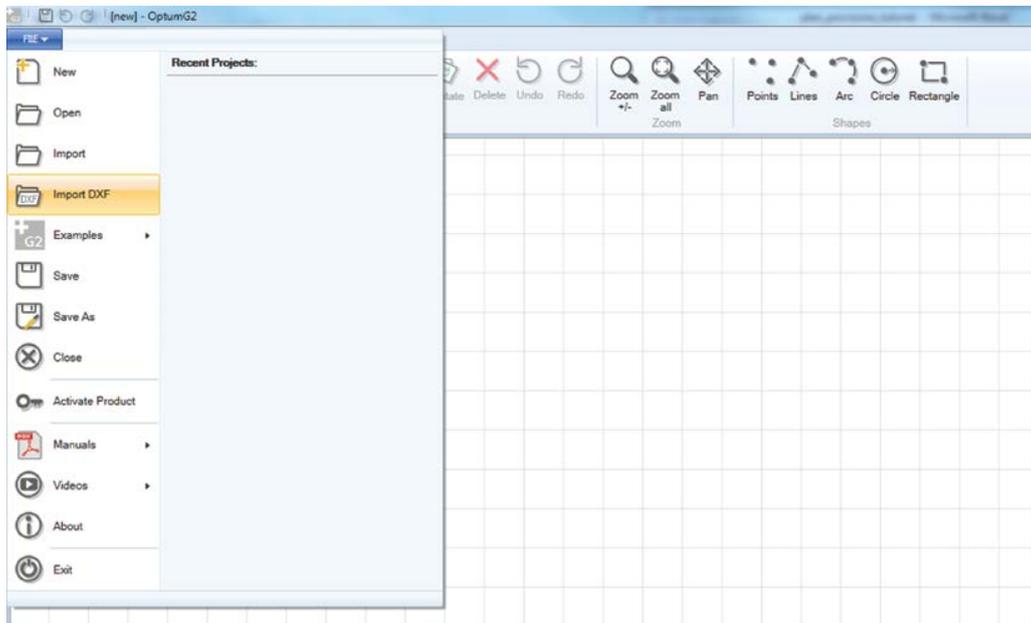


Figure 4: Import de fichier .DXF.

### 2) Les outils de dessin présents dans OptumG2 (Figure 5: Présentation des différents outils de dessin proposés par OptumG2: points, lignes, arc, cercle et rectangle.

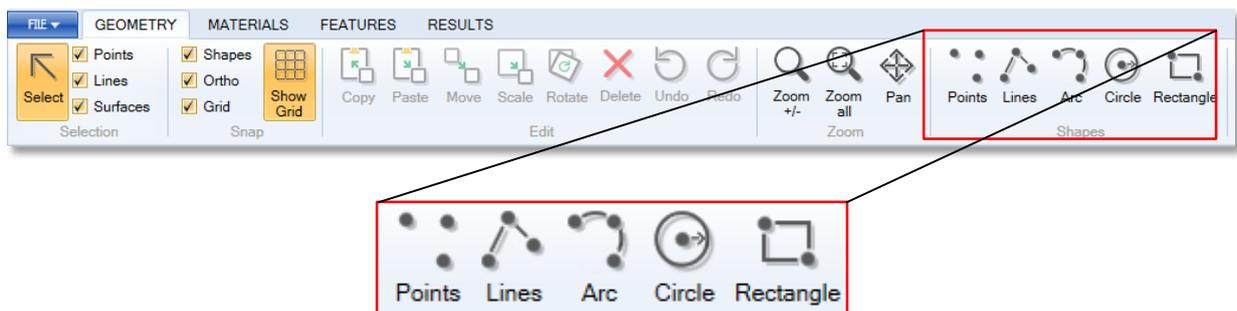


Figure 5: Présentation des différents outils de dessin proposés par OptumG2: points, lignes, arc, cercle et rectangle.

La dernière version d'OptumG2 permet l'import d'une image en arrière-plan via l'onglet « FILE » > Import image » que l'on peut ensuite redessiner directement grâce à ces outils de dessins.

**Lorsque le prototype est terminé, l'ensemble des unités doivent s'être automatiquement colorées en gris clair, indiquant ainsi que toutes les surfaces sont fermées graphiquement.**

## 2.3 Mise à l'échelle du prototype

Une fois le prototype dessiné dans OptumG2, il faut le dimensionner. Le logiciel Optum2 étant conçu initialement pour étudier des structures de génie civil, il n'a pas été prévu pour considérer des structures d'échelles kilométriques. Si on entre une structure d'une telle échelle, il ne pourra pas effectuer le calcul. Il faut donc redimensionner le prototype.

Dans un premier temps il faut calculer le facteur de dimensionnement :

On notera  $l^* = \frac{l_{structure}}{l_{optumG2}}$  le rapport des longueurs entre la structure réelle et le prototype dans OptumG2.

La loi de dimensionnement est la suivante :

$$\sigma^* = c^* = \rho^* g^* l^* \quad (1)$$

Si on considère que la valeur de la dfdf et de la gravité dans Optumg2 sont les mêmes que dans la réalité, alors  $\rho^* = 1$ ;  $g^* = 1$ , et donc :

$$c^* = l^* \quad (2)$$

Il s'ensuit que la valeur de cohésion à rentrer dans OptumG2 sera :

$$c_{optumG2} = \frac{c_{structure}}{c^*} = \frac{c_{structure}}{l^*} \quad (3)$$

Les autres paramètres ( $\rho$ ,  $g$ ,  $\Phi$ ) sont inchangés.

**Si la coupe mesure moins de 100km, on considèrera  $l^* = 1000$**

**Si la coupe mesure plus de 100km, on considèrera  $l^* = 10000$**

Lorsque l'on ouvre le prototype dans OptumG2, celui-ci aura la même échelle que celle à laquelle il a été dessiné dans le logiciel de dessin. Pour le redimensionner correctement, il faut dans un premier temps calculer le facteur d'échelle :

En cliquant sur un tracé, la longueur de celui-ci s'affiche dans la fenêtre 2 à droite de l'écran (Figure 3).

$$\text{Facteur d'échelle} = \frac{l_{dessin}}{l_{optumG2}} \quad (4)$$

Or nous avons vu que :  $l^* = \frac{l_{structure}}{l_{optumG2}}$ , on aura donc :

$$\text{Facteur d'échelle} = l_{dessin} \times \frac{l^*}{l_{structure}} \quad (5)$$

Utiliser ensuite l'outil « scale » :

- clic droit > scale > sélectionner l'ensemble du prototype > cliquer sur le point qui sera le point de référence > entrer la valeur du facteur d'échelle calculée précédemment (5).

## 2.4 Matériaux

### 2.4.1 Unités sédimentaires

Un certain nombre de matériaux sont déjà prédéfini dans OptumG2 (Figure 6).



Figure 6:Présentation des différents matériaux prédéfinis dans OptumG2.

En cliquant sur un matériau, ses propriétés s’affichent dans l’onglet « Properties » de la fenêtre de droite et sont modifiables directement. Il est alors possible de dupliquer (clic droit sur le matériau > duplicate) ou de supprimer (clic droit sur le matériau > delete) un de ces matériaux. Mais également d’en créer de nouveaux grâce à l’onglet « New Material ».

OptumG2 permet d’utiliser d’autres théories que l’analyse limite, qui requièrent chacune différents paramètres. Dans ce rapport, nous ne nous intéressons qu’au paramètres utilisés en analyse limite, c’est-à-dire :

- La friction,  $\Phi$ , en °,
- La cohésion,  $c$ , en kPa,
- Le poids spécifique,  $\gamma$ , en  $\text{kN/m}^3$
- La dilatance (Flow Rule: associated)

Prenons l’exemple de la coupe de la Chartreuse. Plusieurs matériaux ont été créés, un pour chaque unité (Figure 7). Dans cet exemple, la cohésion est à 2MPa pour l’ensemble de la série et la densité à  $22.5 \text{ kN/m}^3$  tandis que la friction est spécifique à chaque unité. Puisqu’il est possible de créer autant de matériaux que nécessaire, il est important de noter que même si deux couches géologiques présentent les mêmes propriétés et peuvent être modélisées par le même matériau, il est possible de créer un matériau par couche, afin de les différencier dans le dessin (notamment par la couleur qu’on leur attribuera).

Lorsque la topographie présente de fortes pentes, comme c’est le cas dans l’exemple de la coupe de la Chartreuse, il faudra faire attention à ce que les propriétés conférées à chaque matériau permettent le maintien de la topographie et la stabilité mécanique de la coupe.

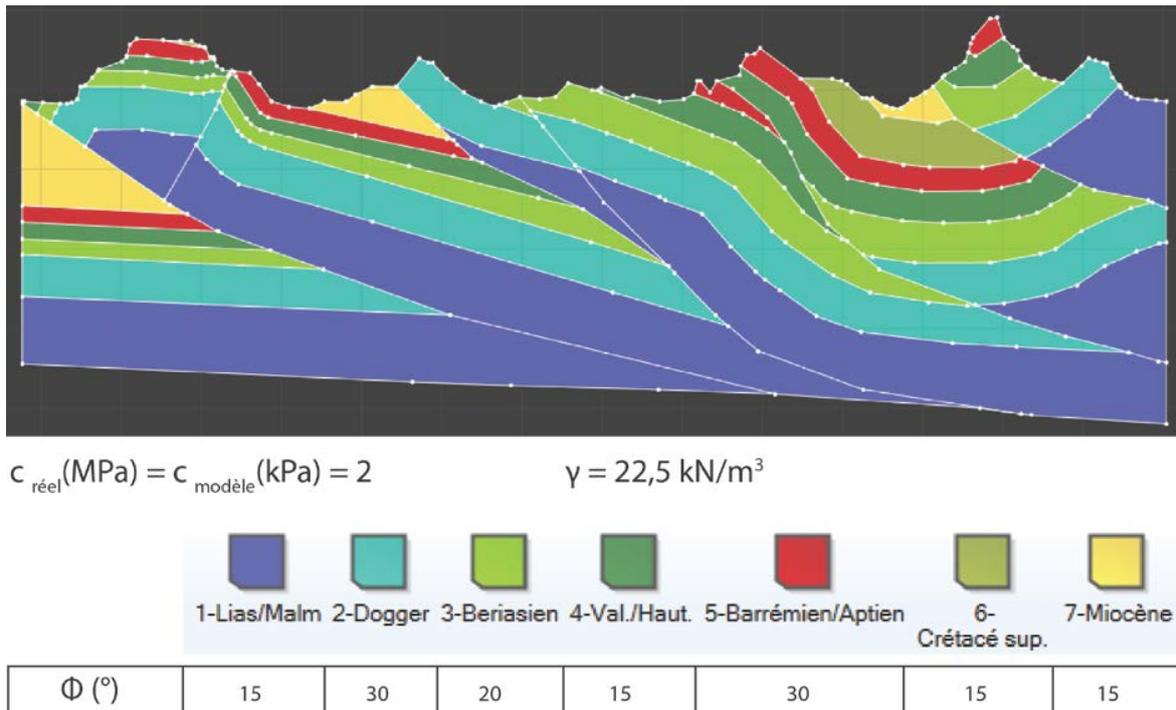


Figure 7: Exemple de la Chartreuse, étape choix des matériaux. Un matériau a été créé pour chacune des couches géologiques de la coupe. La cohésion et la densité considérées sont les mêmes pour tous les matériaux, en revanche l'angle de friction diffère. Deux couches géologiques peuvent être associées à des matériaux de noms différents mais possédant exactement les mêmes propriétés, par exemple les couches 2 et 5 de cette coupe.

## 2.4.2 Gestion des failles

Pour conférer des propriétés de faille à un segment, il suffit de le sélectionner et de lui attribuer un matériau. Le tracé va automatiquement se convertir en tracé « tirité » ce qui signifie qu'il s'est transformé en « shear joint », et aura les propriétés du matériau sélectionné.

Ainsi, il sera possible de créer autant de matériaux que besoin pour modéliser les différentes failles.

## 2.4.3 Librairies de matériaux

L'onglet « Library » permet d'enregistrer un ensemble de matériaux (une « librairie ») pour pouvoir l'utiliser lors d'un autre projet par exemple. En cliquant sur cet onglet, la fenêtre qui s'ouvre est composée de deux parties : celle de gauche présente les matériaux du projet en cours, et celle de droite permet d'afficher une librairie de matériaux (Figure 8).

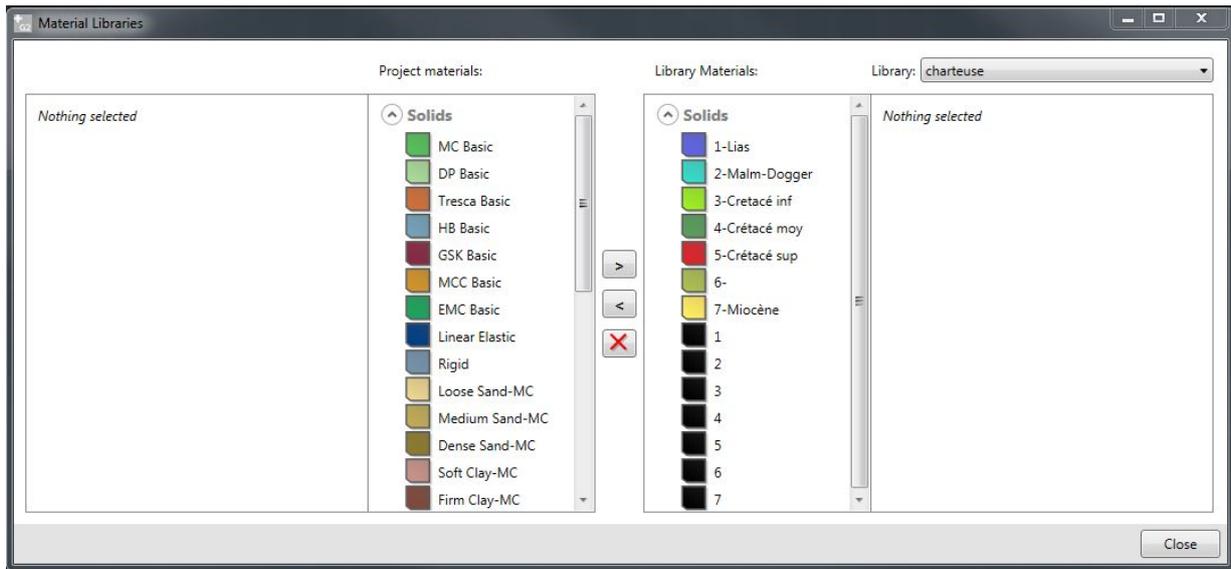


Figure 8: Capture d'écran de la fenêtre permettant de gérer les différentes bibliothèques de matériaux. La partie gauche présente les matériaux du projet en cours et la partie droite permet d'afficher une bibliothèque de matériaux pré-existante, ici « chartreuse », que l'on peut aller chercher via l'onglet « Library » en haut à droite.

- Pour enregistrer les matériaux du projet en tant que nouvelle bibliothèque :
  - Dans la partie gauche, cliquer sur la case vide à côté de « Library »
  - Cliquer sur « Create new Library » > donner un nom à cette bibliothèque
  - Dans la partie gauche, sélectionner les matériaux à ajouter à la bibliothèque puis cliquer sur la flèche « > »
  - Cliquer sur Close
  
- Pour charger une bibliothèque existante :
  - Dans la partie gauche, cliquer sur la case vide à côté de « Library »
  - Sélectionner la bibliothèque voulue
  - Cliquer sur la flèche « < »
  - Cliquer sur Close

## 2.6 Conditions aux limites

Les conditions aux limites peuvent être définies grâce à l'onglet « Features » en haut de la fenêtre principale (Figure 3). Un certain nombre d'outils sont disponibles (Figure 9). Mais les outils importants pour définir les conditions aux limites d'une coupe géologique sont les outils « Full », « Normal », « Tangential », « Plate », « Multiplier Distributed » et « Plate BC » (Figure 9). De manière générale pour attribuer une condition à une limite :

- Sélectionner l'ensemble des segments constituant cette limite > cliquer sur l'outil choisi (par exemple « full » > modifier ses paramètres, si besoin, dans la fenêtre de droite.

L'outil « Plate BC » en revanche n'est appliqué qu'au point constituant le sommet du mur de poussée. Ainsi, de la même façon :

- Sélectionner le point constituant le sommet du mur de poussée > cliquer sur l'outil « Plate BC » > modifier ses paramètres, si besoin, dans la fenêtre de droite.

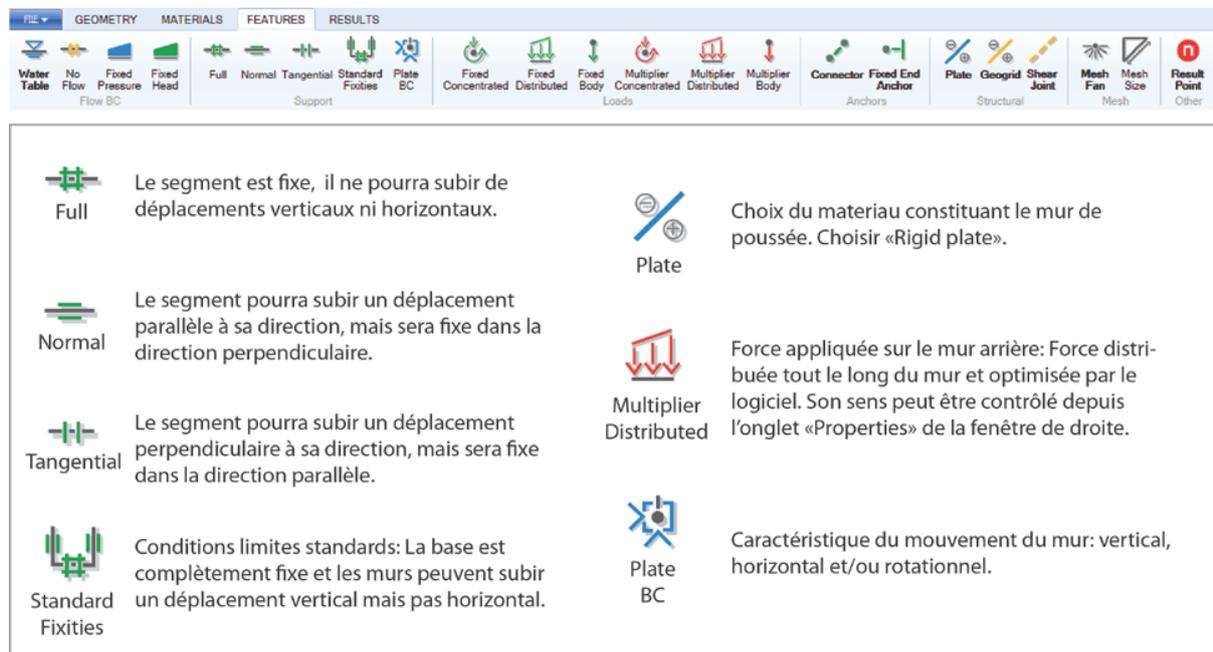


Figure 9: Capture d'écran de l'ensemble des outils proposés dans OptumG2 pour définir les conditions aux limites, et présentation des principaux outils pour déterminer les conditions aux limites en analyse limite de coupes géologiques.

Ainsi, classiquement, pour l'étude d'une coupe géologique :

- Le mur fixe aura une condition « normal » (Figure 9, Figure 10, 1) :
- La base de la coupe aura une condition « full » (Figure 9, Figure 10, 2) :
- Le mur de poussée aura trois propriétés (Figure 9, Figure 10, 3) :
  - « Plate » > choisir « Rigid Plate » dans la catégorie « Material type » de la fenêtre de droite.

- « Multiplier Distributed »
- « Plate BC » > cocher la case « Zero rotation » pour éviter la rotation du mur arrière.

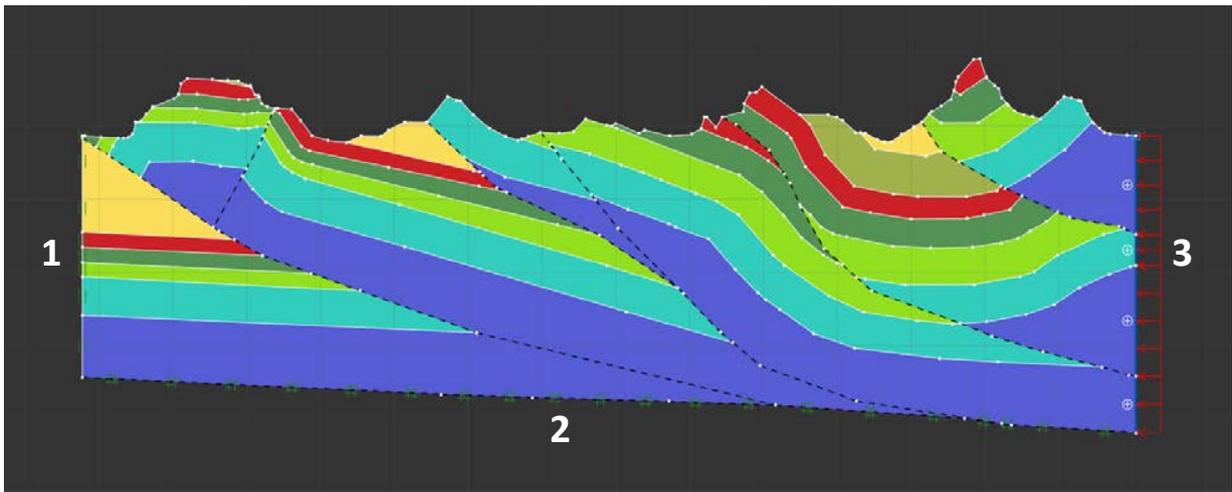
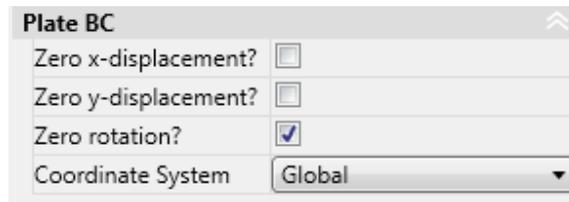


Figure 10: Exemple de la coupe de la Chartreuse, conditions aux limites. Une condition "Normal" a été conférée au mur fixe (1), une condition "full" à la base (2) et l'ensemble de conditions "Plate", "Multiplier Load" et "Plate BC" au mur sur lequel la force sera appliquée (3).

Si la base du modèle est composée d'un niveau de décollement, le fait qu'elle soit marquée comme « shear joint » fait que malgré la condition « full » (Figure 9, Figure 10), il pourra y avoir du glissement le long du segment.

## 2.7 Paramètres de calcul

OptumG2 ne permet pas uniquement de calculer en analyse limite, le choix se fait dans l'onglet « Stage manager » de la fenêtre 2, grâce au menu déroulant situé sous l'onglet « Analysis ». La définition des paramètres de calcul se fait dans la partie basse de l'onglet « Stage manager » (Figure 11).

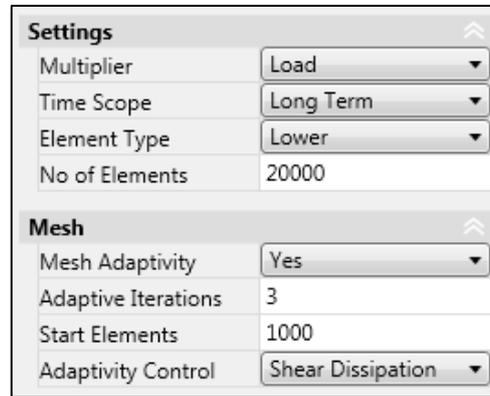


Figure 11: Capture d'écran gestion des paramètres de calcul.

- **Multiplieur** > Load / Gravity : Pour une étude en compression, sélectionner « Load », le calcul consistera à optimiser la force de poussée au mur arrière de la coupe (Figure 10, 3).
- **Element Type** > Upper/Lower : Permet de choisir l'approche de l'analyse limite que l'on va utiliser. « Lower » (pour « Lower bound) correspond à l'approche interne appelée aussi approche « statique » de l'analyse limite, tandis que « Upper » (Upper bound) correspond à l'approche externe appelée aussi approche « cinématique ».
- **No of Elements** > Nombre d'éléments de maillage souhaités à la fin du calcul.
- **Mesh Adaptivity** > Yes/No : Permet de choisir si l'on veut que le maillage soit raffiné. Si oui :
  - Adaptive Iterations : nombre d'itérations
  - Start Elements : nombre d'éléments de départ désirés.
  - Adaptivity Control > Shear dissipation/Total dissipation/Strain/Plastic Multiplier. Choix du critère de raffinement du maillage.

Enfin pour lancer le calcul, vérifier que le « stage » est sélectionné en vérifiant qu'une petite flèche noire est présente à côté et lancer le calcul en appuyant sur la flèche verte. 

Lors du calcul, à côté de chaque itération, OptumG2 va ajouter un commentaire sur le déroulement du calcul :

- Optimal / Near Optimal (Figure 12) 
- Infeasible (Figure 13) 
- Unknown 

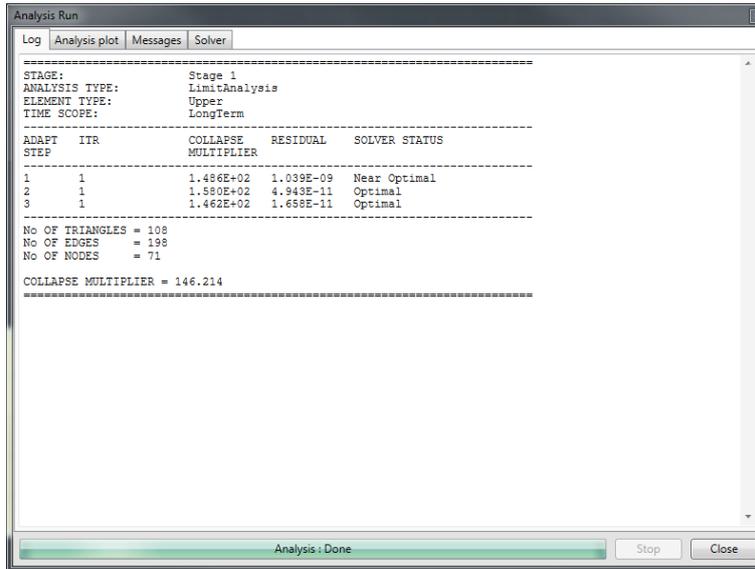


Figure 12: Capture d'écran illustrant le cas d'un calcul ayant fonctionné

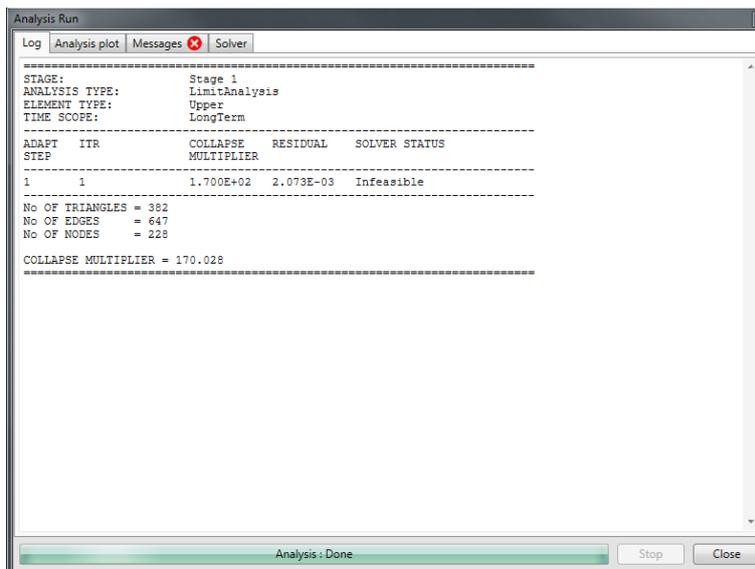


Figure 13: Capture d'écran illustrant le cas d'un calcul n'ayant pas fonctionné.

Lorsque le calcul ne s'est pas déroulé correctement, un message d'erreur est disponible dans l'onglet « message » (Figure 13) et permet d'obtenir des informations sur l'origine de l'erreur.

Les messages d'erreur les plus courants sont :

 **Stage 5: Some Surfaces do not have Materials assigned**

Une des surfaces n'a pas de matériel assigné, il suffit donc de la trouver et de remédier au problème.

 **Stage 6: Phase Limit of LimitAnalysis problem is Infeasible**

Ce problème peut venir de plusieurs sources :

- Le prototype est trop grand (échelle supérieure à 100m).
- Le prototype contient 2 points tellement proches que le maillage ne réussit pas à se faire : Dans ce cas, cliquer sur « Mesh » dans l'onglet « Results »; en général le maillage est extrêmement raffiné à l'endroit où il y a deux points trop rapprochés.
- Il y a des points « flottants », qui n'appartiennent à aucune ligne.
- La topographie dessinée n'est pas stable : des effondrements gravitaires sont détectés par OptumG2. Cela signifie que la valeur de la cohésion du matériel sédimentaire affleurement est insuffisante pour soutenir la topographie dessinée (cf section 2.4)

Lorsque l'on ferme le fichier OptumG2, les résultats calculés sont perdus, il sera nécessaire de relancer les calculs à l'ouverture suivante.

## 2.8 Résultats

### 2.8.1 Types de résultats

L'onglet « Results » présente les différents résultats disponibles après calcul (Figure 14).

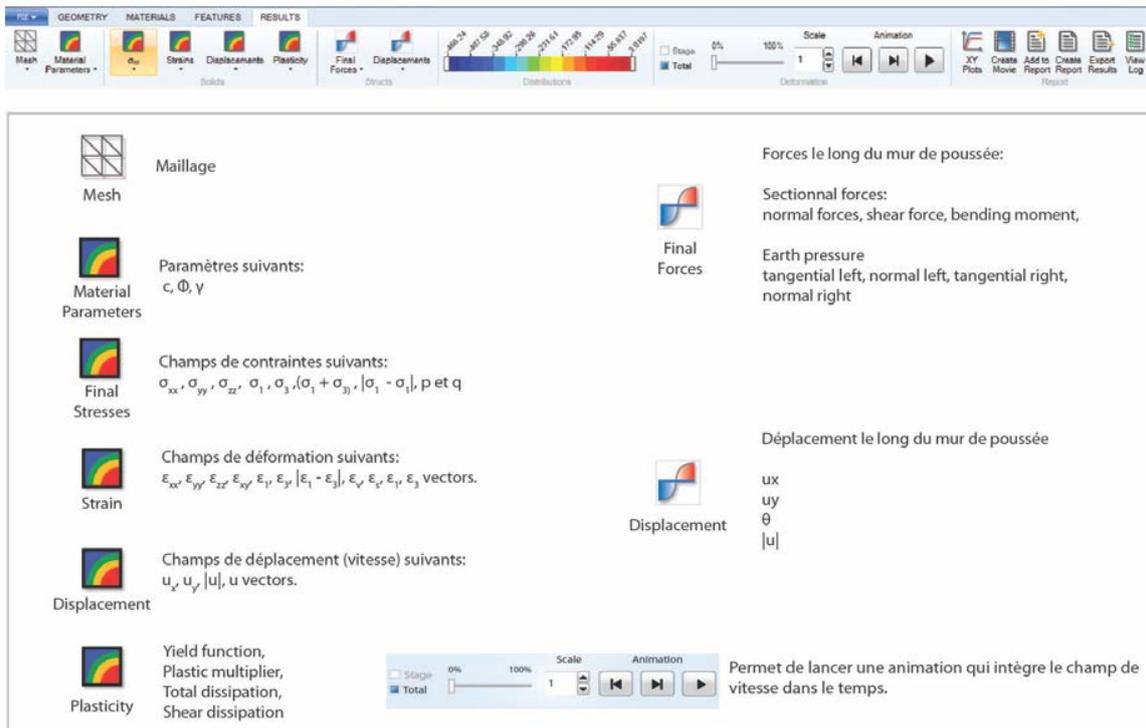


Figure 14: Capture d'écran des différents résultats disponibles dans l'onglet « Results » et présentation de ces différents types de résultats ».

L'outil « Mesh » permet d'afficher le maillage réalisé par OptumG2. Dans le cas de l'exemple de la Chartreuse (Figure 15), le maillage a été raffiné dans les zones de cisaillement. Les failles prédéfinies sont

de vraies discontinuités, elles n'ont donc pas de maillage, c'est pourquoi celui-ci n'est pas raffiné à leur proximité. Les zones dans lesquelles le maillage est très raffiné sont donc soit des charnières comme dans le cas de la Figure 15, soit des failles néoformées.

L'approche interne de l'analyse limite (ou « Lower » dans la catégorie « Element type » décrite dans la section « Paramètres de calculs »), permet de calculer un champ de contraintes, tandis que l'approche externe (ou « Upper ») permet de calculer un champ de vitesses. Il est important de préciser que ces vitesses sont des vitesses virtuelles dont la valeur n'a pas de sens physique, seul le gradient peut être interprété et donc permettre de visualiser où se localise la déformation. Cependant, quel que soit l'approche choisie (« Lower » ou « Upper »), OptumG2 calcule le champ de contraintes (présenté dans l'onglet « Final Stresses » (Figure 14)) et le champ de vitesses (onglet « Displacement » (Figure 14)). Si le calcul a été fait en approche « Lower » alors le champ de vitesse est calculé indirectement, et inversement pour l'approche « Upper » le champ de contrainte est calculé indirectement. Pour vérifier la stabilité d'un résultat, il est préférable d'effectuer un calcul en approche « Upper » et un calcul en approche « Lower » afin de vérifier que la solution donnée est la même. En pratique, les valeurs du « Load multiplier » obtenues via les deux approches pour un même prototype doivent être très proches. La valeur du « Load multiplier » est indiquée en bas de l'écran lors de l'affichage d'un résultat

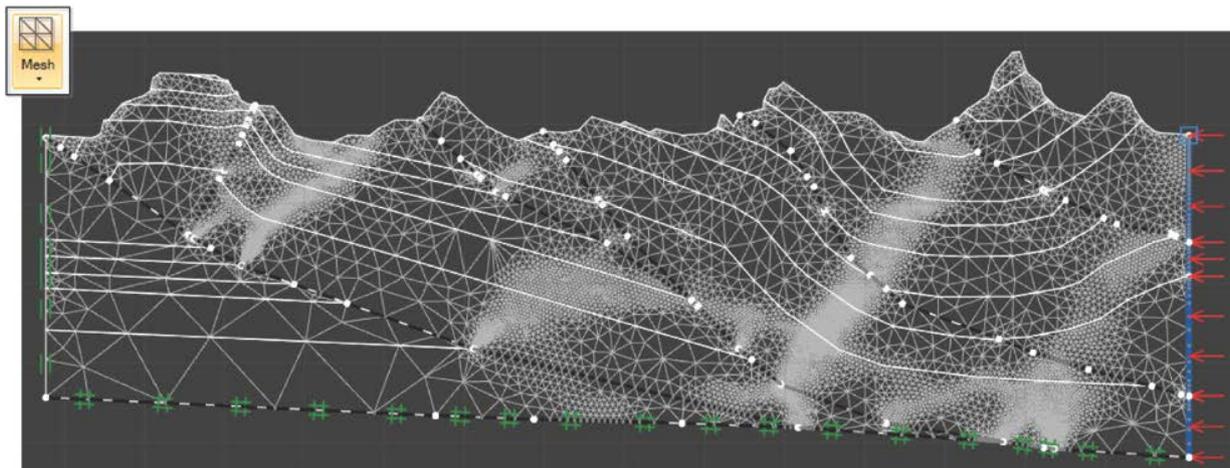


Figure 15: Exemple de résultat pour la coupe de la Chartreuse: maillage. Le maillage est raffiné là où le cisaillement est le plus fort, typiquement là où se développe une charnière ou une faille néoformée. Les failles prédéfinies dans le prototype (lignes en tirets noirs épais) sont de véritables discontinuités, elles n'ont donc pas de maillage, c'est pourquoi celui-ci n'est pas raffiné à leur proximité.

### 2.8.1 Gestion des résultats

La Figure 16 présente les différents outils proposés par OptumG2 pour la gestion des résultats.

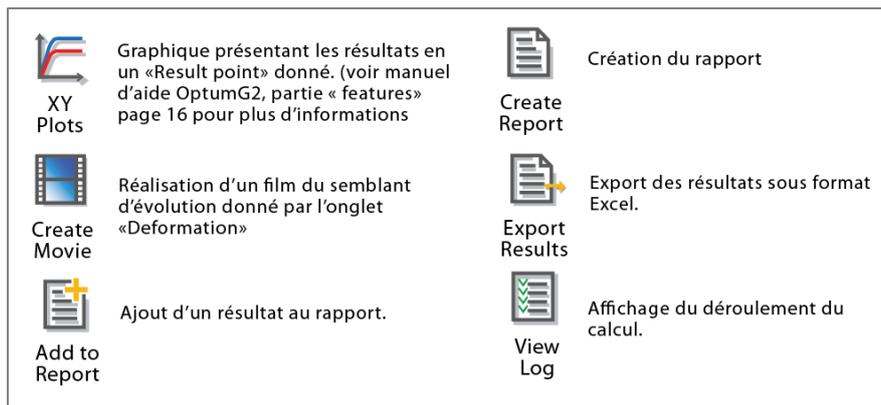
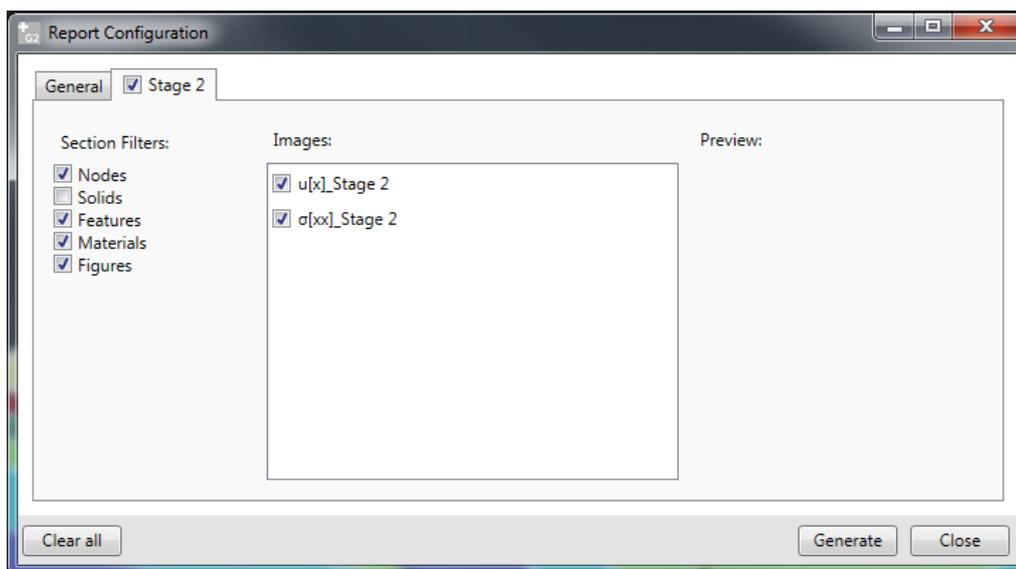


Figure 16: Présentation des différents outils de gestion des résultats.

La création d'un rapport de résultats se déroule de la manière suivante :

- Afficher un résultat, par exemple «  $u_x$  » > cliquer sur « Add to report » (Figure 16)
- Faire de même pour tous les résultats voulus, quelques soient les « Stages ».
- Cliquer sur « Create report » (Figure 16)> La fenêtre suivante s'ouvre :



Elle comporte un onglet « général » et autant d'onglets que de Stage pour lesquels un résultat a été ajouté.

- L'onglet « General » permet d'entrer le nom du rapport, la date et d'éventuels commentaires.
- Les onglets « stages » permettent de cocher ou décocher les résultats que l'on veut afficher dans le rapport.
- Cliquer ensuite sur « Generate » > « Save ».

Lorsque l'on ferme le fichier OptumG2, les résultats calculés sont perdus, il sera nécessaire de relancer les calculs à l'ouverture suivante.

Si vous rencontrez le moindre problème avec les conditions aux limites où le calcul, référez-vous à l'exemple du prisme d'accrétion présenté en exemple n°15 dans OptumG2.

FILE > Exemples > 15 accretionary wedge

Ou

FILE > Manuals > Exemples > 15 accretionary wedge

## III Tutoriel SLAMTec

### 3.1 Présentation générale du logiciel

Le logiciel SLAMTec se présente sous forme d'un dossier contenant plusieurs sous-dossiers et plusieurs fichiers (Figure 17) :

- Un dossier « Doc », destiné à contenir de la documentation et comprenant pour le moment plusieurs fichiers d'aide.
- Le dossier « Lib\_SLAMTec » contenant l'ensemble des modules que SLAMTec va appeler au cours du calcul.
- Les dossiers contenant les résultats : « EroLine », « Prism1 », « SoftEvol » ou encore « Topo 1 » et « Topo 2 » par exemple.
- Les fichiers d'entrée : « input\_Eroline » par exemple.
- Les fichiers de coordonnées « xy » décrivant un profil topographique, et qui seront appelés via le fichier d'entrée.
- Les programmes python:
  - `svg2xy.py` qui permet de convertir un fichier `.svg` en fichier de coordonnées `xy`. Il sert notamment à obtenir un fichier de coordonnées correspondant à un profil topographique.
  - `SLAMPlot.py`, qui permet de visualiser les résultats après calcul et aide au débogage.
  - `SLAMTec.py`, qui est le corps du programme « SLAMTec » à proprement parler.

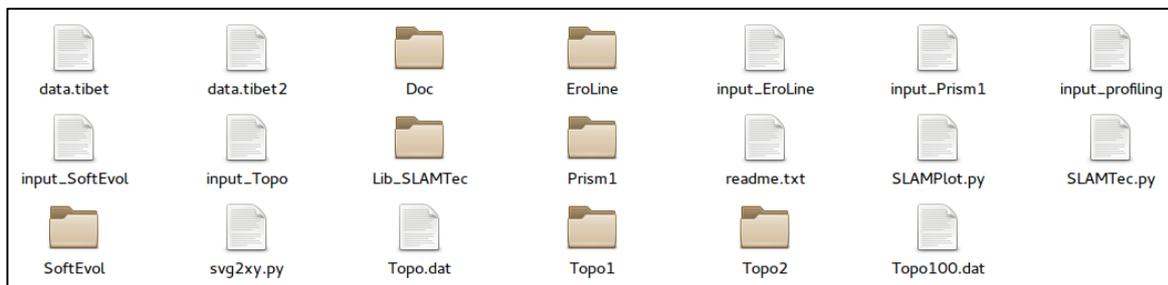


Figure 17: Ensemble des sous-dossiers et fichiers composant le logiciel SLAMTec..

### 3.2 Utilisation

SLAMTec est un logiciel avec une interface en lignes de commandes qui respecte la syntaxe standard en bash.

Une aide est disponible en entrant dans le terminal la commande suivante :

```
./SLAMTec.py -h
```

Elle affiche la liste de toutes les fonctionnalités de SLAMTec, appelées aussi « arguments » et des différentes options disponibles pour chacune. Une liste des principaux arguments utiles dans le cadre de ce rapport est fournie en Figure 18.

Une autre commande utile est la commande :

```
./SLAMTec.py -module
```

Elle donne la liste des modules existants.

La commande `./SLAMTec.py -module -nom_du_module` donnera alors la documentation sur le module en question, si celle-ci est disponible.

Argument	Description	Option	Description
-h	Affiche une description de l'ensemble des fonctionnalités de SLAMTec	—	—
-m	Génère un film de l'évolution de la déformation au cours du raccourcissement	FPS	Nombre d'images par seconde. Par défaut les images sont agencées de façon à former un film d'une durée de 20s
-p	Génère des images tout au long du calcul	P_SPAN	Pas de raccourcissement selon lequel une image est générée
-F	Permet de contraindre le format des fichiers images produits par l'argument -p	svg jpg png pdf	Différents formats proposés pour l'exportation des images
-O	Génère un fichier .g2x à ouvrir avec OptumG2	S_SPAN	Pas de raccourcissement selon lequel un «stage» OptumG2 est généré (voir tutoriel OptumG2)

Figure 18: Description des principales fonctionnalités de SLAMTec utiles dans le contexte de ce rapport: liste des arguments et options.

Le calcul se lance alors en entrant dans le terminal une commande sous le format suivant :

**`./SLAMTec.py nom_du_fichier_d'input [-argument [option]]`**

SLAMTec lit alors le fichier d'input et procède au calcul. Si un dossier résultat existe sous le même nom que celui demandé dans le fichier d'entrée (voir section 3.4), alors SLAMTec demande si on souhaite écraser le dossier (Figure 19). Puis il lance le calcul et si la totalité du raccourcissement demandé dans le fichier d'input peut être calculé sans erreur, alors SLAMTec indique que le calcul s'est terminé normalement (Figure 19).

```
typhaine@typhaine-HP-EliteBook-Folio-9470m:~/SLAMTec/SLAMTec2.3.0$ ./SLAMTec.py input_Test1 -m -p -F jpg
Execute SLAMTec

Run name is : Test1

Asked Modules :
  Geometry :      Module : Prism1
  Layer (*2)
  Tectonic  : Homogeneous1
  EroSedim : Gravicollapse1

Run parameters :
  shortening : 10.0
  increment  : 0.1
  iterations  : 100

Rheology : Homogeneous

The folder 'Test1' already exist. Overwrite (Y/N)? Y
Folder 'Test1' created

100% [=====]

SLAMTec ended normally :-D
```

Figure 19: Capture d'écran du déroulement d'un calcul avec SLAMTec. D'après la commande entrée en première ligne, on s'attend à obtenir un film (-m), un fichier contenant une image par pas de raccourcissement (-p) et que ces images soient en format .jpg (-F jpg). SLAMTec nous indique qu'un fichier « Test1 » existe déjà et nous demande si l'on veut le remplacer, ce à quoi nous répondons oui (y). Il lance ensuite le calcul et nous indique que le calcul s'est déroulé normalement.

### 3.3 Fichier d'entrée

L'architecture du fichier d'entrée SLAMTec est construite en six parties différentes qui seront appelées « blocs »: « Name », « Run parameters », « Rheology », « Tectonics », « Geometry » et « EroSedim » (Figure 20). Chaque bloc est composé d'une ou plusieurs sous-parties qui seront appelées « modules » et qui contiennent une liste de paramètres. La Figure 21 présente les fonctions des blocs « Rheology », « Tectonics », « Geometry » et « EroSedim » et de leur modules.

```
SLAMTec input file
-----

#Name : nom du dossier de résultats

#Run parameters :
    Paramètre 1 =
    Paramètre 2 =
#Rheology :
    #Rheol 1
        Paramètre 1 =
        Paramètre 2 =
    ...
#Tectonic :
    #Module : nom du module
        Paramètre 1 =
        Paramètre 2 =
    ...
#Geometry :
    #Module : nom du module
        Paramètre 1 =
        Paramètre 2 =
    ...
#Erosedim :
    #Module : nom du module
        Paramètre 1 =
        Paramètre 2 =
    ...
```

Figure 20: Présentation de l'architecture du fichier d'entrée, comprenant 6 blocs contrôlant chacun des modules et des paramètres.

Bloc	Module	Fonction
Rheology	Rheol 1	Le matériau est homogène et défini par son angle de friction interne ( $\Phi$ ), sa cohésion ( $c$ ) et sa masse volumique ( $\rho$ ).
Tectonics	Les deux modules Homogeneous optimisent, à chaque pas de temps, une nouvelle faille.	
	Homogeneous 1	Seul l'angle de la rampe est optimisée à chaque pas de raccourcissement, la charnière (rétro-chevauchement) est fixe.
	Homogeneous 2	La rampe et la charnière (rétro-chevauchement) sont optimisées à chaque pas de raccourcissement.
Geometry	Le niveau de décollement est rectiligne et de pendage $\beta$ . Le mur de poussée peut être choisi vertical, ou perpendiculaire au niveau de décollement (squared)	
	Prism1	La topographie est composée de 3 pentes définies par l'utilisateur: une pente interne, une pente centrale et une pente externe ( $\alpha_r, \alpha_c, \alpha_e$ )
	Topo1	La topographie est donnée par un fichier de coordonnées. Il est donc possible de considérer un profil topographique réel.
EroSedim	Gravicollapse	Toute pente dépassant la valeur de l'angle de friction interne du matériau est érodée et redistribuée sous forme de sédimentation.
	Erosion Line	L'utilisateur impose une topographie imaginaire composée de trois pentes à partir de laquelle le matériau est érodé. Le matériel n'est pas redistribué sous forme de sédimentation.

Figure 21: Présentation des quatre blocs de SLAMTec et de leurs différents modules.

### 3.4 Bloc #Name

Le nom requis dans ce champs est le nom que SLAMTec va donner au fichier dans lequel il va placer tous les résultats. Il est donc nécessaire de le changer à chaque calcul si on souhaite garder les calculs précédents (Figure 20).

### 3.5 Bloc #Run parameters

Les paramètres de calcul sont définis par deux paramètres, le pas de raccourcissement et la valeur du raccourcissement (Figure 22).

<p><b>#Run parameters :</b>  <b>DS</b> = Pas de raccourcissement (en m)  <b>Smax</b> = raccourcissement maximal (en m)</p>
--

Figure 22: Bloc "Run parameters"

### 3.6 Bloc #Rheology

La version 2.3.0 de SLAMTec ne permet pas de considérer des matériaux hétérogènes, le bloc « rheology » ne contient donc qu'un seul module, « Rheol 1 » qui permet de définir les propriétés du matériau qui va représenter l'ensemble de la série sédimentaire que l'on cherche à modéliser (Figure 23).

```
#Rheology :
#Rheol 1
phi = angle de friction du matériau (en °)
c = cohésion du matériau (en °)
rho = masse volumique du matériau (en g/m³)
```

Figure 23: Bloc "Rheology". Ce bloc contient un seul module, "Rheol1" il régit les propriétés du matériau qui représente l'ensemble du corps sédimentaire du prototype.

### 3.7 Bloc #Tectonic

La géométrie de rupture utilisée par SLAMTec est composée d'un niveau de décollement, d'une rampe (GE) de pendage  $\gamma$  et d'un rétro-chevauchement (FG) (qui peut agir aussi comme une charnière) de pendage  $\theta$  (Figure 24 a), dont les propriétés seront précisées dans le fichier d'input (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

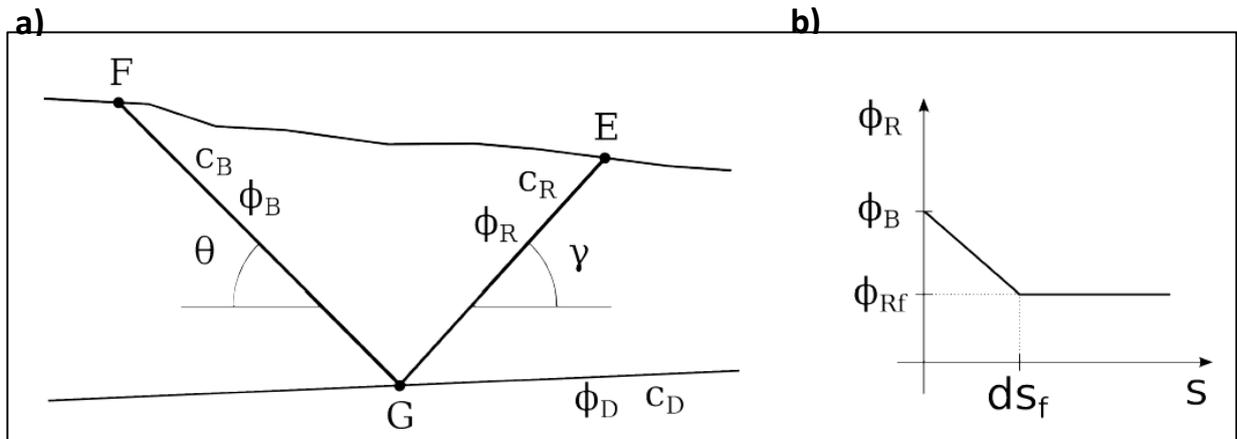


Figure 24: Géométrie de rupture: un niveau de décollement (D), une rampe [FG] et un rétro-chevauchement [EG](charnière) d'après le document d'aide « Tectonic » de SLAMTec.

Un adoucissement peut se produire le long de la rampe qui se développe, c'est-à-dire que ses propriétés, concrètement la friction et la cohésion, vont évoluer depuis des valeurs  $\Phi_B, c_B$ , à des valeurs  $\Phi_R, c_R$  de plus en plus faibles jusqu'à atteindre des valeurs  $\Phi_{Rf}, c_{Rf}$ . L'évolution de cet adoucissement au cours du raccourcissement est contrainte par le paramètre «  $ds_f$  » le glissement cumulé sur la faille nécessaire pour que la friction et la cohésion passent de  $\Phi_B, c_B$  à  $\Phi_{Rf}, c_{Rf}$  (Figure 24 b et **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

Lorsqu'une rampe est abandonnée à la faveur du développement d'une autre, elle peut -être soit oubliée (memory = no), ce qui signifie qu'elle ne représente plus un plan de fragilité dans le matériau, soit conservée jusqu'à ce qu'elle soit déformée (memory = yes) (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

```
#Tectonic :
#Module : Homogeneous1 / Homogeneous2
  gravi = gravité
  dangle = incrément d'angle : précision du résultat (en °)
  phiRf = angle de friction des failles développées (en °)
  cRf = cohésion des failles développées (en Pa)
  dSf = glissement cumulé nécessaire pour que la friction sur une faille passe de Phi à PhiRF
  (en m)
  phiID = angle de friction sur le niveau de décollement (en °)
  cD = cohésion sur le niveau de décollement (en Pa)
  memory = yes/no : mémoire de failles : Les failles créées sont mémorisées en tant que
  plan de fragilité jusqu'à ce qu'elles soient déformées.
```

Figure 25: Bloc "Tectonic": Deux modules au choix : avec le module "Homogeneous 1" seul le pendage de la rampe est optimisé et avec "Homogeneous 2" le pendage de la rampe et du rétro-chevauchement sont optimisés. Les paramètres sont communs aux deux modules et s

Le Bloc « Tectonic » propose deux modules différents, homogeneous 1 et homogeneous 2 :

- **Homogeneous 1** : Seul le pendage de la rampe,  $\gamma$ , est optimisé à chaque pas de raccourcissement (Figure 24).
- **Homogeneous 2** : Le pendage de la rampe,  $\gamma$ , et celui du rétro-chevauchement,  $\theta$ , sont optimisés à chaque pas de raccourcissement (Figure 24).

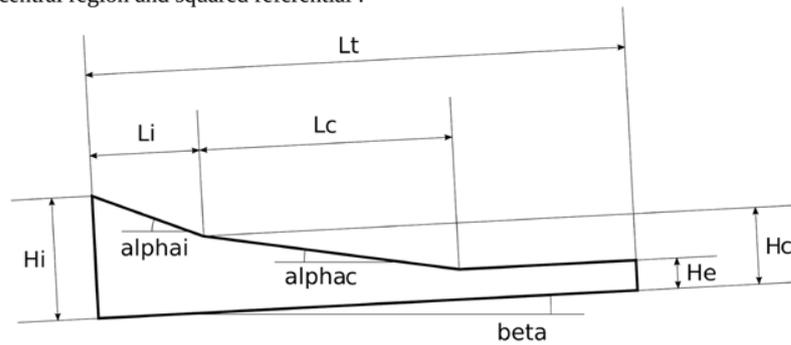
En toute rigueur il faudrait toujours utiliser le 2<sup>ème</sup> module.

### 3.8 Bloc #Geometry

La géométrie du prototype est composée d'un niveau de décollement rectiligne de pente  $\beta$  et d'une topographie qui peut être définie par deux modules différents.

**Le module « Prism1 »** : La topographie est définie par trois pentes délimitant une zone interne, une zone centrale et une zone externe (Figure 26). Les paramètres régissant cette géométrie seront contraints via le fichier d'entrée (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Les paramètres géométriques sont organisés en triplés, suivant leur position dans la structure : Interne (i), central (c) ou externe (e).

Existing central region and squared referential :



Existing central region and non-squared referential :

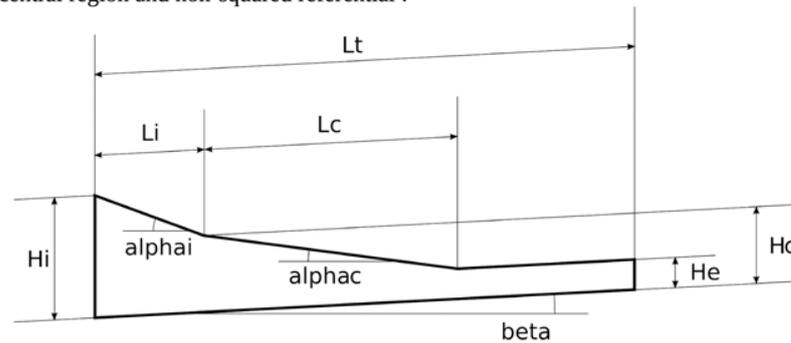


Figure 26: Géométrie d'entrée SLAMTec avec le module "Prism1", d'après le document d'aide de SLAMTec « Prism1 ».

**#Geometry :**

**#Module : Prism1**

**beta** = pente du niveau de décollement, positif vers le haut (en °)

**Hi** = épaisseur de la partie interne (en m), optionnel

**Li** = longueur de la partie interne (en m), optionnel

**ai** = pente topographique de la partie interne (en °), optionnel

**Hc** = épaisseur de la partie centrale (en m), optionnel

**Lc** = longueur de la partie centrale (en m), optionnel

**ac** = pente topographique de la partie centrale (en °), optionnel

**He** = épaisseur de la partie externe (en m)

**Le** = longueur de la partie externe (en m), optionnel

**ae** = pente topographique de la partie externe (en °)

**Lt** = longueur totale (en m), optionnel

**rgb** = références couleurs

**rheol** = en référence à la rhéologie mentionnée dans le module « Rheology ».

**squared** = **yes/no** : Les hauteurs (H ou h) sont définies verticalement (no) ou perpendiculairement au niveau de décollement (yes).

Figure 27: Bloc Geometry, module Prism1: La topographie est composée de trois pentes délimitant une zone interne, une zone centrale et une zone externe.

Les triplés  $a_i/H_i/L_i$  et  $a_c/H_c/L_c$  doivent être remplis partiellement avec deux valeurs, la troisième doit être laissée vide et sera déduite des deux premières par le logiciel. Le ou  $L_t$  peuvent être utilisés l'un à la place de l'autre. Seul  $H_e$  et  $a_e$  doivent être remplis obligatoirement. Si il n'y a pas de région centrale, alors il suffit de ne pas remplir les paramètres se référant à la partie centrale c'est-à-dire  $a_c/H_c/L_c$ .

- **Le module « Topo1 »** : La topographie est définie par un profil topographique donné. Le nom du fichier .txt contenant les coordonnées xy de ce profil doit être indiqué dans le champ « topofile » du fichier d'entrée (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Dans ce module, l'épaisseur de l'ensemble sédimentaire est défini soit par le paramètre « H » qui correspond à l'épaisseur du côté du mur arrière, soit par le paramètre « h » qui correspond à l'épaisseur du côté du mur avant (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**, Figure 29).

```
#Geometry :
#Module : Topo1
topofile = fichier contenant les coordonnées xy d'un tracé topographique.
beta = pente du niveau de décollement, positif vers le haut (en °)
h = épaisseur du mur du côté opposé au mur de poussée (en m)
Ou
H = épaisseur de l'ensemble sédimentaire du côté du mur de poussée (en m)
rgb = références couleur
rheol = 1 : en référence à la rhéologie mentionnée dans le module « Rheology ».
squared = yes/no : Les hauteurs (H ou h) sont définies verticalement (no) ou
perpendiculairement au niveau de décollement (yes).
```

Figure 28: Bloc "Geometry", module "Topo1": La topographie est dictée par un fichier .txt de coordonnées xy.

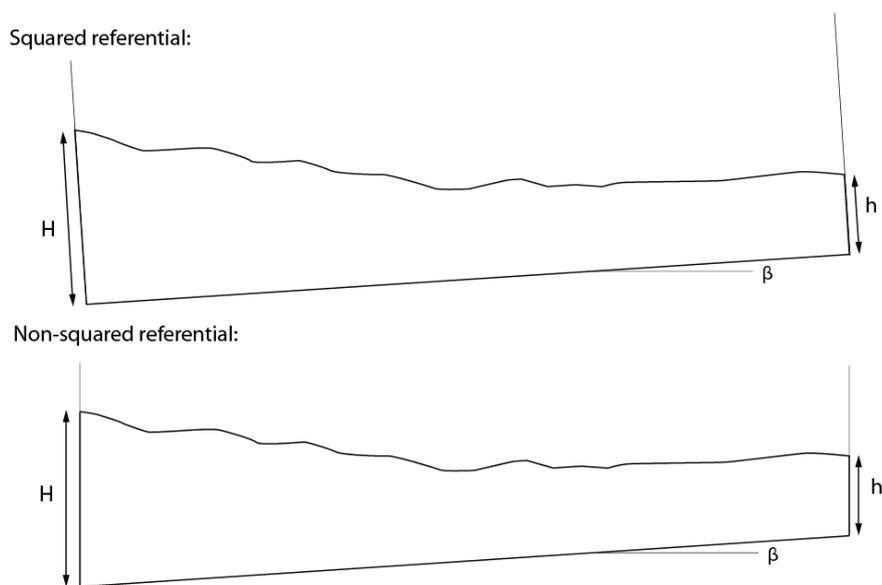


Figure 29: Géométrie d'entrée SLAMTec avec le module « Topo1 ».

Le programme « `svg2xy.py` » présent dans le dossier principal de SLAMTec permet de convertir un profil topographique dessiné en format `.svg` en fichier de coordonnées `.txt`. Ce programme permet également de contraindre la longueur du profil, l'altitude du point le plus élevé, et de renverser, si besoin, la direction de l'axe horizontal (

Figure 30).

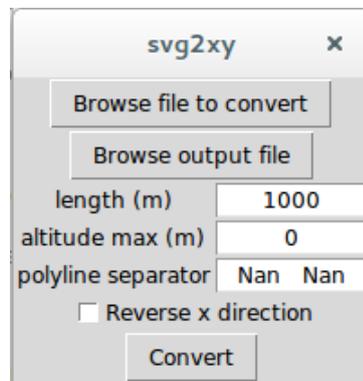


Figure 30: Interface du programme "`svg2xy.py`" permettant de convertir un fichier `.svg` en fichier de coordonnées, `.txt`. La première case permet d'aller chercher le fichier `.svg` à convertir et la seconde permet de donner le nom du fichier de sortie `.txt`. Le programme permet de définir la longueur du profil (en m) ainsi que l'altitude du point le plus élevé (en m), et également de renverser la direction « x ».

### 3.9 Bloc #Erosedim

SLAMTec comporte deux modules capables de gérer l'érosion et la sédimentation. Ces modules sont utilisables simultanément.

- **Gravicollapse1 (indispensable)**

Ce module est indispensable, SLAMTec ne peut pas effectuer le calcul sans ce module.

Toute pente topographique développant un angle supérieur à celui de la friction interne du matériau est érodée et le matériel est sédimenté en conservant la surface (Figure 31 et Figure 32).

```

#Erodedim :
#Module : Gravicollapse1
rheol = 1 : rhéologie du matériel sédimenté = module Rheol1
rgb = références couleur du matériau sédimenté
rheolsedim = 1

```

Figure 31: Bloc "Erodedim", module "Gravicollapse1".

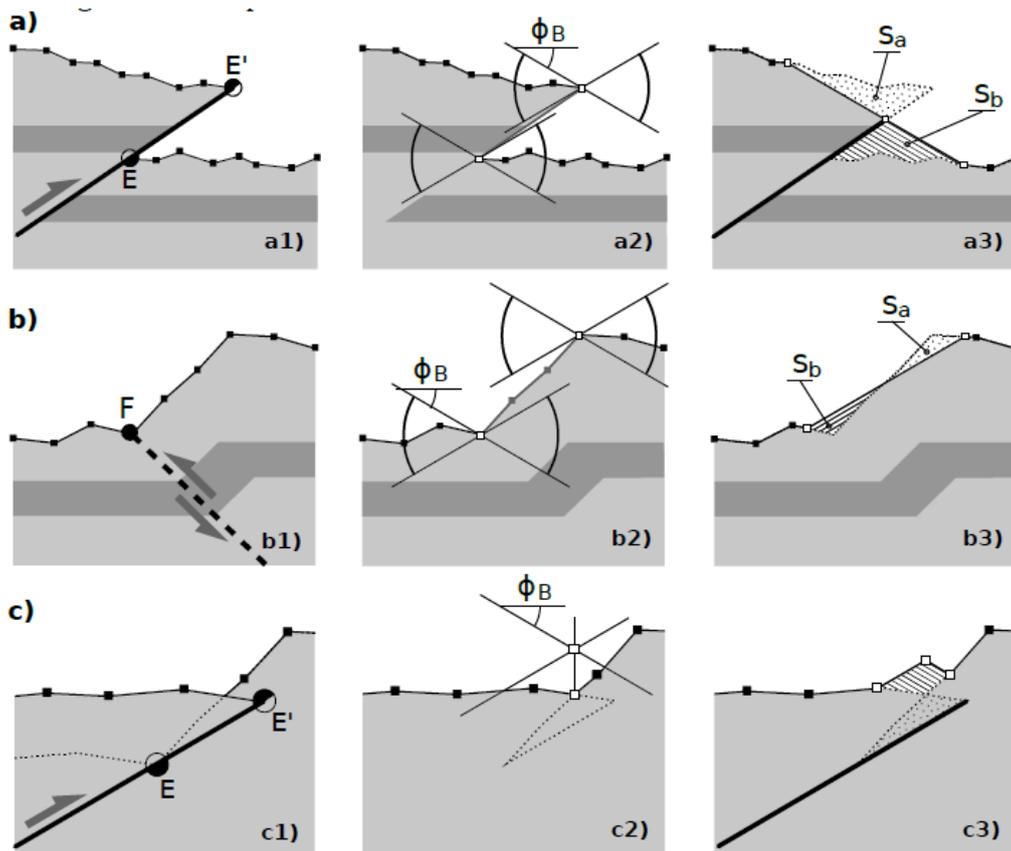


Figure 32: Illustration de l'effet du module "Gravicollapse1" d'après le document d'aide « Gravicollapse » de SLAMTEC.

- **Erosion\_line1 :**

Ce module peut être ajouté en complément de « gravicollapse ». Tout matériel situé au-dessus d'une ligne segmentée définie est érodé sans être redistribué sous forme de sédimentation. La ligne segmentée, appelée aussi « ligne d'érosion » bouge avec le mur arrière. Le paramètre « dSe » permet de définir le pas de raccourcissement selon lequel l'érosion va être appliquée, ce qui permet notamment de définir des périodes avec et sans érosion. Pour définir l'érosion à chaque pas de raccourcissement, choisi dSe = 1 (Figure 33).

```

#Erodedim :
#Module : Erosion_line1
Hi = hauteur de la partie interne, en m (optionnel)
Li = longueur de la partie interne, en m (optionnel)
ai = pente de la longueur interne, en °
Hc = hauteur de la partie centrale, en m
Lc = longueur de la partie centrale, en m
ac = pente de la partie centrale, en °
He = hauteur de la partie externe, en m
dSe = pas de raccourcissement auquel sera appliqué l'érosion

```

Figure 33: Bloc "Erodedim", module "Erosion line1".

### 3.10 Gestion des résultats

Le fichier de résultats comporte :

- Un fichier vidéo si l'output a été demandé par l'argument « -m ».
- Un dossier regroupant les images si l'output a été demandé par l'argument « -p » (Figure 34).

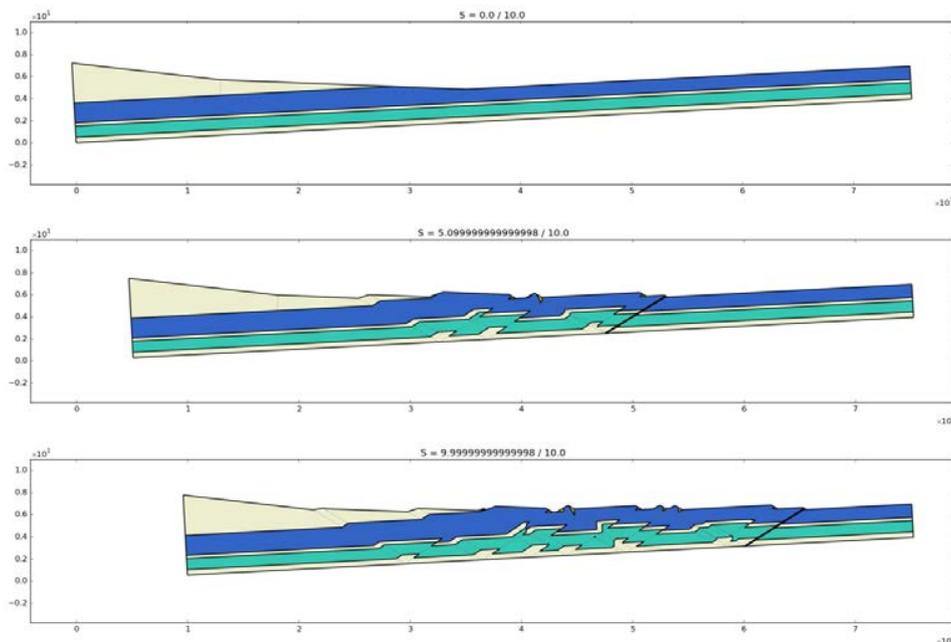


Figure 34: Exemple de résultats d'un calcul pour trois valeurs de raccourcissement différentes :  $S=0\text{km}$ ,  $S=5.09\text{km}$  et  $S=9.99\text{km}$

- Un graphique montrant l'évolution de la force tectonique en fonction du raccourcissement (Figure 35).

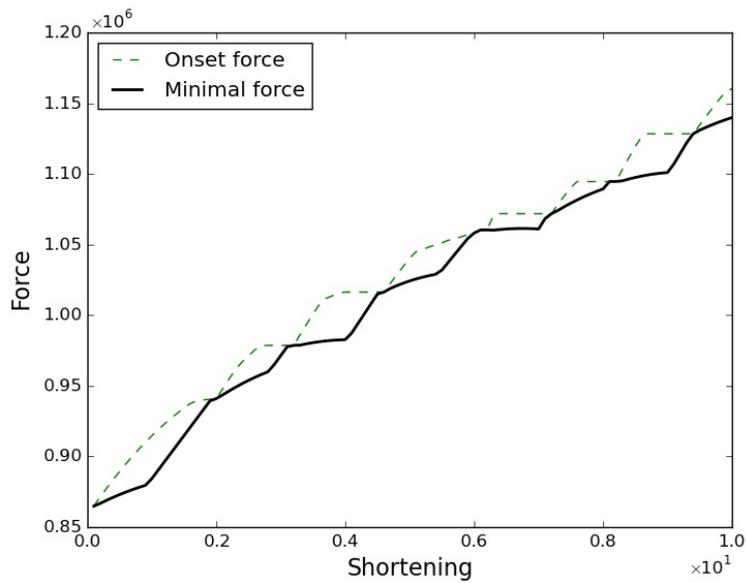


Figure 35: Exemple d'un graphique présentant l'évolution de la valeur de la force tectonique au cours du raccourcissement.

- Un graphique appelé « **G-Gram** » (Figure 36). Ce graphique présente la position de la racine de la faille active, G, au cours du raccourcissement, ainsi que les limites de la zone déformée. Il résume l'intégralité du calcul séquentiel, et permet notamment de mettre en évidence les chevauchements hors-séquence.

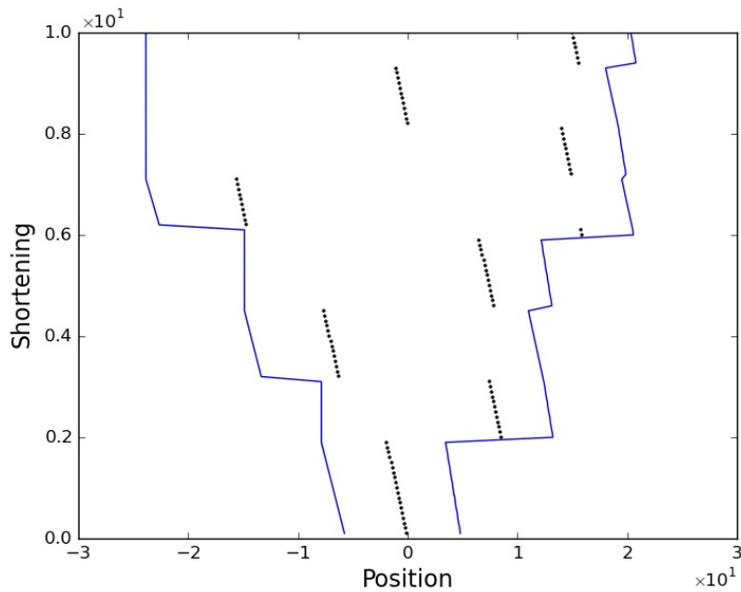


Figure 36: Exemple d'un G-gram, graphique représentant la position de la racine de la rampe active, G, (pointillés noirs) et les limites de la zone déformée, c'est-à-dire les positions extrêmes des points E et F (Figure 24) (tracé bleus) au cours du raccourcissement. La position « 0 » correspond à la position de la racine de la première rampe à se développer dans le système.

## **IV L'analyse limite appliquée à la géologie**

### **4.1 Les différentes approches**

L'utilisation de ces logiciels pour l'analyse mécanique de coupes géologiques dépend de la question géologique à laquelle on souhaite donner des éléments de réponses. Cette question permettra tout d'abord de choisir entre trois grands types d'approches :

- Comprendre comment se développe la déformation de manière générale
- Comprendre la déformation passée
- Comprendre la déformation actuelle et future

#### **4.1.1 Comprendre comment se développe la déformation de manière générale**

Cette approche consiste à simplifier le problème jusqu'à isoler seulement certains paramètres pour réaliser une étude paramétrique et comprendre leur influence sur le développement de la déformation. Cette approche présente l'avantage de répondre à des questions très générales en géologie telles que « Quel est l'influence d'une faille normale héritée sur le développement de la déformation ? », « Quelle est l'influence de la pente du niveau de décollement ? » ou encore « Quelle est l'influence des reliefs ? ».

#### **4.1.2 Comprendre la déformation passée**

Cette approche rejoint finalement celle de la construction de coupes géologiques équilibrées et restaurées. Elle vise à ajouter une contrainte supplémentaire à l'histoire cinématique proposée, celle de l'équilibrage mécanique. Elle requiert évidemment d'avoir une idée de la géométrie initiale pré-déformation et se heurte donc bien souvent au problème du manque de données notamment sur l'évolution de la topographie au cours du temps, c'est-à-dire l'histoire de l'érosion et de la sédimentation, qui joue pourtant un rôle majeur. Dans certains cas il est possible d'essayer de reconstruire mécaniquement la coupe géologique, mais cela nécessite une coupe assez simple pour être modélisée par SLAMTec, et donc composée d'un niveau de décollement unique et rectiligne. Pour des coupes plus compliquées, à défaut de pouvoir vérifier l'équilibrage mécanique de l'ensemble de la structure, il faudra tester la faisabilité mécanique de certaines étapes de l'histoire cinématique proposée au départ.

#### **4.1.3 Etudier la déformation actuelle/future**

Cette approche est la plus simple à mettre en place puisqu'elle ne nécessite que la coupe actuelle de la structure. La topographie est donc connue et seules les incertitudes de construction auront un impact. En revanche cette approche nécessite de connaître le contexte tectonique (thick ou thin-skin) dans lequel la coupe se trouve actuellement. Cela permet de bien définir les conditions aux limites, en particulier la position et la taille du mur de poussée.

## **4.2 Cas d'étude**

**4.2.1 *Cette partie a été retirée pour des raisons de confidentialité***

## 4.2.2 La Chartreuse

Le second cas d'étude est une coupe du massif de la Chartreuse le long la vallée de l'Isère, réalisée par Jean-François Ballard. Elle mesure 15km de long et ne représente que la couverture sédimentaire. Celle-ci est déformée par une succession de rampes enracinées sur un niveau de décollement situé à la base du Lias (Figure 37, a).

Cette coupe suppose l'activation d'un seul niveau de décollement, le Lias inférieur, cependant, les marnes de Narbonne, d'âge Berriasien supérieur/Valanginien représentent un niveau de décollement potentiel, et la présence, près du Pic du Néron, d'un anticlinal de très courte longueur d'onde par rapport aux autres structures, pourrait suggérer l'activation de ce niveau de décollement plus superficiel.

L'étude mécanique présentée dans cette section consiste dans un premier temps à chercher les conditions mécaniques nécessaire pour activer le second niveau de décollement. Par la suite une seconde analyse aura pour objectif d'essayer de reproduire la coupe dans son état actuel grâce au logiciel SLAMTec, en partant de l'étape initiale, et en ne considérant donc qu'un seul niveau de décollement. Enfin dans une troisième partie la coupe dans son état actuel sera étudiée mécaniquement.

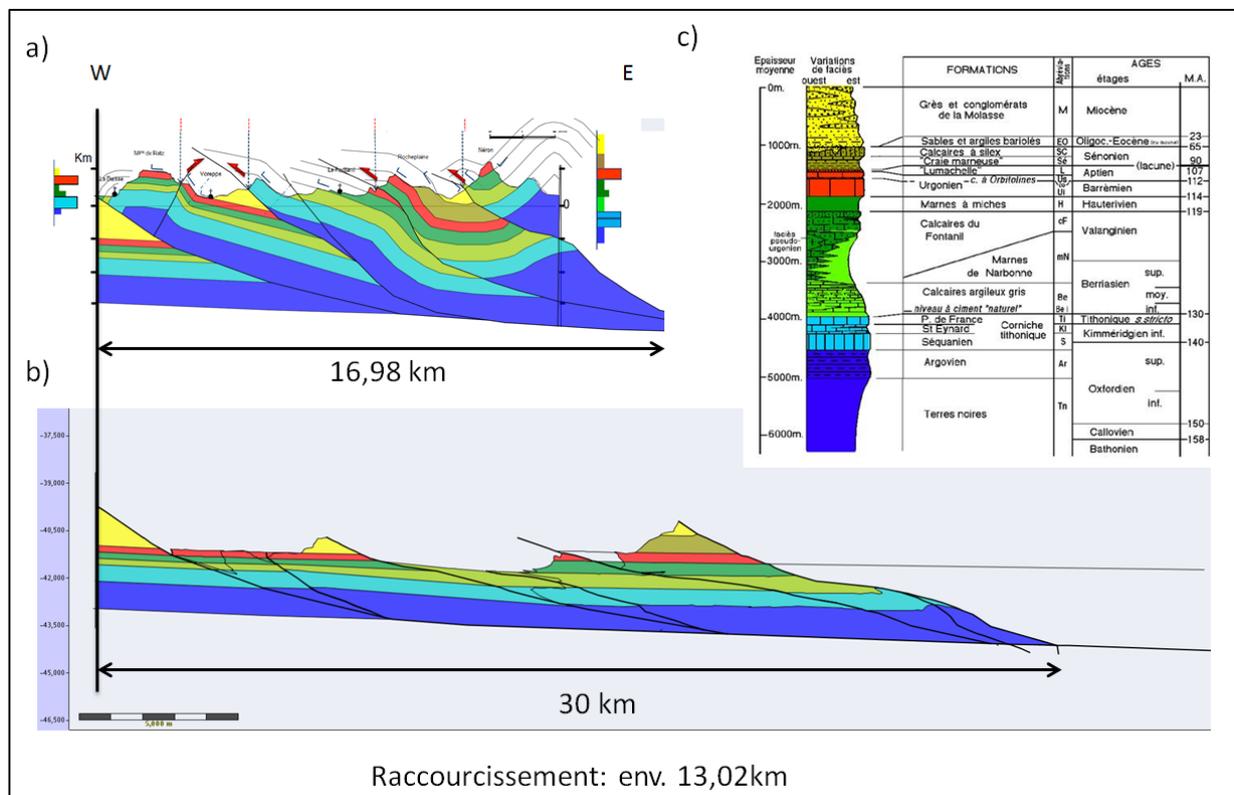
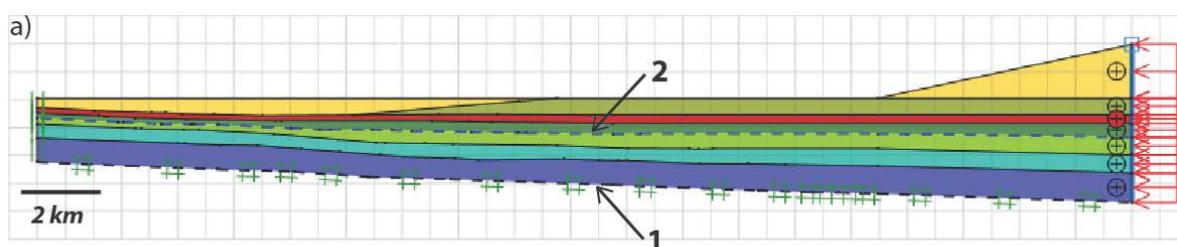


Figure 37: Présentation de la coupe de la Chartreuse. a) Etape finale. b) Coupe restaurée : étape initiale. Le raccourcissement est estimé à 13km environ. c) Log stratigraphique de la région de la Chartreuse, d'après le site "geol-alp.com".

### **Analyse n°1 : Détermination des conditions mécaniques nécessaires à l'activation des marnes de Narbonne en tant que niveau de décollement.**

Pour réaliser cette analyse, l'état restauré de la coupe, présenté dans la Figure 37, a été complété en tenant compte du fait que les sédiments Miocènes sont syn-tectoniques (Figure 38). Les paramètres considérés pour chaque niveau sont présentés dans la Figure 38b. Les deux niveaux de décollement potentiels, le Lias (1) et les marnes de Narbonne (2) sont représentés par des tiretés.

L'analyse consiste à faire varier la friction sur ces deux niveaux de décollement, en conservant tous les autres paramètres fixes et à déterminer dans quelles conditions, le niveau de décollement 2 est activé.



b)  $c = 2 \text{ MPa}$ ;  $\gamma = 22,5 \text{ kN/m}^3$

	Lias/Malm	Dogger	Berriasien	Val./Haut.	Barrémien/Aptien	Crétacé sup.	Miocène
$\Phi$ (°)	15	30	20	15	30	15	15

Figure 38: Détermination mécanique des conditions nécessaires à l'activation du second niveau de décollement a) Prototype réalisé à partir de la restauration de la coupe de la Chartreuse (Figure 37). Le niveau de décollement de la base du Lias (1), et celui des marnes de Narbonne (2) sont représentés en tiretés. B) Propriétés mécaniques conférées à chaque unité. La cohésion est de 2MPa et la densité de 22.5 kN/m<sup>3</sup> dans l'ensemble du modèle, et l'angle de friction diffère selon les unités. Les angles de friction des deux niveaux de décollement sont les variables de cette analyse.

Deux grands types de résultats ont été observés :

- Les deux niveaux de décollements sont activés au sein de la coupe (cas vert de la Figure 39, a).
- Seul le niveau de décollement 1 est actif (cas vert de la Figure 39). Ce résultat s'observe dans le cas où une rampe se forme dans la future zone de la Chartreuse (Figure 39, b) ou au-delà (Figure 39, c). Ce dernier cas n'est cependant pas réaliste puisqu'il n'existe pas de structure plus à l'ouest.

Une couleur a été attribuée à chacun de ces deux types de résultats. L'ensemble des résultats a été représenté dans un graphique en fonction de l'angle de friction sur le niveau de décollement 1,  $\Phi_1$ , et de l'angle de friction sur le niveau de décollement 2,  $\Phi_2$  (Figure 39, d). On remarque que le niveau de décollement 2 n'est actif que s'il possède un angle de friction très faible ( $\Phi_2 < 2^\circ$ ).

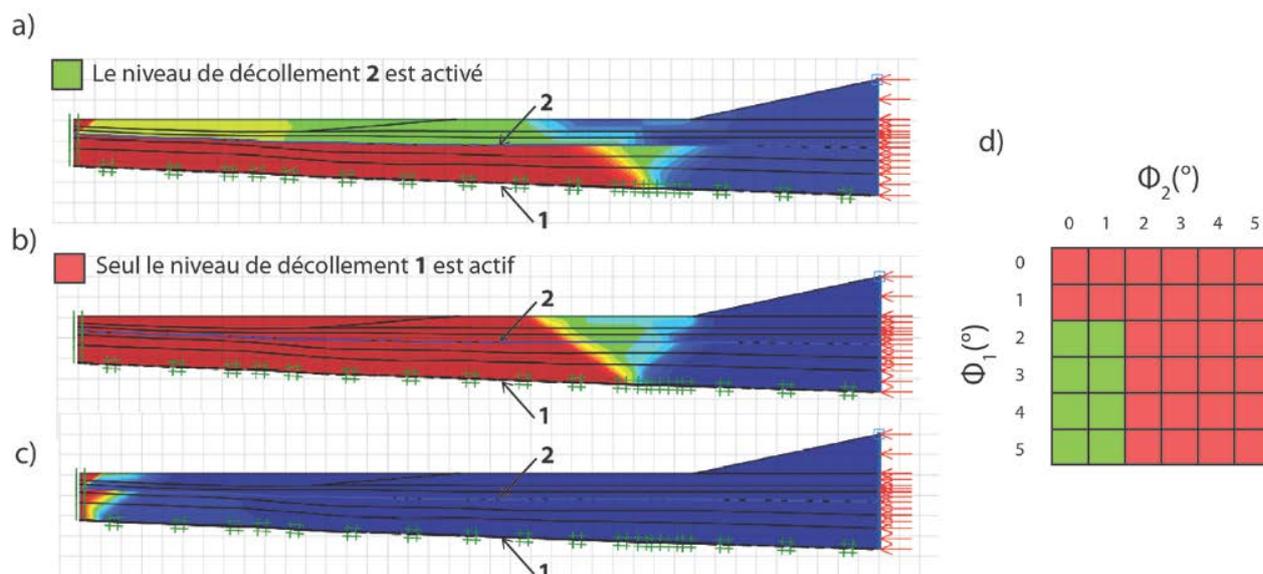


Figure 39: Résultat de l'analyse n°1 de la coupe de la Chartreuse. a) Exemple de résultat dans lequel les deux niveaux de décollements sont actifs, le niveau de décollement 1 est abandonné à la faveur de l'activation du décollement 2. b) et c) seul le niveau de décollement 1 est actif, et une structure se développe dans la zone de la future Chartreuse b), ou au-delà (c). d) Graphique représentant les résultats obtenus en fonction des paramètres considérés. Il met en évidence que le niveau de décollement 2 peut être activé que si son angle de friction est très faible ( $\Phi_2 < 2^\circ$ ).

### **Analyse n°2 : Modélisation mécanique de la mise en place des structures de la coupe de la Chartreuse.**

Cette seconde analyse a pour objectif de déterminer s'il est possible de reproduire la coupe de la Chartreuse en ne considérant qu'un seul niveau de décollement. Un prototype a été conçu via le fichier d'entrée de SLAMTec de manière à représenter la situation initiale de la coupe de la Chartreuse. Le matériau utilisé est homogène mais des marqueurs passifs ont été ajoutés de manière à représenter graphiquement les différentes couches géologiques afin de pouvoir comparer les résultats à la coupe actuelle.

Différents calculs ont été menés en considérant différentes valeurs pour les paramètres suivants :

- L'angle de friction sur le niveau de décollement,  $\Phi_D$ .
- L'angle de friction interne du matériau, l'adoucissement sur les rampes ainsi que les lois d'érosions,  $\Phi_B$ .
- L'angle de friction sur les rampes,  $\Phi_{Rf}$ .
- Le glissement nécessaire pour atteindre l'adoucissement complet ( $\Phi_{Rf}$ ) dSf (cf tutoriel SLAMTec, section 3.7)

Certains calculs ont donné des résultats qui présentent des caractéristiques similaires à celle de la coupe de la Chartreuse, c'est le cas notamment des deux exemples présentés en Figure 40. Ces caractéristiques sont les suivantes :

- Développement de 4 chevauchements, plus un chevauchement secondaire associé au chevauchement n°3, nommé « 3' ».
- Le pendage des rampes augmente vers l'Est.
- Les structures de longueurs d'ondes plus faibles que les structures 1, 2, 3 et 4 sont présentes en surface (Figure 40, encadré i)
- Le flanc arrière de la structure associée à la rampe 3 présente un dédoublement des couches lié au plissement de la rampe 2 (Figure 40, encadré ii). Dans les modélisations, cette caractéristique n'est pas liée à un plissement de la rampe n°2 par la rampe n°3 mais à une réactivation or-séquence de la rampe n°2 qui recoupe le flanc arrière de la structure associée à la rampe 3.

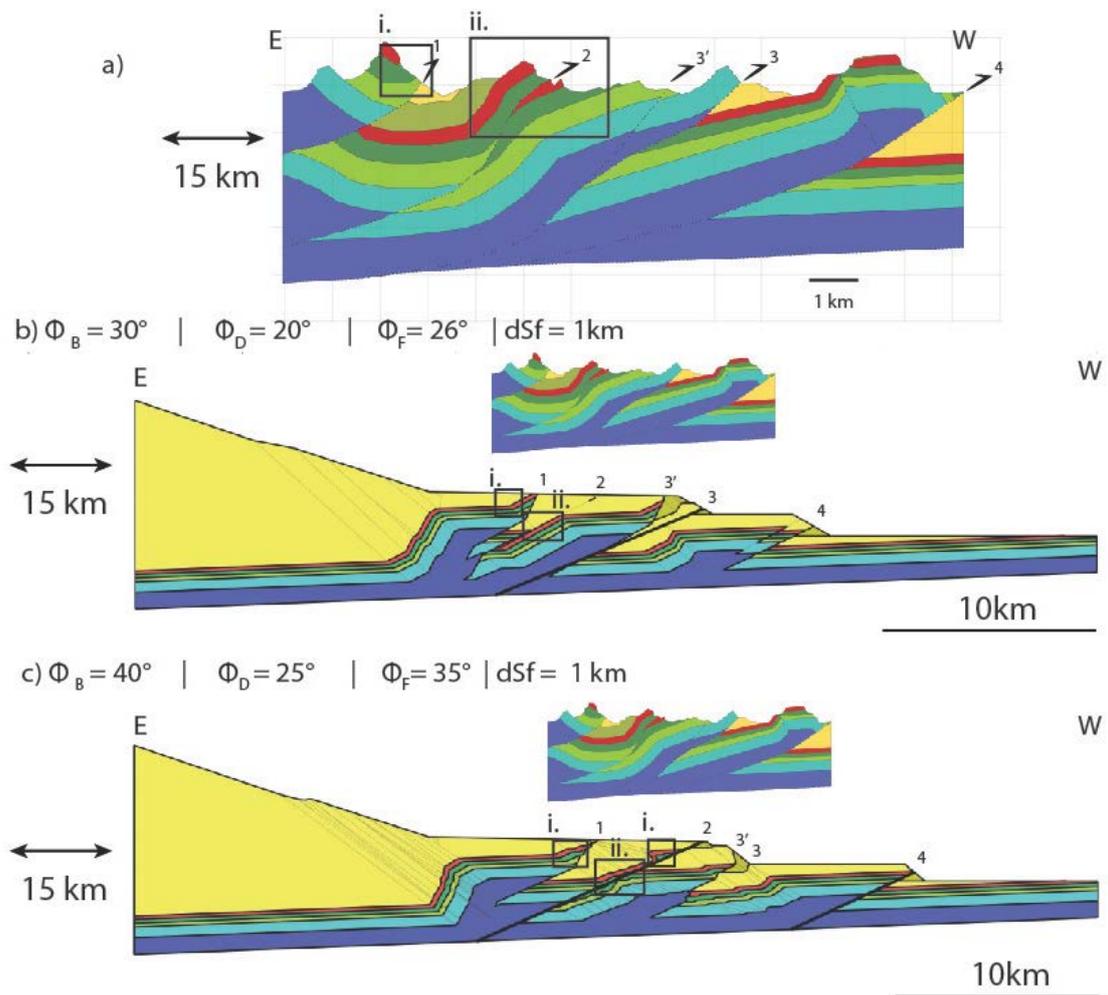


Figure 40: Exemple de modélisation mécanique de l'évolution de la coupe de la Chartreuse. a) Coupe de la Chartreuse, dessinée par Jean-François Balard. b) et c) Exemples de résultats de modélisation SLAMTec en évolution présentant des caractéristiques similaires à la coupe présentée en a) : le nombre de rampes est le même ; des structures de longueur d'onde plus faible que celle des structures majeures sont observables proche de la surface (encadré « i »), un redoublement des couches s'observe dans le flanc arrière de la structure n°2 (encadré « ii »).

### ***Analyse n°3 : mécanique de l'état actuel de la coupe de la Chartreuse***

Cette troisième analyse a pour objectif de déterminer les champs de vitesses et de contraintes associées à une force compressive qui s'exercerait sur la coupe de la Chartreuse dans son état actuel.

La coupe a été redessinée dans OptumG2 comme cela a été présenté dans le tutoriel, et trois cas ont été considérés, qui correspondent à trois ensembles de matériaux différents pour modéliser les couches géologiques (Figure 41). Dans les cas n°1 et le cas n°3 les paramètres ont été inspirés par des simulations SLAMTec présentant le même types de structures en écailles. Concrètement ces trois cas diffèrent surtout par la friction considérée sur le niveau de décollement,  $\Phi_D$  (Figure 41).

Pour chacun de ces trois cas, un calcul a été menée via l'approche « lower bound » et un autre via l'approche « upper bound » dans OptumG2. L'approche « lower bound » appelée également approche interne donne le champ de contrainte. Ces champs de contraintes montrent des concentrations de contraintes dans certaines couches, celles qui ont un angle de friction élevé notamment. On remarque également des discontinuités nettes dans ce champ de contrainte aux limites de certaines couches. En comparant les champs de contraintes obtenus pour les différents cas avec des données de contraintes mesurées dans un forage, il serait possible de choisir parmi ces différents cas celui dont les valeurs des paramètres sont les plus proches des valeurs réelles. L'approche « upper bound » appelée aussi approche externe, donne le champ de vitesse. Ce champ met en évidence le fait que la déformation réutilise les anciennes rampes et que plus  $\Phi_D$  est faible, plus la déformation se propage vers l'ouest (Figure 41). Cependant il faut encore abaisser  $\Phi_D$  jusqu'à une valeur inférieure ou égale à  $4^\circ$  pour que la rampe la plus à l'Ouest soit réactivée (Figure 42).

Si l'on combine ces résultats à ceux de l'analyse précédente on remarque qu'une friction  $\Phi_D=20^\circ$  a été nécessaire pour mettre en place les structures observables aujourd'hui, mais qu'aujourd'hui il faudrait une friction  $\Phi_D \leq 4^\circ$  pour que ces mêmes structures soient réactivées. Cela est dû au remodelage de la topographie par érosion/sédimentation et signifie que si on observait une réactivation compressive de cette structure aujourd'hui, alors il faudrait en conclure qu'un adoucissement significatif du niveau de décollement a eu lieu.

### Cas 1



### Cas 2



### Cas 3

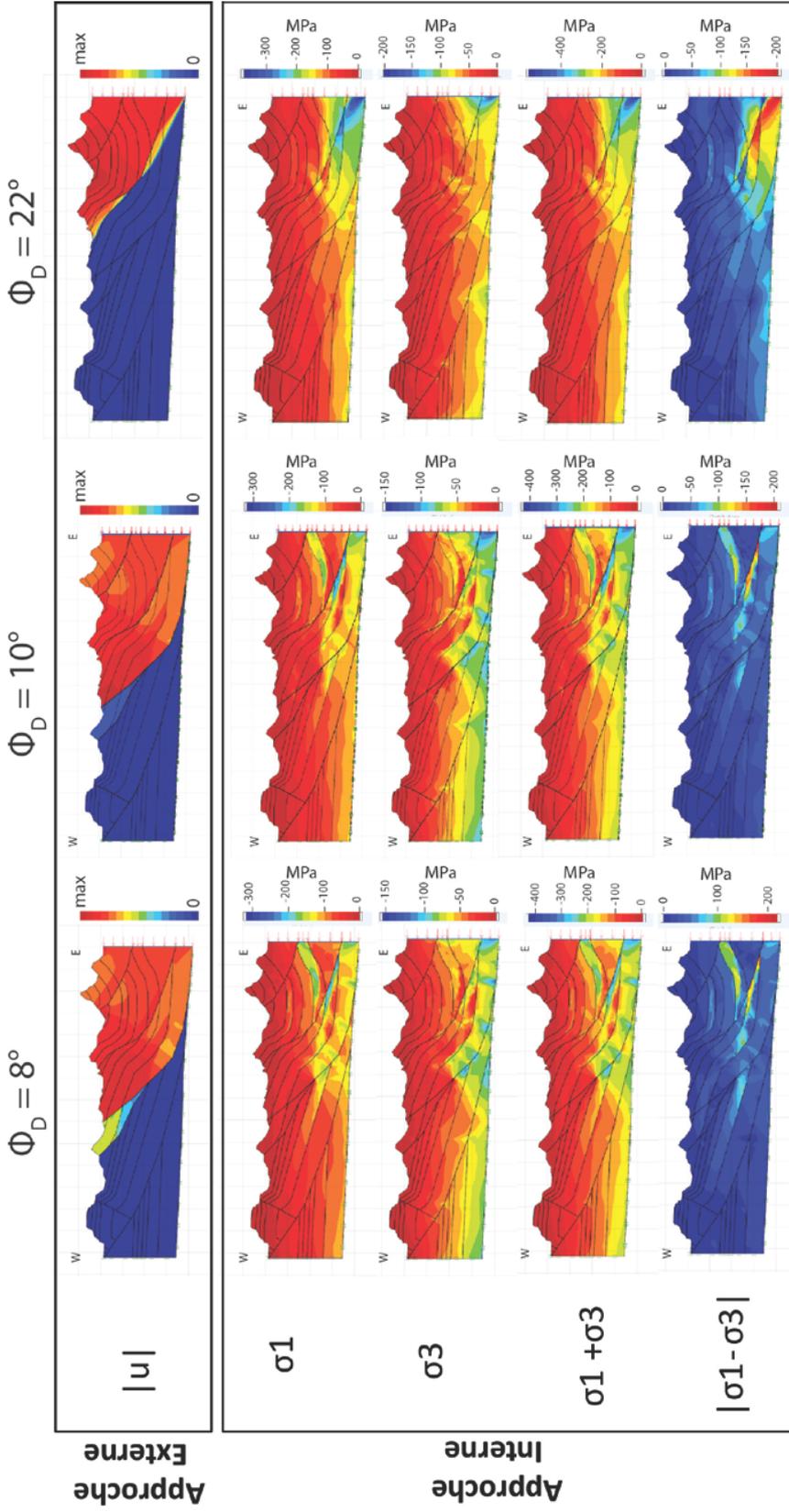


Figure 41: Résultats de l'analyse mécanique de la coupe de la Chartreuse, état actuel. L'approche externe donne le champ de vitesse, tandis que l'approche interne donne le champ de contraintes. Le champ de vitesse montre que plus  $\Phi_D$  est faible, plus la déformation peut se propager loin au sein de la coupe. Les champs de contraintes montrent en particulier des concentrations de contraintes dans certaines couches qui correspondent en général aux couches présentant les frictions les plus élevées.

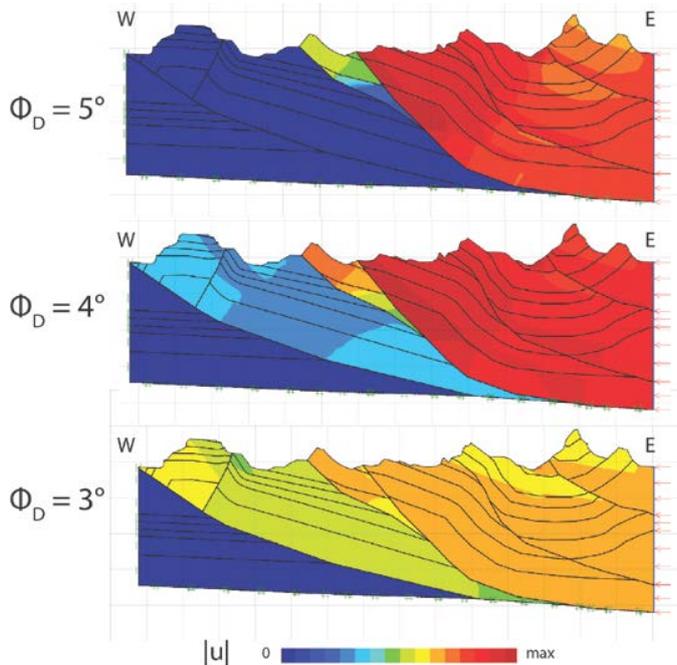


Figure 42: Résultat de l'analyse de la coupe de la Chartreuse à l'état actuel. Mise en évidence de l'influence de  $\Phi_D$  sur la propagation de la déformation. La rampe la plus à l'ouest est réactivée pour  $\Phi_D \leq 4^\circ$ .

### Conclusion sur l'étude mécanique de la coupe de la Chartreuse

A travers cette étude nous avons apporté des éléments de réponses à la question de l'activation potentielle des marnes de Narbonne en tant que niveau de décollement. Nous avons en effet montré que, d'après le modèle considéré, un angle de friction très faible ( $< 2^\circ$ ) est nécessaire pour que ce niveau soit activé. Par ailleurs nous avons également montré qu'en ne considérant qu'un seul niveau de décollement, il est mécaniquement possible de développer des structures présentant les mêmes caractéristiques que la coupe de la Chartreuse, notamment des structures de longueur d'ondes différentes. Or il s'agissait d'un des arguments en faveur de l'activation d'un second niveau de décollement.

Par ailleurs nous avons montré que la topographie joue un rôle primordial sur la localisation de la déformation.

## Conclusion

Les deux cas d'étude présentés dans ce rapport ont permis d'illustrer les différentes approches mécaniques pour l'étude de coupes géologiques présentées en section 4.1 que l'on peut envisager avec les logiciels OptumG2 et SLAMTec. Nous avons donc étudié la déformation passée à la fois pour la coupe du Zagros et celle de la Chartreuse, la déformation future dans le cas de la coupe de la Chartreuse, et le développement de la déformation de manière générale telle que l'activation d'un second niveau de décollement dans le cas de la Chartreuse, ou encore l'effet de l'enracinement ou non de failles sur le niveau de décollement sur l'expression de la déformation dans le cas du Zagros.

Chaque coupe géologique soulève ses propres questions mécaniques, et devra être étudiée selon une stratégie qui lui sera propre, cependant ces deux cas d'études permettent déjà de donner un certain nombre d'idées sur ce qu'il est possible de faire grâce aux logiciels SLAMTec et OptumG2.

## Bibliographie

- Caër T., Maillot B., Souloumiac P., Leturmy P., Frizon de Lamotte D., & Nussbaum C. (2015). Mechanical validation of balanced cross-sections: The case of the Mont Terri anticline at the Jura front (NW Switzerland). *Journal of Structural Geology*, 32-48.
- Cubas N., Leroy Y., & Maillot B. (2008). Prediction of thrusting sequences in accretionary wedges. *J.Geophys. Res.*, 113, 1-21.
- Damilke L., & Krabbenhoft K. (2003). A general non-linear optimization algorithm for lower bound limit analysis. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 56(2), 165-184.
- Krabbenhoft K., Lyamin A., Hjjaj M., & Sloan S.W. (2005). A new discontinuous upper bound limit analysis formulation. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 63(7), 1069-1088.
- Lyamin, A., Sloan S.W., Krabbenhoft, M., & Hijaj, M. (2005). Lower bound limit analysis with adaptive remeshing. *International journal for numerical methods in engineering*, 63(14), 1961-1974.
- Maillot B., & Leroy Y. (2006). Kink-fold onset and development based on the maximum strength theorem. *54(10)*, 2030-2059.
- Mary B. (2012). *Au delà du prisme critique de Coulomb par l'analyse limite séquentielle et contributions expérimentales*. Université de Cergy-Pontoise, France. Doctoral thesis.
- Mary B., Maillot B., & Leroy Y. (2013a). Deterministic chaos in frictional wedges revealed by convergence analysis. *Int. J. Numer. Anal. Method Geomech.*(37(17)).
- Mary, B., Maillot, B., & Leroy, Y. (2013b). Predicting orogenic wedge styles as a function of analogue erosion law and material softening. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14.

Salençon J. (2002). *De l'élasto-plasticité au calcul à la rupture*. Editions Ecole Polytechnique.

Souloumiac P., Leroy Y., Krabbenhoft K., & Maillot B. (2009). Predicting stress in fault-bend fold by optimization. *J. Geophys. Res.*

Souloumiac P., Krabbenhoft K., Leroy Y., & Maillot B. (2010). Failure in accretionary wedges with the maximum strength theorem: numerical algorithm and 2D validation. *Computational Geosciences*.

Yang W.H. (1993). Large deformation of structures by sequential limit analysis. *Int. J. Solids Struct.*, 30 (7), 1001-1013.



## ANNEXE B

### Modélisation analogique : cas d'une marche montante.

Cette annexe présente les premiers résultats de modélisation analogique en boîte à sable du cas d'une déformation compressive utilisant un niveau de décollement interrompu par une faille normale héritée à pendage vers l'intérieur de la chaîne. Dans une telle situation, le décalage du niveau de décollement par la faille normale représente une marche montante. Le prototype est présenté en figure B.1, a. Seul le sens de la marche diffère du prototype de l'expérience E361 présentée au chapitre 3. L'ensemble sédimentaire est donc représenté par le même sable que celui de l'expérience E361, c'est à dire du sable CV32 de friction  $43^\circ$  (Maillot *et al.*, 2007) et il repose sur un niveau de décollement composé de papier plastifié Alkor foil® de friction  $\phi = 19.5 \pm 1.5^\circ$ . Le sable a été déposé dans la boîte grâce à une technique de sédimentation. Trois marqueurs noirs également composés de sable CV32, ont été déposés à différentes profondeurs dans le but de mieux visualiser la déformation, en coupe, au cours de l'expérience. La topographie du prototype est composée d'un plateau et d'un prisme sédimentaire dont la pente topographique est de  $15^\circ$ . Une force compressive est alors appliquée le long d'un mur de poussée localisé contre le prisme. Des photos à différentes étapes du raccourcissement sont présentées en figure B.1, c, d, e, f, g, h. Chaque photo est prise au moment où le dernier incrément de raccourcissement est accommodé par une structure, avant qu'une autre se développe : par exemple, la photo c présente le dernier incrément de raccourcissement accommodé sur la structure 1. Le graphique de la figure B.1 i, présente l'initiation de chaque structure au cours du raccourcissement. La vitesse de raccourcissement le long du mur arrière de la boîte étant constante, la valeur de raccourcissement accommodée entre l'initiation de deux structures témoigne directement de la vitesse de propagation vers l'avant-pays, du front de déformation. Le résultat montre qu'à partir du moment où la déformation s'est propagée sur la partie haute de la marche ( $d_{\text{upper}}$ ), le front de déformation se propage plus rapidement (un raccourcissement de 1,5 cm en moyenne est accommodé entre le développement de chaque structure sur ( $d_{\text{upper}}$ ), contre 2 cm en moyenne sur ( $d_{\text{lower}}$ )).

Par ailleurs le résultat de cette expérience montre qu'une marche montante génère un style structural différent de celui généré par une marche descendante. Une marche descendante est caractérisée par une zone très déformée, ayant accommodé beaucoup de raccourcissement, localisée juste à l'amont d'une zone non déformée, complètement horizontale (Chapitre 3, figure 3.10), dans le cas d'une marche montante nous constatons l'absence de cette zone non déformée.



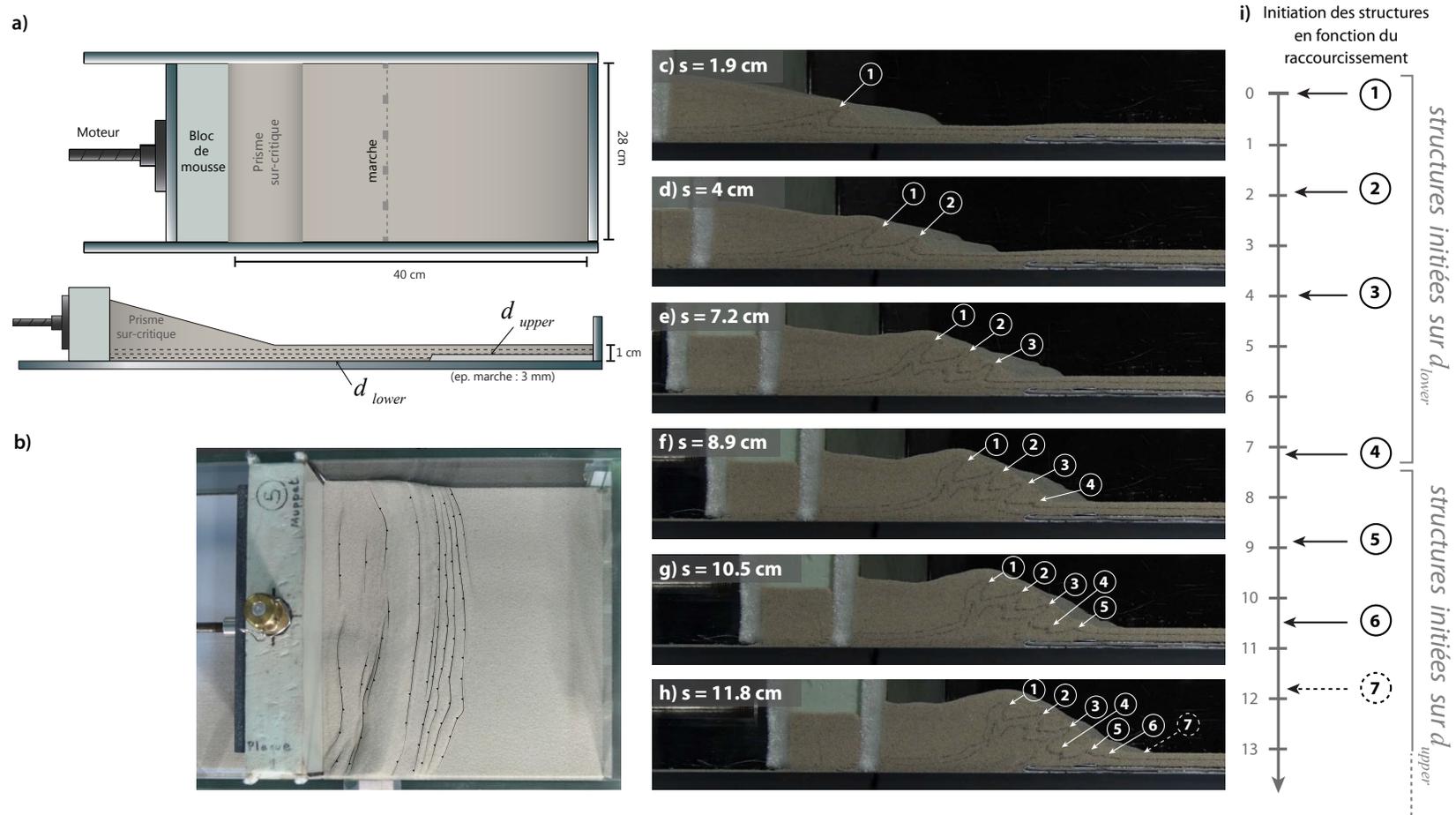


FIGURE B.1 – Résultats de l'expérience E367. Prototype vue de surface et vue en coupe (a) Résultats en surface après 12 cm de raccourcissement (b). Résultats en coupe après 1,9 cm (c), 4 cm (d), 7,2 cm (e), 8.9 cm (f), 10.44 cm (g) et 11,8 cm (h) de raccourcissement. Initiation des structures en fonction du raccourcissement (i).





## Abstract

Fold-and-thrust-belts form in a compressive geological context and represent the external part of orogens. They are composed of numerous folds and thrusts generally rooted in a shallow décollement level located in the basal part of the sedimentary cover. These belts have been studied extensively during the XX century. They have been modeled kinematically, analogically and mechanically. The mechanical aspect of deformation must be taken into account in structural geology, but yet, mechanical models remain underused by the structural geologist. The objective of this thesis is to show how to bring mechanical constraints to the study of geological structures with a mechanical theory easily usable in structural geology, the Limit Analysis. This theory represents a good compromise between the kinematic models and the finite element mechanical models, very complete but relatively complicated to use. We study here examples from the Jura fold-and-thrust belt and use the softwares Optum G2 and SLAMTec. We proceed with two different approaches. The first one is presented in the first part of this manuscript and consists in studying the past deformation. We focus on Saint-Ursanne area, in the North-East Switzerland Jura. We construct first a 2D geological cross section of the Mont Terri structure and then we extend this work in 3D by a series of cross sections that scan the whole Saint Ursanne area. These cross-sections are drawn using kinematical rules, mechanical modeling with Limit Analysis and analog sandbox modeling. We show the importance of the tectonic inheritance on the onset of structures in the studied region and we mechanically model the influence of a décollement offset due to an inherited normal fault during a subsequent compressive episode. We show that this offset represents a “fault generator” and a catching point that slows the propagation of the deformation front and furthermore controls the orientation of the structure that develops. We also show that the topography plays a major role in the establishment of geological structures. In the second part of the manuscript we follow a second approach that consists in studying the current deformation. We change of scale and study the current tectonics of the entire Jura. Our models predict that this belt, formed in thin-skin tectonics, is currently partially affected by thick-skin tectonics. The western Jura would be still affected by a thin-skin tectonics, but the basement should be involved in the deformation in the north-east Jura. However, we show that a thick-skin tectonics does not preclude the simultaneous activation of the shallower décollements contained by the sedimentary cover (Triassic evaporites, in the Jura). Practical interest of these methods is illustrated by industrial questions : the last chapter presents a study of geological cross-sections from a studied area of Nagra in the eastern Jura. We look at the current mechanical answer under compression of the proposed structural interpretations. The numerical tools used in this work have been the subject of a tutorial made during a mission at Total company.