



HAL
open science

Modélisation cinématique discrète de la déformation 3D des bassins sédimentaires

Tristan Cornu

► **To cite this version:**

Tristan Cornu. Modélisation cinématique discrète de la déformation 3D des bassins sédimentaires. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2001. Français. NNT : . tel-00745624

HAL Id: tel-00745624

<https://theses.hal.science/tel-00745624>

Submitted on 26 Oct 2012

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.

**INSTITUT FRANÇAIS
DU PÉTROLE**
Division Géologie-Géochimie

UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER
Laboratoire de Géophysique Interne
et Tectonophysique

THÈSE

présentée
à l'INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE
pour l'obtention
du DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER
Mention GÉOPHYSIQUE
par

Tristan CORNU

Sujet de la thèse :

MODÉLISATION CINÉMATIQUE DISCRÈTE DE LA DÉFORMATION 3D DES BASSINS SÉDIMENTAIRES

Soutenue publiquement le 25 janvier 2001 devant le jury composé de :

<i>Président :</i>	Yves GAUDEMER	Professeur à l'Institut de Physique du Globe (Paris)
<i>Rapporteurs :</i>	Sierd CLOETINGH Éric MERCIER	Professeur à Vrije Universiteit (Amsterdam) Professeur à l'université de Nantes
<i>Examineurs :</i>	Bernard COLLETTA Jean-Pierre GRATIER Frédéric SCHNEIDER	Ingénieur de recherche à l'Institut Français du Pétrole Professeur à l'université Joseph Fourier (Grenoble) Ingénieur de recherche à l'Institut Français du Pétrole

Résumé

L'ouvrage traite de la déformation 3D des bassins sédimentaires. L'objectif est l'étude de la déformation tectonique, puis son intégration dans la modélisation de bassin pour des calculs de migration d'hydrocarbures. Pour répondre à la complexité des phénomènes, le modèle s'appuie sur des principes cinématiques et l'utilisation d'une méthode discrète, ainsi que sur le développement d'un outil informatique qui autorise une grande diversité dans les mécanismes de déformation pris en compte. La déformation volumique 3D est obtenue à partir de l'étude du comportement de la surface neutre de chaque couche déformée du bassin. L'idée est de déformer la surface neutre de chaque couche, puis de s'appuyer sur ce résultat pour reconstituer la déformation volumique du bassin. L'algorithme intègre trois caractéristiques. La première porte sur l'opérateur mathématique utilisé pour modéliser le plissement par flexion qui est une combinaison de translation des points de la surface neutre et de rotation des segments verticaux rattachés à ces points. Ceci assure la réversibilité de la modélisation. La seconde porte sur l'utilisation d'une approche discrète autorisant une meilleure description de la déformation et permettant de contrôler localement son évolution. La connaissance des variations locales de volume peut devenir un puissant outil d'analyse en géologie structurale et le parfait complément d'une étude de terrain. La troisième concerne la modularité du code développé: le modèle intègre trois mécanismes de déformation, mais l'architecture du code autorise l'insertion future d'autres mécanismes ou une plus forte interaction entre ceux-ci. Le modèle a été validé tout d'abord sur des cas 2D, puis 3D naturels. Ils offrent des résultats satisfaisants d'un point de vue qualitatif. Ils mettent en lumière l'aptitude du modèle à proposer un chemin de déformation géologiquement acceptable, ainsi que sa capacité à contrôler les variations volumiques du bassin au cours de la déformation.

Abstract

The present work deals with three-dimensional deformation of sedimentary basins. The main goal of the work was to propose new ways to study tectonic deformation and to insert it into basin-modeling environment for hydrocarbon migration applications. To handle the complexity of the deformation, the model uses kinematic laws, a discrete approach, and the construction of a code that allows the greatest diversity in the deformation mechanisms we can take into account. The 3D-volumic deformation is obtained through the calculation of the behavior of the neutral surface of each basin layer. The main idea is to deform the neutral surface of each layer with the help of geometrical laws and to use the result to rebuild the volumic deformation of the basin. The constitutive algorithm includes three characteristic features. The first one deals with the mathematical operator we use to describe the flexural-slip mechanism which is a combination of the translation of the neutral surface nodes and the rotation of the vertical edges attached to these nodes. This performs the reversibility that was required for the basin modeling. The second one is about the use of a discrete approach, which gives a better description of the global deformation and offers to locally control volume evolutions. The knowledge of volume variations can become a powerful tool in structural geology analysis and the perfect complement for a field study. The last one concerns the modularity of the developed code. Indeed, the proposed model uses three main mechanisms of deformation. But the architecture of the code allows the insertion of new mechanisms or a better interaction between them. The model has been validated first with 2D cases, then with 3D natural cases. They give good results from a qualitative point of view. They also show the capacity of the model to provide a deformation path that is geologically acceptable, and its ability to control the volume variations of the basin through the deformation.

Remerciements

Merci tout d'abord à Dominique Guérillot pour m'avoir accordé sa confiance et accueilli durant ces trois années dans la division géologie-géochimie.

Merci à Frédéric Schneider et Jean-Pierre Gratier pour la qualité de leur encadrement. Je tiens à vous exprimer mon admiration pour vos compétences scientifiques, pour votre vision et l'acuité de vos analyses, si différentes mais si complémentaires. Je tiens aussi à vous témoigner ma gratitude pour la disponibilité et la réactivité dont vous avez toujours fait preuve. Par ailleurs, je tiens à vous dire que sans vos efforts conjoints, cette thèse n'aurait pas été ce qu'elle est. Enfin, merci pour les moments privilégiés que j'ai vécus avec vous hors d'un cadre purement professionnel.

Merci au professeur Yves Gaudemer d'avoir accepté de présider le jury de soutenance.

Merci aux professeurs Eric Mercier et Sierd Cloetingh d'avoir assuré la lourde tâche d'être les correcteurs de cette thèse.

Merci à Bernard Colletta d'avoir contribué à la qualité de ce jury. Je tiens aussi à te remercier pour ton écoute et les conseils donnés durant ces trois ans de thèse.

A tous les membres du jury précités, je tiens à exprimer ma gratitude pour les conseils et les encouragements qu'ils m'ont prodigués.

Merci à Johannes Wendebourg et François Roure pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée pour la relecture des articles.

Merci à Isabelle Moretti et William Sassi pour m'avoir accueilli et introduit l'univers de la modélisation cinématique.

Merci à Geneviève Bessereau pour la qualité de sa correction du manuscrit.

Merci à Hervé Devoitine et Renaud Diviès pour leur aide dans l'apprentissage du C++.

Remerciements

Merci à Marcel Gorin et Fabien Lallinec pour leurs efforts constants à me fournir le meilleur support informatique possible.

Merci à Jean-Michel, Jean-Marc, Jean-Luc, Khomsi, Didier, Olivier, Sylvie, Nadia, Elizabeth, Chakib, Yollande, Jean-luc, Jean-claude, Brigitte, Mériem, Roland, Guy et Josette pour les discussions, et les moments passés en votre compagnie.

Voici maintenant l'heure des compagnons d'infortune dans cette difficile expérience que celle d'être "thésard"...

Merci à Dalila pour sa douceur et pour avoir su supporter ma présence dans les bons et les mauvais moments en J11. Merci à Laurent, Alexandre et Bilal, numériciens perdus dans la géologie. Merci aussi à Romain, Nathalie, Nicolas, Enrique, Jobel. Pour vous tous, il n'y aura pas de dédicace personnalisée : c'est la fin de la rédaction, et vraiment il faut bien finir un jour !

*A Daphné
Diane
Madialine
Marjolaine
Violaine*

Table des matières

Remerciements	i
1	
Introduction	
1.1 Contexte général	1
1.2 Plan	2
2	
Description du problème	
2.1 Le charriage des nappes	5
2.2 Mécanique	11
2.3 Conclusion	17
3	
La modélisation cinématique	
3.1 Introduction	19
3.2 Modèles cinématiques 2D en coupe	21
3.3 Modèles cinématiques pseudo-3D: surfaces ou coupes	30
3.4 Conclusion	36
4	
Modèle cinématique: principes de base	
4.1 Conception objet, géométrie et maillage	40
4.2 Préliminaires	43
4.3 Modèle 2D	47
4.4 Validation du modèle 2D	55
4.5 Conclusion	59
5	
Modèle cinématique 3D	
5.1 Hypothèses, déplacement, reconstruction	63
5.2 Validation 3D	69

5.3 Conclusion	77
6	
Modélisation cinématique 3D : deux approches naturelles	
6.1 Séquence géologique complexe	79
6.2 Déformation gravitaire incluant une extension et une compression	82
6.3 Conclusion	89
7	
conclusion	
7.1 Bilan	93
7.2 Perspectives	94
A	
Article soumis à London Geological Society Special Publication	
B	
Article soumis à Journal of Structural Geology	
Bibliographie	117

Introduction

Sommaire

1.1 Contexte général	1
1.2 Plan	2

1.1 Contexte général

La modélisation de bassin est désormais utilisée par les compagnies pétrolières pour conduire les campagnes d'exploration. Elle s'est développée à partir de la fin des années 80 et du début des années 90 avec des modèles 2D [Ungerer, Burrus, Doligez, Chenet et Bessis, 1990], et continue aujourd'hui avec des modèles 3D [Rudkiewicz, Pentead, Vear, Vandenbroucke, Brigaud, Wendebourg et Düppenbecker, in press; Schneider et Wolf, in press; Schneider, Wolf, Pot et Faille, in Press]. Son objectif est d'améliorer la localisation des hydrocarbures dans le bassin, et la connaissance de réservoirs potentiels, afin d'augmenter les chances de réussite des campagnes d'exploration pétrolière. Pour cela, elle intègre dans son approche plusieurs disciplines ayant trait à l'étude des bassins, comme la géologie structurale, la sédimentologie, la géophysique, ou encore la géochimie, et s'efforce de les coupler avec des méthodes numériques et des outils informatiques.

Le développement des modèles de bassin s'explique d'autant mieux lorsqu'on considère la part importante des bassins sédimentaires à la surface, et leur grande variété. La variété des bassins sédimentaires est le résultat d'une forte interaction entre divers processus de déformation à des échelles différentes et les propriétés mécaniques intrinsèques aux roches qui composent les bassins. Cette variété est à l'origine de la conception de modèles adaptés plus spécifiquement aux contextes tectoniques en extension [ter Voorde, 1996], ou aux contextes tectoniques en compression [Zoetemeijer, 1993].

La déformation tectonique des bassins est une des composantes primordiales de la modélisation de bassin de par l'influence que la géométrie du domaine étudié peut avoir sur les autres phénomènes pris en compte par le modèle :

- sur la genèse des hydrocarbure par craquage après l'enfouissement des sédiments. L'augmentation des paramètres thermodynamiques de pression et

de température associée à l'enfouissement influe sur les réactions chimiques de transformation de la matière. L'enfouissement des sédiments dépend fortement de la géométrie du domaine de dépôt.

- La migration et l'expulsion des hydrocarbures sont essentiellement dues aux gradients de pression et de température, auxquels s'ajoutent les propriétés intrinsèques aux sédiments (porosité, perméabilité) et aux fluides (viscosité, densité). L'enfouissement et la géométrie du domaine, associés au système de failles, influent à leur tour sur la géométrie des chemins d'expulsion.
- L'accumulation des hydrocarbures dans les réservoirs et la position des pièges structuraux dépendent eux aussi fortement de l'évolution de la géométrie du bassin lorsqu'elle est soumise aux déformations tectoniques.

La connaissance de l'évolution de la géométrie du bassin est nécessaire à la modélisation de bassin ; elle est l'étape préliminaire indispensable à toute étude sur la maturation et la migration des hydrocarbures.

L'objectif de la thèse est de proposer un modèle capable de décrire l'évolution géométrique 3D d'un bassin sédimentaire au cours de sa déformation. Le cadre de sa conception s'effectuant dans un contexte d'application pétrolière, le modèle s'insère dans une dynamique de modélisation de bassin 3D. Le modèle essaie de proposer ce qui pourrait être à terme le module de déformation tectonique d'un modèle comme CERES [Schneider, Faille, Flauraud et Willen, 2000] qui s'efforce de coupler la migration avec l'évolution géométrique du bassin. Le modèle doit donc respecter un certain nombre de contraintes propres à la modélisation. Trop souvent, les modèles associés à l'étude de la déformation des bassins ne peuvent être directement compatibles avec les outils de modélisation de la migration des hydrocarbures ou des phénomènes comme la compaction ou les processus de sédimentation-érosion. Le modèle exposé tout au long de la thèse s'efforce de déformer au mieux un bassin sédimentaire tout en fournissant un cadre approprié pour de futures applications comme la migration des hydrocarbures ou la compaction des sédiments. Le modèle doit par ailleurs proposer une méthode de déformation réversible dans la mesure où la modélisation de bassin nécessite une étape de modélisation inverse, puis une étape de modélisation directe. Pour cela une approche discrète est indispensable en vue de calculs futurs, et le maillage fourni doit rester conforme avec des éléments qui restent réguliers après la déformation.

1.2 Plan

Le corps de la thèse s'articule autour de cinq chapitres qui mettent en évidence les différents aspects du travail effectué pour arriver au modèle cinématique 3D.

Ils s'efforcent de mettre en relief le cheminement de la pensée en fonction des hypothèses, des contraintes et des objectifs auxquels la création du modèle a pu être confrontée.

Dans le premier chapitre, nous abordons les mécanismes fondamentaux qui sont responsables de la déformation tectonique des nappes et des chevauchements dans leur globalité. Quelles sont les hypothèses qui supportent les différents mécanismes, quel type de modélisation est choisi pour les étudier ? Quelles sont les différentes échelles où se produit la déformation, et quelle influence cela a-t-il sur l'ensemble du domaine étudié ? Enfin, est-il possible de fournir une réponse mécanique totale qui soit adaptée aux problèmes soulevés par la modélisation de bassin, et quelles en sont ses limites ?

Le second chapitre porte lui sur la modélisation cinématique. Sans fournir un historique complet, nous essayons de dresser une liste des différentes approches et des modèles les plus significatifs qu'il est possible d'utiliser pour déformer un bassin, les modèles cinématiques se regroupant en deux grandes familles : la restauration d'un état initial déformé vers un état final non déformé, et la construction d'un état final déformé à partir d'un état initial déformé ou non. Cette étude bibliographique complète le premier chapitre et permet de faire le point sur les limites actuelles des modélisations existantes, les deux principales étant l'incapacité à traiter une déformation tridimensionnelle, et l'autre la non réversibilité des modèles, pourtant indispensable pour la modélisation de bassin.

Les troisième et quatrième chapitres traitent spécifiquement du modèle proposé dans la thèse. Dans le chapitre 3, nous nous efforçons de décrire les contraintes et hypothèses principales du modèle. Puis dans un deuxième temps, nous expliquons le modèle sous sa forme bidimensionnelle, avec une description de sa formulation mathématique et sa validation sur des tests 2D et 2,5D. Dans le chapitre 4, c'est le modèle 3D qui est enfin présenté : ses hypothèses et leurs traductions géométriques, ainsi que les apports nécessaires qui ont dû être faits par rapport au modèle 2D. La validation du modèle sur des cas 3D est ensuite décrite, ainsi que les apports significatifs du modèle par rapport à l'existant, comme son aptitude à gérer plusieurs modes de déformation simultanément.

Le cinquième chapitre s'emploie à tester les limites du modèle et sa capacité à traiter des cas géologiques réels. S'il n'a pas été possible de traiter des cas de terrain détaillé, les deux cas-tests présentés mettent néanmoins en lumière le bon comportement du modèle lorsqu'il s'applique à des études complexes tant par leur séquence lithologique que par le jeu des failles auquel le bassin est soumis. Ce chapitre porte aussi une attention particulière au rôle que le modèle peut jouer en

tant qu'indicateur qualitatif sur les déformations latérales que l'on peut espérer rencontrer sur le terrain, et sur les déformation internes subies par le bassin.

Enfin, nous proposons une conclusion à notre travail. Cette conclusion est l'occasion de mettre en avant les avancées de l'approche qui a été choisie et les horizons qu'elle ouvre à la modélisation de bassin. Par rapport à l'utilisation du modèle dans le cadre de la modélisation des bassins sédimentaires, nous évoquons aussi les limites actuelles du modèle 3D, et les travaux qui nous semblent nécessaires pour l'améliorer.

Description du problème

Les plis et les chevauchements sont des structures géologiques fréquemment étudiées car bien répandues dans la nature, en tout cas aisément observables à « l'oeil nu » [Ramsay et Huber, 1987]. S'il est aisé d'observer les structures géologiques plissées dans la croûte terrestre, il est en revanche beaucoup plus délicat de proposer des hypothèses sur leur formation et sur leur dynamique interne. L'étude se heurte aussi aux problèmes d'échelle : le processus responsable de la formation des nappes et chevauchements n'est pas nécessairement le même suivant que l'on étudie des structures chevauchantes sur plusieurs dizaines de kilomètres ou que l'on s'intéresse aux microplis.

Sommaire

2.1 Le charriage des nappes	5
2.1.1 Les modèles physiques	6
2.1.2 La déformation	9
2.2 Mécanique	11
2.2.1 Les grandes transformations	11
2.2.2 Le problème de la résolution	16
2.3 Conclusion	17

2.1 Le charriage des nappes

La terminologie des nappes et des charriages est apparue vers la fin du *XIX^e* siècle avec l'étude de la naissance des chaînes de montagnes et des processus tectoniques (pour un historique complet, il est utile de consulter l'ouvrage de O. Merle [Merle, 1984, 1994]). Le charriage des nappes traite du déplacement d'une unité allochtone sur une unité autochtone : on parlera plus volontiers de « nappes » pour des déplacements de plusieurs kilomètres (l'allochtone n'a plus de liens directs avec l'autochtone), et de « chevauchements » pour les déplacements plus modestes, de la centaine de mètres à quelques kilomètres. C'est ce dernier aspect qui sera surtout abordé dans cette thèse.

2.1.1 Les modèles physiques

Le problème central qui a préoccupé un nombre certain de géologues et de mécaniciens, est l'identification des forces responsables de la formation des chevauchements. Les premiers modèles physiques, qui ont essayé d'éclaircir le sujet, ont été confrontés à une impossibilité théorique. En effet, les relations obtenues entre les épaisseurs des nappes et des chevauchements et la distance qu'elles pouvaient parcourir, sous l'effet d'une force horizontale exercée à l'arrière, étaient en contradiction totale avec les observations géologiques: d'après les calculs, une nappe d'une épaisseur d'un km ne pourrait dépasser 8 km de long pour pouvoir être déplacée sous l'effet d'une force exercée à l'arrière [Hubbert et Rubbey, 1959; Smolukowsky, 1909]. De la même façon, l'angle à partir duquel un glissement gravitaire pouvait se développer était de 30° , ce qui était là encore très différent des observations de terrain [Hubbert et Rubbey, 1959; Smolukowsky, 1909] (cf. figure 2.1).

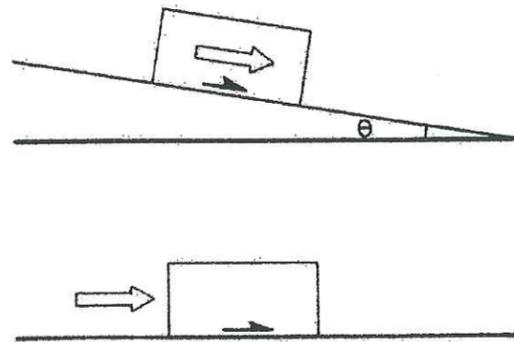


FIG. 2.1: les deux mécanismes principaux responsables de la mise en place des nappes et chevauchements: la gravité, et une force de poussée exercée à l'arrière (d'après [Merle, 1984]).

Ces premiers résultats montraient que les nappes et les chevauchements étaient trop peu épais pour pouvoir être déplacés par une seule force de compression appliquée à l'arrière du bloc déplacé, et que la gravité seule ne pouvait pas non plus expliquer le glissement sur des pentes à faible pendage. Il fallut attendre un article de Hubbert et Rubbey en 1959 [Hubbert et Rubbey, 1959] pour que ce « paradoxe » (pour reprendre l'expression de Merle [Merle, 1984] fût en partie levé. S'inspirant des travaux de Terzaghi [Terzaghi, 1945] sur la mécanique des roches, ils introduisirent le rôle de la pression de fluides qui permet alors de résoudre ce paradoxe et explique les déplacements des nappes et des chevauchements de faible épaisseur. Les roches sont poreuses et des fluides s'écoulent à

l'intérieur. La présence de fluides engendre une pression qui s'exerce dans toutes les directions, et qui peut varier d'une valeur hydrostatique (correspondant au poids des fluides connectés) à une pression lithostatique (correspondant au poids des roches sur un fluide piégé). Dès lors, on constate que l'augmentation de cette pression de fluides diminue la contrainte normale sur le plan de rupture, mais également la contrainte tangentielle et par là-même la résistance au glissement. Les rapports d'épaisseur-longueur passent à 5 km d'épaisseur pour 60 km de long; le pendage à partir duquel le glissement est possible est très nettement inférieur à 30° puisqu'il est estimé à 6° .

Le précédent modèle, s'il fut accueilli avec enthousiasme, n'était pourtant pas exempt de critiques [Merle, 1984]. Supposant que la pression de fluides n'était pas suffisante, la notion de niveau de décollement dû à la déformation d'une couche basale ductile fut utilisée dans d'autres modèles avec des hypothèses intégrant des différences rhéologiques. Khele [Khele, 1993] proposa que la base de la nappe se comporte comme un matériau visqueux: le charriage est dû à la déformation visqueuse d'une couche ductile à la base de l'unité charriée, la partie supérieure étant déplacée passivement, sans déformation interne. Ces conclusions, dès lors qu'un matériau avec une viscosité fortement non linéaire est proche d'un matériau idéalement plastique, se rapprochent de celles de Goguel [Goguel, 1948] sur le rôle d'une couche basale de faible résistance mécanique.

D'autres modèles, comme celui proposé par Elliot [Elliot, 1976a,b] basé sur des principes d'étalement gravitaire et d'étude sur l'énergie nécessaire au plissement [Ottani, 1996], celui de Wiltschko [Wiltschko, 1979] combinant des rhéologies visqueuses et plastiques, ceux de Bombolakis [Bombolakis, 1989, 1992] analysant l'évolution des orogènes suite à des perturbations sismiques, ont tenté d'appréhender la complexité des mécanismes de charriage des nappes. Les modèles d'Elliot soulignent que le déplacement est directement proportionnel au volume de la nappe, et que le sens et le module de la contrainte tangentielle dépendent du pendage de la pente sommitale et non pas basale. En plus des différents modèles cités précédemment, on peut évoquer aussi ceux de la théorie du biseau proposés par Chapple [Chapple, 1978], et Beaumont [Beaumont, Fullsack et Hamilton, 1992] qui intègrent aussi le rôle des processus agissant sur la limite supérieure de la nappe: effets climatiques et influence de l'érosion. Dans l'ensemble, ces approches mécaniques ne traitent le déplacement et la déformation qu'à grande échelle, mais elles ne permettent pas d'interpréter les déformations internes, ni de prédire la géométrie a posteriori d'un chevauchement.

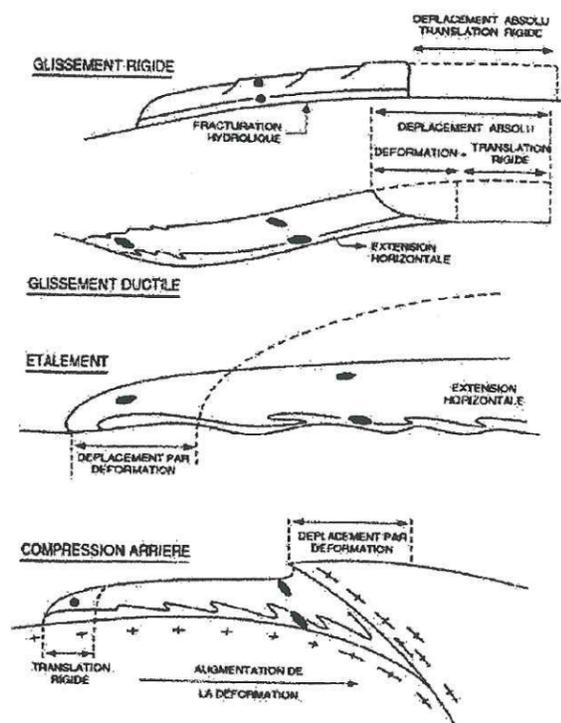


FIG. 2.2: modèles simplifiés des mécanismes de déplacement (d'après [Merle, 1984]).

2.1.2 La déformation

Les couches géologiques ne se déforment pas comme des corps rigides, mais présentent des déformations internes complexes, qui dépendent fortement de la rhéologie des roches [Fischer et Coward, 1982]. Une des structures la plus communément associée aux chevauchements est le plissement des couches géologiques. Dans l'exemple considéré dans ce travail, celui des strates déposées dans des bassins sédimentaires, les plis s'expriment par la déformation d'une surface repère. Ils appartiennent à la catégorie des déformations hétérogènes dont ils sont la manifestation naturelle la plus spectaculaire [Nicolas, 1984]. Les modèles de déformation le plus souvent proposés font intervenir des mécanismes comme les cisaillements purs ou simples, homogènes ou non, et des raccourcissements ou elongations parallèles aux couches [Fischer et Coward, 1982; Knipe, 1985; Sanderson, 1982].

L'importance de la géométrie du bassin doit être aussi soulignée dans l'étude de sa déformation [Bell, 1981; Berger et Johnson, 1980; Knipe, 1985]. En effet, des perturbations sur les supports de glissement, dues à des dépôts sédimentaires ou à des raccourcissements (failles évoluant en rampe), ou encore à la forme du socle sous-jacent peuvent engendrer localement de grandes variations dans le mécanisme de déformation subi par la roche. Ces zones de discontinuité entraînent des changements de mécanismes de déformation localement ou des variations dans l'orientation des directions de cisaillement. Les variations dans les directions de cisaillement, si elles peuvent se situer dans des régions différentes de la couche, se localisent aussi souvent sur les mêmes marqueurs lithologiques et deviennent alors les témoins privilégiés des cycles de déformations subis par la roche [Bell, 1981; Fischer et Coward, 1982; Sanderson, 1982].

La reconstruction de l'historique de la déformation d'un bassin dépend de la capacité à décrire ces cycles de déformation, puis à les interpréter. Pour identifier ces déformations, il est nécessaire d'analyser des marqueurs de la déformation internes à la roche. Ces marqueurs peuvent être analysés à différentes échelles. A l'échelle du pli, ils permettent de mettre en lumière les successions de cisaillement, la part du mécanisme de flexion, ainsi que la quantification des raccourcissements ou elongations auxquels les couches ont été soumises. A l'échelle des grains [Evans, 1988; Knipe, 1989; Nicolas, 1984], ils mettent en évidence les mécanismes de déformation interne de la roche. Dans la croûte terrestre, les mécanismes de déformation interne qui ont lieu dans les couches lithologiques sont le fluage par transfert de masse sous contrainte [Gratier, 1993], la plasticité cristalline [Nicolas, 1984], ainsi que les déformations cataclastiques avec frottement d'éléments solides les uns par rapport aux autres [Knipe, 1989]. Chaque mécanisme s'accompagne de microstructures caractéristiques qui permettent de mieux contraindre les conditions dynamiques et cinématiques des événements tectoniques (cf. figure

2.3).

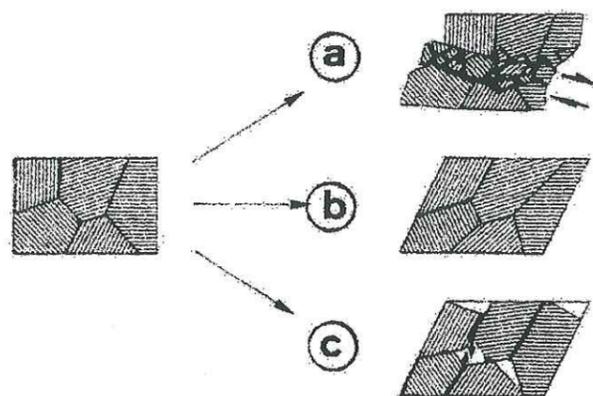


FIG. 2.3: différents modes de déformation interne : (a) déformation cataclastique, (b) déformation plastique, (c) déformation par transfert de masse (d'après [Gratier, 1993]).

La notion de cycles de déformation est essentielle dans le développement et la préservation de telles microstructures. Dans le but de mieux les analyser, on peut relever des thèmes d'étude importants comme l'identification des mécanismes de fracturation, la caractérisation de ces cycles de déformation et leur influence sur les modes de déformation, la quantification de la stabilité des microstructures, et enfin l'analyse des phénomènes de pression et de température. Ces informations sont capitales dès lors que l'on désire fournir des données d'entrée à un modèle mécanique, ou définir la rhéologie la plus adaptée.

Un aspect important lié à la déformation est celui des variations de volume subies par le matériau au cours de son évolution. Si l'on se place dans le cadre d'un bassin sédimentaire, le mécanisme de fracturation peut engendrer des variations volumiques le long des fractures conjuguées [Odonne et Massonat, 1992], tout comme le régime de contraintes qui s'applique au cours de la diagénèse [Jones et Addis, 1984]. Ainsi dans les sédiments stratifiés, la mesure du décalage des couches le long des fractures permet de quantifier le déplacement relatif de la région considérée. Lors de la restauration, de l'état déformé vers un état non déformé, les décalages peuvent être supprimés, et la restauration fournira une localisation des zones où un raccourcissement a eu lieu, en général aux extrémités et aux intersections des fractures. Le rôle de la pression fluide dans les pores est crucial au cours du dépôt des sédiments. Les sédiments nouvellement déposés ne sont pas encore consolidés et sont faibles mécaniquement. Ils sont sujets à une

déformation volumique sous l'effet de leur poids, qui s'accompagne d'une variation de la porosité. Lors du dépôt, toute augmentation de la contrainte verticale sera accommodée soit par une compaction de la roche si le fluide a été expulsé, soit par une augmentation de la pression fluide si celui-ci a été piégé. Il y a donc un lien et des interactions complexes entre l'évolution cinématique des bassins et les transferts de fluides.

2.2 Mécanique

Le problème de la déformation d'un bassin sédimentaire peut être abordé de façon mécanique et cinématique. Dans un premier temps, nous ferons le point sur l'outil mécanique et l'utilisation qui peut en être faite, ainsi que ses limites pour le problème spécifique de la déformation des couches sédimentaires dans un bassin.

2.2.1 Les grandes transformations

Dans le cadre de la mécanique des petites perturbations, où l'état déformé reste « proche » de l'état initial, les contraintes sont liées aux déformations par une loi linéaire. Dans le cas de la déformation des bassins sédimentaires, cette hypothèse n'est plus valable car la configuration finale est très éloignée (déformée) par rapport à la configuration de départ. On utilise alors le formalisme des grands déplacements [Cailletaux, Cognard, Cornuault et Dhatt, 1995].

Description lagrangienne du mouvement : la position d'une particule $\underline{x}(t)$ est définie en fonction d'une configuration de référence \underline{x}^0 :

$$\underline{x}(t) = \underline{\Phi}(\underline{x}^0, t) \quad (2.1)$$

Soit en repère cartésien, en considérant \underline{u} comme le déplacement entre la configuration de référence C^0 et la configuration actuelle $C(t)$:

$$\begin{cases} x = \Phi_x = x^0 + u(x^0, t) \\ y = \Phi_y = y^0 + v(x^0, t) \\ z = \Phi_z = z^0 + w(x^0, t) \end{cases} \quad (2.2)$$

Gradient de déformation : le tenseur des déformations \underline{F} exprime l'état déformé en fonction de la configuration initiale, et s'écrit :

$$\underline{F} = \frac{\partial \underline{x}}{\partial \underline{x}^0} \quad (2.3)$$

Ce qui peut aussi s'écrire sous forme différentielle :

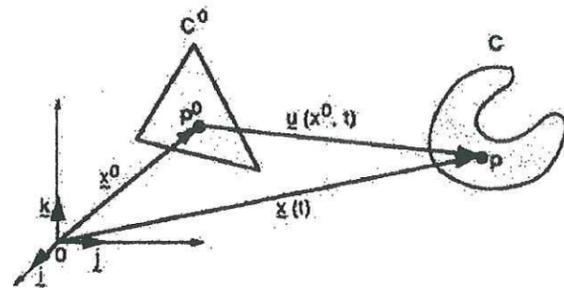


FIG. 2.4: description lagrangienne du mouvement (d'après [Caillaux et al., 1995]).

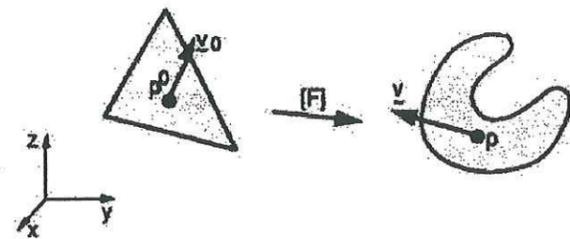


FIG. 2.5: tenseur des déformations \underline{F} (d'après [Caillaux et al., 1995]).

$$dx = \underline{F} dx^0 \quad (2.4)$$

Le jacobien de la transformation est le déterminant de \underline{F} et permet d'exprimer le transport de volume comme :

$$dV = JdV^0 \quad (2.5)$$

Le taux de déformation : le tenseur des taux de déformation s'exprime à partir du tenseur gradients des vitesses :

$$\dot{\underline{u}}(\underline{x}, t) = \frac{\partial \underline{u}(\underline{x}, t)}{\partial t} \quad (2.6)$$

$$\underline{L} = \left[\frac{\partial \dot{\underline{u}}}{\partial \underline{x}} \right] \quad (2.7)$$

\underline{L} est le tenseur gradient des vitesses, il peut se décomposer en une partie symé-

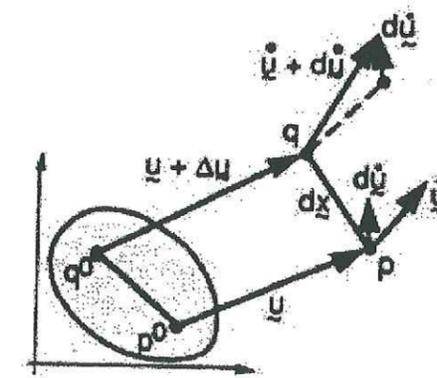


FIG. 2.6: le taux de déformation (d'après [Caillaux et al., 1995]).

trique et une partie antisymétrique :

$$\underline{L} = \underline{D} + \underline{W} \quad (2.8)$$

où \underline{D} est le tenseur des taux de déformation, et \underline{W} le tenseur des taux de rotations.

Les différentes configurations lagrangiennes : une description eulérienne ou spatiale est caractérisée par le choix du vecteur position $\underline{x}(t)$ situé dans la configuration actuelle en mouvement. Une description lagrangienne est caractérisée par le choix du vecteur position \underline{x}^i situé dans la configuration occupée

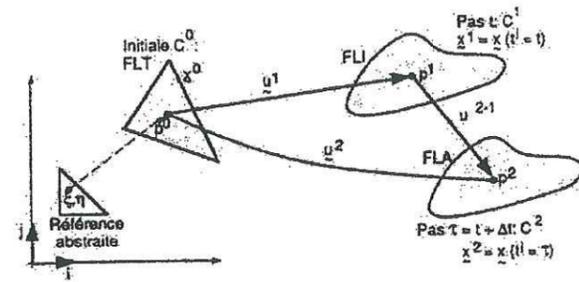


FIG. 2.7: les différentes configurations lagrangiennes (d'après [Caillaux et al., 1995]).

par le solide à l'instant $t = t^i$. On remarque que la position d'une particule en configuration lagrangienne est fixe, et en configuration eulérienne mobile. Les configurations lagrangiennes les plus usitées sont au nombre de 3 :

- FLOT : formulation lagrangienne totale. La configuration de référence C^0 est la position initiale du solide.
- FLI : formulation lagrangienne incrémentale. La recherche d'une solution est souvent effectuée pas à pas. Connaissant la solution à l'instant t (qui peut correspondre à un niveau de sollicitation pour le cas stationnaire), on cherche la solution à l'instant $(t + \Delta t)$. La configuration de référence est C^1 , la position occupée par le solide à l'instant $t^1 = t$.
- FLA : formulation lagrangienne approchée. La recherche d'une solution pour le pas $(\tau = t + \Delta t)$ se fait sur une base itérative. A chaque itération, on obtient une représentation de la configuration $C(\tau)$ cherchée (non à l'équilibre). On choisit $C^2 = C(\tau)$ comme la configuration de référence qui est la plus proche de la configuration cherchée.

Formulation variationnelle : on introduit le tenseur des contraintes de Cauchy $\underline{\sigma}$ qui permet d'exprimer les forces surfaciques \underline{t}_n par :

$$\underline{t}_n = \underline{\sigma} \underline{n} \quad (2.9)$$

où \underline{n} est la normale à la surface sur laquelle s'exerce \underline{t}_n . En l'absence de couples répartis à l'intérieure et à la surface du solide, l'équilibre des moments implique la symétrie de $\underline{\sigma}$.

Loi d'équilibre des efforts. Les efforts exercés sur un volume de contrôle sont par exemple :

- efforts volumiques :
 - force de gravité \underline{f}_v ,
 - force dynamique \underline{f}_{dyn} ;
- efforts surfaciques \underline{t}_n :
 - efforts intérieurs (exprimés par le champ de contraintes),
 - efforts visqueux.

L'équilibre des efforts s'écrit :

$$\int_{\partial V} \underline{\sigma} \underline{n} dS + \int_V (\underline{f}_v + \underline{f}_{dyn}) dV = 0 \quad (2.10)$$

Soit après l'utilisation du théorème de la divergence :

$$\nabla \cdot \underline{\sigma} + \underline{f}_v + \underline{f}_{dyn} = 0 \quad (2.11)$$

La relation est écrite en formulation eulérienne, les forces dynamiques doivent être calculées en utilisant l'accélération matérielle.

Ecriture faible, principe des travaux virtuels (PTV). La relation (2.11) s'écrit sous la forme faible :

$$W = \int_{V(t)} \underline{u}^* \cdot (\nabla \cdot \underline{\sigma} + \underline{f}_v + \underline{f}_{dyn}) dV = 0 \quad \forall \underline{u}^*(\underline{x}), t \quad (2.12)$$

où $\underline{u}^*(\underline{x})$ est une fonction test spatiale, appartenant à l'ensemble des solutions cinématiquement admissibles.

L'équation (2.12) devient après intégration par parties :

$$W = \int_{V(t)} [Tr(\underline{L}^* \underline{\sigma}) - \underline{u}^* \cdot (\underline{f}_v + \underline{f}_{dyn})] dV - \int_{\partial V} \underline{u}^* \cdot \underline{t} dS = 0 \quad \forall \underline{u}^*(\underline{x}), t \quad (2.13)$$

\underline{L}^* est le tenseur gradient des vitesses virtuelles.

En utilisant des conditions à la limite simple du type :

$$\begin{aligned} \underline{u} &= \underline{u}_s; \underline{u}^* = 0 & \text{sur } S_1 \\ \underline{t} &= \underline{\sigma} \underline{n} = \underline{f}_s & \text{sur } S_2 \\ S_1 + S_2 &= \partial V \end{aligned} \quad (2.14)$$

l'expression (2.13) devient :

$$W = W_{dyn} + W_{int} + W_{ext} \quad (2.15)$$

avec

$$\begin{aligned} W_{dyn} &= - \int_{V(t)} \underline{u}^* \cdot \underline{f}_{dyn} dV \\ W_{int} &= \int_{V(t)} Tr(\underline{L}^* \underline{\sigma} dV = \int_{V(t)} Tr(\underline{D}^* \underline{\sigma} dV \\ W_{ext} &= - \int_{V(t)} \underline{u}^* \cdot \underline{f}_v dV - \int_{S_2} \underline{u}^* \cdot \underline{f}_s dS \end{aligned} \quad (2.16)$$

où $\underline{\sigma}$ est symétrique. L'avantage de travailler en FLA permet de conserver les expressions ci-dessus en considérant $V = V(t)$ fixe.

2.2.2 Le problème de la résolution

La description ci-avant présente sommairement le formalisme des travaux virtuels dans le contexte des grands déplacements. L'objectif n'est pas néanmoins de poursuivre la description du problème sous l'aspect de sa résolution numérique. Il est important de souligner que cette étape implique le choix d'une rhéologie reliant les contraintes et la déformation adaptée au contexte géologique. Or on connaît très mal la rhéologie des formations naturelles. Ce choix est encore complexifié par la notion d'objectivité que la loi de comportement, ainsi que les dérivées particulières associées au mouvement, doivent vérifier. Enfin, les critères de contact et de rupture sont à préciser [Barnichon, 1998; Cailletaux *et al.*, 1995; Hassani, 1994; Rougée, 1997].

Par ailleurs, il est important de noter que dans le cadre de la modélisation de bassin, c'est le formalisme de la mécanique des milieux poreux qui devra être retenu [Barnichon, 1998; Bourgeois, 1997; Charlez, 1991], ce qui rajoute encore à la complexité du problème mathématique puisqu'il couple à la fois la description du solide et celle des fluides qui s'écoulent à l'intérieur du domaine.

Les études classiques actuellement réalisées avec des modèles éléments finis sont en 2D et concernent en premier lieu la description de la fracturation et de la création de failles au cours de l'histoire du bassin ([Barnichon, 1998; Hassani, 1994; Niño, Chéry et Gratier, 1998]). En utilisant des données provenant d'observations géophysiques et de considérations géologiques sur la structure du bassin, on reconstruit son comportement mécanique. Il est alors possible, sur une échelle de temps réduite en regard de l'histoire géologique totale, de bien décrire l'évolution des failles et des bandes de cisaillement et leur interaction, ainsi que de localiser les régions soumises à de forts cisaillements. L'utilisation d'une formulation lagrangienne, où le maillage est attaché au matériau et à l'advection accompagnant la déformation, est parfaitement adaptée au suivi des limites matérielles du domaine, au point de pouvoir décrire un pli de propagation ([Braun et Sambridge, 1994]).

Toujours en 2D, pour les modèles de plissement, des rhéologies visqueuses et plastiques sont utilisées pour simuler respectivement, la dissolution-cristallisation et les processus cataclastiques [Erickson et Jamison, 1995]. Le modèle d'Erickson et Jamison est spécialement intéressant dans la mesure où il propose une description multi-couches du pli de rampe, et qu'il étudie le comportement de chacune d'elles en fonction de rhéologies différentes. Il apparaît ainsi que la déformation plastique se situe préférentiellement dans les zones charnières, et la déformation visqueuse dans les zones de « plat », où la déformation plastique est négligeable. Un autre avantage d'un tel modèle est sa capacité à reproduire les raccourcissements et elongations parallèles aux couches : un raccourcissement dans la partie basse, une elongation dans la partie haute. Dans le cas du multi-couches, la déformation se localise dans les couches faibles mécaniquement, en particulier au niveau de l'anticlinal. Si le glissement est autorisé, on observe un glissement inter-couches, et les couches comprises entre deux surfaces de glissement développent aux discontinuités une surface neutre. La nécessité de remaillage associée aux grandes transformations rend cependant l'extension de ces méthodes en 3D très difficile et cela reste à développer.

Une autre approche mérite d'être soulignée, c'est celle utilisée par le modèle 3DEC, extension 3D du code UDEC [Cundall, 1988; Hart, Cundall et Lemos, 1998]. La formulation mécanique est basée sur un algorithme dynamique qui résout les équations du mouvement de blocs 3D, à l'aide d'un schéma en différences finies explicite. La formulation par éléments distincts autorise les grands déplacements absolus et gère les interactions entre les blocs au cours de leur mouvement, ce qui en fait une méthode peu coûteuse et très bien adaptée pour l'étude du comportement des roches. Néanmoins, dans le problème qui nous intéresse, elle est limitée car les incréments de temps sont petits, donc peu compatibles à l'échelle géologique, et les intersections entre blocs doivent restées elles aussi petites, ce qui est très gênant quand on considère les cisaillements et les grandes déformations auxquels peuvent être soumises les couches sédimentaires d'un bassin (cf. 2.1).

2.3 Conclusion

La complexité du problème de la formation des chevauchements a entraîné la proposition d'un nombre important de modèles. Ces modèles, même s'ils ne sont pas exempts de critiques sur la formulation mécanique de leurs hypothèses, ont pourtant l'avantage de constater que leurs résultats sont globalement cohérents avec l'observation géologique des phénomènes. Ceci porte à croire que les processus de déformation à grandes échelles peuvent s'aborder de multiples façons. Les principales difficultés se présentent lorsque l'on veut décrire avec plus de précision les phénomènes de déformation locaux qu'il est nécessaire d'intégrer lorsque l'on désire reconstruire proprement l'histoire de la formation du bassin,

les variations observées dans les cycles de déformation pouvant aller à contrario du modèle initial.

Les progrès réalisés dans la formulation mécanique d'un problème, ainsi que l'augmentation de la puissance des supers-calculateurs laissent à penser qu'une approche numérique totale basée sur la formulation des grandes transformations dans les milieux poreux peut être utilisée. Pourtant, il semble que la reconstruction prédictive complète de l'histoire géologique soit une utopie à cause de la complexité des déformations naturelles et de leur comportement potentiellement instable, qui découle de plusieurs causes :

- la rhéologie des roches: la plupart des couches qui composent le bassin ont chacune une rhéologie qui leur est propre, ce qui sous-entend de pouvoir numériquement traiter les problèmes d'interfaces entre les couches. Ces mêmes rhéologies peuvent aussi varier au cours du temps sous les effets des variations de pression et de température, et des mécanismes de déformation interne qui agissent localement et à des échelles trop fines pour pouvoir être prédits.
- L'évolution des conditions à la limite: si elles peuvent (avec une bonne dose d'optimisme) être fournies pour l'état actuel, elles deviennent de plus en plus difficiles à définir à mesure que l'on remonte dans le temps. Par ailleurs, l'insertion de conditions discontinues instantanées comme les séismes [Bombolakis, 1989, 1992], est une opération elle aussi fort délicate.
- L'évolution des relations géométriques: une composante déterminante des chevauchements est la structure de son réseau de failles et des surfaces de glissement [Boyer et Elliot, 1982; Buttler, 1982; Jamison, 1987]. Il est ainsi indispensable de pouvoir définir les bonnes lois de contact entre chacune de ces entités, ainsi que les relations qui les lient en 3D (l'ensemble des modèles présentés était 2D), ce qui une fois encore n'est pas une mince affaire.

Au regard des remarques précédentes, il semble bien qu'une modélisation mécanique totale en 3D ne soit pas encore possible, pour des problèmes tant théoriques, que numériques, et même d'acquisition ou de disponibilité de données. Dans l'optique de reconstruire l'histoire structurale du bassin, une approche plus géométrique s'est donc imposée, dans la mesure où les résultats offriront une bonne cohérence avec les observations de terrain. L'objectif n'est donc pas de prédire son comportement de manière détaillée, mais de proposer un outil susceptible de permettre le test de différentes hypothèses de comportement incluant une certaine complexité notamment liée aux interactions fluides-déformation.

La modélisation cinématique

Sommaire

3.1	Introduction	19
3.2	Modèles cinématiques 2D en coupe	21
3.2.1	Modèles d'équilibrage et de restauration de coupes	21
	Le modèle de Gibbs	21
	LOCACE	21
3.2.2	Modèles de construction de coupes	23
	Modèle de Suppe	23
	Modèle de Contreras et Sutter	26
	Modèle de Waltham	26
	Modèle de Diviès: FOLDIS	28
3.3	Modèles cinématiques pseudo-3D: surfaces ou coupes	30
3.3.1	Modèles de restauration de surfaces plissées-faillées	30
	Modèle de Gratier et Guillier: UNFOLD, restauration de plis par flexion	31
	Modèle de Kerr: restauration de plis par cisaillement simple	32
3.3.2	Modèles de construction de coupes successives	33
	Modèles de Shaw et al. et Wilkerson et Medwedeff	33
	Vers un modèle FOLDIS 3D	35
3.4	Conclusion	36

3.1 Introduction

Selon Goguel [Goguel, 1948], la cinématique est définie comme l'évolution de la géométrie dans le temps. L'approche cinématique de la déformation d'un bassin sédimentaire va donc consister à proposer des lois géométriques pour mieux contraindre l'évolution de la déformation dans le temps. Le premier modèle cinématique est apparu avec Goguel [Goguel, 1948] puis ensuite avec Dahlstrom à

la fin des années soixante [Dahlstrom, 1969]. C'est notamment l'apparition d'une nouvelle méthode de géologie structurale: l'équilibrage de coupes géologiques [De Paor, 1988a,b; Elliot, 1983; Mercier, 1995]. La démarche peut se résumer comme suit: la première étape consiste à construire la coupe, en s'efforçant d'y intégrer l'ensemble des observations géologiques et géophysiques. Cette étape est primordiale pour l'interprétation cinématique qui va suivre, car c'est à cet instant que l'on définit les « lignes » (horizons, failles, etc...) qui vont caractériser la structure sur laquelle la déformation portera. La deuxième étape, celle qui offre aussi le plus de variation si l'on s'en tient aux nombres de modèles proposés, est la déformation de ces lignes à l'aide de propriétés géométriques, qui s'efforcent de traduire les propriétés mécaniques de la roche.

L'appellation de coupes équilibrées s'explique par l'utilisation qui est faite des modèles cinématiques: reconstruire de manière crédible l'évolution au cours du temps, et la déformation qui l'accompagne, d'un bassin sédimentaire. Tout l'intérêt des méthodes cinématiques est dans la découverte d'un chemin de déformation qui soit géologiquement acceptable, entre un état initial sans contrainte et un état final déformé. Pour cela, le guide en termes de mécanismes est l'analyse structurale. Dans le cas particulier des coupes équilibrées, la déformation est supposée plane, et la section est réalisée à partir d'une coupe dans le sens de propagation de la matière. Ces deux hypothèses de base limitent généralement les coupes à des structures cylindriques, qui ne traversent pas de rampes latérales ou obliques, et en tout état de cause, à des structures avec un champ de déplacements uniformes dans un plan parallèle aux coupes. Une coupe équilibrée est donc 1) la description d'un état initial, 2) celle d'un état final, et 3) un chemin cinématique crédible d'un point de vue géologique entre ces deux états.

La modélisation cinématique, si elle permet de relier deux états d'un bassin à des stades différents de leur évolution, se partage le plus couramment en deux familles:

- la première est la modélisation par restauration (dite « backward », ou inverse), qui consiste à remonter dans le temps: le bassin actuel correspond à l'état initial, et l'état final est la configuration du bassin remis « à plat », dans l'état ante-déformation. On s'assure ainsi de la compatibilité de la construction des études naturelles par essai-erreur.
- L'autre modélisation cinématique est la modélisation par construction (dite « forward », ou directe), qui part d'un bassin, initialement peu ou pas déformé, vers un état plus déformé. On s'impose alors une configuration de départ, et l'on teste son évolution par comparaison avec les structures naturelles.

Cette dualité est à la fois riche d'enseignements de part la variété des problèmes traités, mais aussi une contrainte importante. En effet, les modèles courants, tant « backward » que « forward » ne sont pas réversibles, ce qui est préjudiciable à l'intégration de tels modèles dans la modélisation de bassin. Nous proposons donc par la suite un type de modélisation plus versatile permettant les deux types de modélisation.

Le présent chapitre propose un retour sur les différents modèles cinématiques, qu'ils soient en restauration ou en construction, avec la spécificité des applications 2D et 2,5D. Une attention particulière sera portée au problème de la variation du volume. Si l'hypothèse fondatrice des coupes équilibrées est la traduction de la conservation de la matière par la conservation du volume, par l'hypothèse d'incompressibilité de la roche, les variations volumiques locales n'en existent pas moins.

3.2 Modèles cinématiques 2D en coupe

Les modèles cinématiques proposent des solutions pour reconstruire géométriquement l'histoire de la déformation des bassins. Comme évoqué précédemment, il existe deux types d'approche, correspondant à deux objectifs géologiques différents: la restauration ou la construction de coupes.

3.2.1 Modèles d'équilibrage et de restauration de coupes

Le modèle de Gibbs

Le modèle de Gibbs [Gibbs, 1983] s'efforce de proposer un modèle pour la reconstruction de sections géologiques déformées dans un contexte tectonique extensif. Le modèle est basé sur une loi de conservation de la longueur, qui peut évoluer en fonction des rotations des blocs sur la faille listrique, de la compaction estimée des couches lithologiques et du caractère oblique des sections sismiques. A l'aide de ce modèle, il est alors possible de restaurer des géométries déformées et de quantifier la quantité d'extension à laquelle le domaine a été soumis (3.1).

LOCACE

La méthode la plus classique consiste à ramener la section de l'état déformé à un état non déformé plat et horizontal. Un des outils les plus aboutis pour réaliser cet objectif est le logiciel LOCACE [Moretti, 1991] qui réunit des outils de restauration et de construction de structures géologiques. Il permet notamment de restaurer les couches lithologiques dans leur état pré-déformé à l'aide de principes d'équilibrage simples. De plus, les hypothèses utilisées dans LOCACE sont valables tant en régime compressif qu'en régime extensif. La section est restaurée

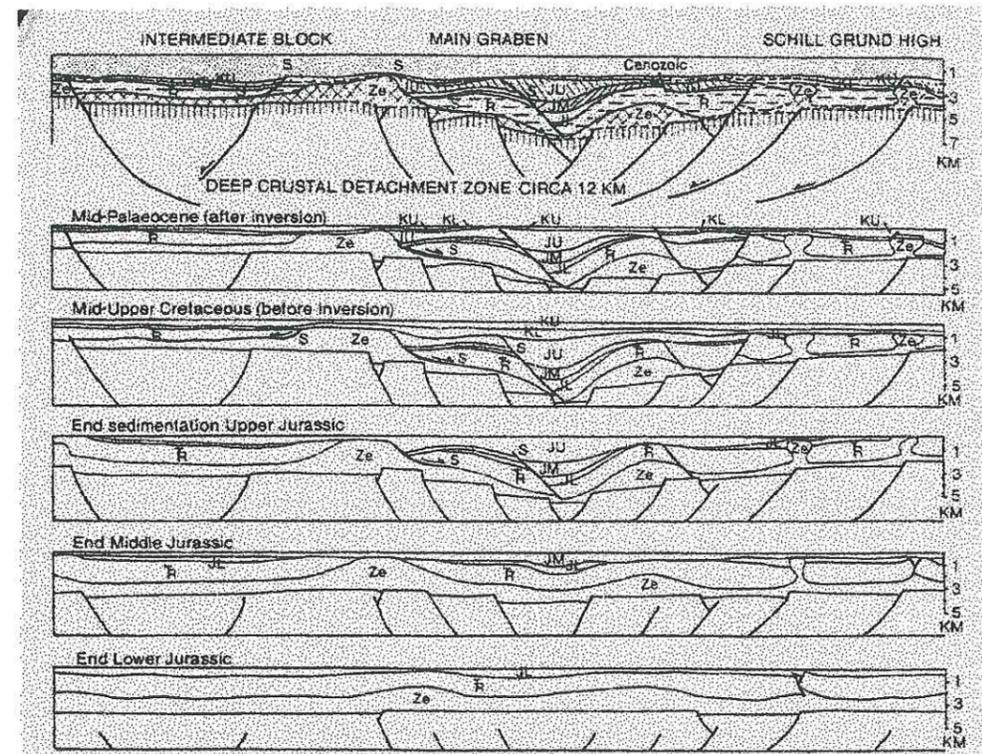


FIG. 3.1: vue d'une succession de coupes restaurées par le modèle de Gibbs (d'après [Gibbs, 1983]).

étape par étape, en suivant une logique déterminée par la direction du transport tectonique.

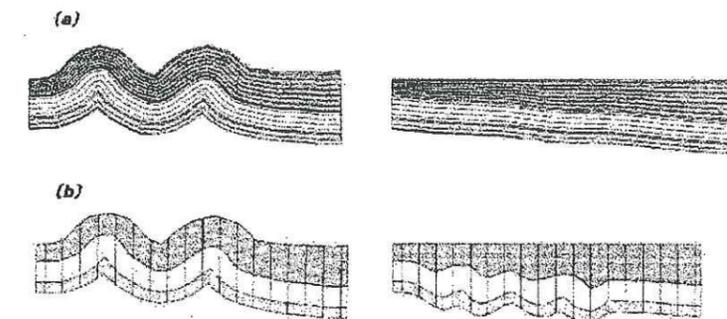


FIG. 3.2: schéma de restauration dans (a) de plis par flexion où les longueurs et les épaisseurs sont préservées, et (b) le cas de plis semblables où les distances verticales sont conservées (d'après [Moretti, 1991]).

Plusieurs méthodes de restauration sont développées pour les couches. La conservation de l'aire et une surface cible horizontale sont les hypothèses de base communes à l'ensemble des couches. Viennent s'y ajouter des mécanismes de plissement par flexion, qui conserve les épaisseurs, ou de cisaillement simple, qui fait varier les épaisseurs, ou encore des mouvements par rotations rigides [Moretti et Colletta, 1988a,b; Moretti et Bally, 1990]. La reconstruction doit aussi prendre en compte des phénomènes comme la compaction, la sédimentation et l'érosion qui influent grandement sur l'évolution géométrique du bassin. Afin d'obtenir une coupe qui soit géologiquement acceptable.

3.2.2 Modèles de construction de coupes

Les modèles qui vont suivre représentent la diversité des approches suivies pour modéliser la déformation structurale par une construction de coupe, et ont tous contribué à l'élaboration du modèle cinématique qui sera abordé dans la suite de ce mémoire. Ils décrivent avant tout la cinématique des plis passifs sur rampe.

Modèle de Suppe

Ce modèle est la première tentative pour ce type d'approche et il sert de base à beaucoup d'autres modèles. Le modèle de Suppe [Suppe, 1983; Van Mount et Suppe, 1990] traite des plis à déplacement parallèle en coupe, et de leur relation à

la rampe pendant la déformation. Il est basé sur le mécanisme du plissement par flexion, pour des couches infiniment stratifiées. Le glissement du compartiment chevauchant se fait sans frottement et la transformation est supposée isopache. Par ailleurs, la roche est supposée incompressible, ce qui entraîne la conservation des aires. Le modèle est basé sur 1) le positionnement des « kinks » aux zones charnières du bassin, 2) la résolution d'une équation trigonométrique du troisième degré reliant les angles du chevauchement et de la rampe :

$$\tan \theta \tan \gamma (1 - \tan^2 \gamma + 2 \tan \gamma \tan \tau) = (\tan \tau (1 - \tan^2 \gamma) - 2 \tan \gamma) (\tan \gamma - 2 \tan \theta) \quad (3.1)$$

où :

- les données du problème sont :
 - θ est l'angle entre la direction de la stratification dans l'échelle et le support de celle-ci, avant pliage sur le kink.
 - φ est l'angle entre les deux directions du support, de part et d'autre du point de rupture de pente (ie. le kink).
- les inconnues principales sont :
 - β est l'angle entre la stratification dans le second compartiment et le support de celui-ci, après pliage sur le kink.
 - γ est l'angle entre la direction de la stratification et le kink.

D'autre part, on a les relations angulaires suivantes :

$$\beta + \varphi = \theta + \delta \quad (3.2)$$

$$2\gamma + \delta = \pi \quad (3.3)$$

$$\tau = \theta - \varphi \quad (3.4)$$

$$\beta = \pi - 2\gamma + \tau \quad (3.5)$$

L'équation précédente englobe la totalité des couches, ce qui n'autorise pas alors le glissement des couches les unes par rapport aux autres. Ce problème est traité dans un papier ultérieur [Medwedeff et Suppe, 1997]. Lorsqu'on utilise les relations induites par les « kinks », on constate que des structures en apparence peu complexes peuvent très vite devenir compliquées à interpréter. Cette complexité est induite par la combinaison 1) de la genèse de nouvelles surfaces accompagnant le déplacement du bloc chevauchant, 2) et de la fragmentation des surfaces axiales par interférences mutuelles.

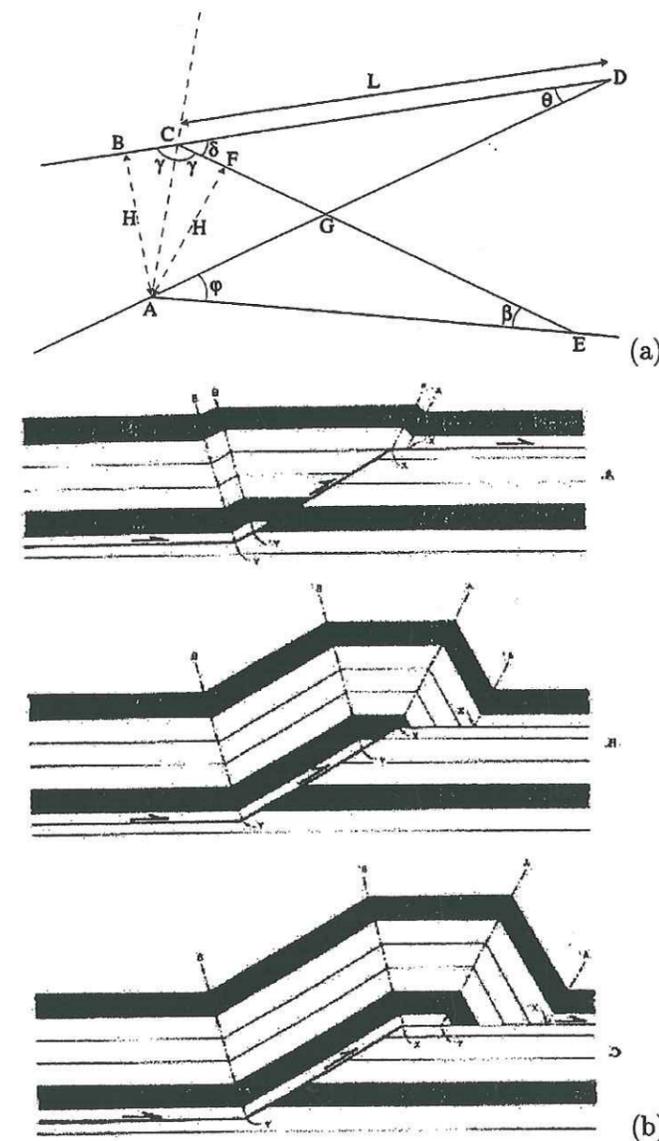


FIG. 3.3: schéma du modèle de Suppe : (a) relations angulaires pour le positionnement du kink, (b) évolution d'un pli de rampe (d'après [Suppe, 1983]).

Modèle de Contreras et Sutter

Le modèle proposé en 1990 par Contreras et Sutter [Contreras et Sutter, 1990], est un précurseur dans l'application d'une méthodologie discrète à la déformation d'un pli de rampe. Il présente un algorithme cinématique qui permet la simulation des séquences de déformation dans une roche sédimentaire affectée par les failles, le plissement et les cisaillements. La transformation va d'un état peu déformé vers un état plus déformé, et est exprimée de façon analytique par une description lagrangienne. Le milieu est subdivisé en domaines de pendage constant et de champs de déplacements homogènes. Les domaines sont délimités (un peu à la manière des kinks) par les bissectrices des régions charnières du support. Il faut noter que ces bissectrices sont importantes dans la mesure où elles conditionnent la direction du champ de déplacements, et que lors de l'intersections entre ces bissectrices, la trajectoire peut ne plus être définie. Le déplacement est d'une longueur constante pour chaque particule du domaine, et parallèle au support de glissement, ce qui s'exprime par :

$$\begin{cases} X' = X + s \cos \theta_1 \\ Y' = Y + s \sin \theta_1 \end{cases} \quad (3.6)$$

où (X, Y) sont les coordonnées d'un point, (X', Y') ses coordonnées après déformation, s la distance de déplacement, et θ_1 l'angle du support de glissement avec l'horizontale.

La limite de cette approche, bien qu'elle permette de fournir une description acceptable du mécanisme de flexion, est la non homogénéité du champ de déplacement au passage des régions charnières, introduisant un cisaillement longitudinal. Ces cisaillements ajoutés aux cisaillements externes appliqués sur le toit de la couche, rendent la métrique de la transformation non conforme. Le modèle n'en reste pas moins un outil puissant, facile d'utilisation et permettant de combiner un glissement avec du cisaillement. Les auteurs ont par ailleurs repoussé les limites du modèle initial afin de pouvoir décrire parfaitement la complexité des zones de duplexes [Contreras et Sutter, 1997].

Modèle de Waltham

L'originalité du modèle provient de son approche qui est à la frontière entre la modélisation numérique et la description géométrique [Waltham, 1989]. La modélisation d'une structure chevauchante, en contexte extensif ou compressif, peut être faite à partir d'une méthode par différences finies. L'hypothèse centrale est la conservation de la matière pour un matériau incompressible :

$$\nabla \cdot \underline{V} = 0 \quad (3.7)$$

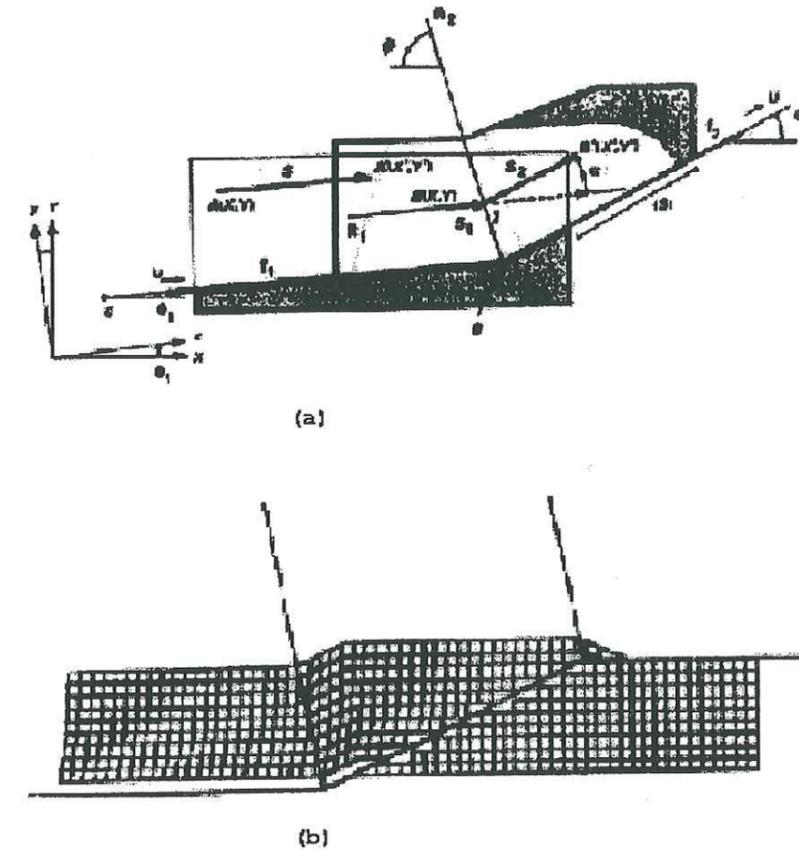


FIG. 3.4: schéma de reconstruction pour le modèle de Contreras et Suter : (a) principes géométriques, (b) vue du maillage après déformation (d'après [Contreras et Sutter, 1990]).

où la vitesse du matériau s'exprime en fonction de sa direction θ et de sa norme ν :

$$u_x = \nu \cos \theta \quad (3.8)$$

$$u_y = \nu \sin \theta \quad (3.9)$$

La valeur de θ est fournie par l'utilisateur, et l'équation 3.7 devient une équation linéaire en ν :

$$\frac{\partial \nu}{\partial x} + \tan \theta \frac{\partial \nu}{\partial y} = \nu \left(\tan \theta \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad (3.10)$$

L'avantage de cette méthode est sa grande flexibilité et la variété des modes de déformation possibles en fonction des trajectoires choisies. Il est même possible d'étendre cette approche à des problèmes plus complexes [Waltham, 1990], comme les phénomènes de transition ductile-fragile, ou encore la compaction. Pour cette dernière, c'est la loi de conservation dans son ensemble qui est considérée:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \underline{V}) = 0 \quad (3.11)$$

L'équation 3.10, en supposant que la variation de ρ ne dépende pas du temps mais que de la profondeur, devient en injectant 3.8 dans 3.11:

$$\frac{\partial \nu}{\partial x} + \tan \theta \frac{\partial \nu}{\partial y} = \nu \left(\tan \theta \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial \theta}{\partial y} - (\tan \theta / \rho) \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) \quad (3.12)$$

où ρ est définie avec une loi porosité-profondeur. Les limites du modèle viennent d'une part de la difficulté de définir les trajectoires, de la simplicité des géométries que l'on peut étudier à l'aide d'une approche par différences finies, et surtout de la difficulté d'étendre au 3D les principes énoncés pour le modèle 2D.

Modèle de Diviès: FOLDIS

Le modèle FOLDIS [Diviès, 1997] s'inscrit dans la continuité de travaux comme ceux de Suppe dans la mesure où il s'appuie sur la résolution d'hypothèses purement géométriques. L'apport fondamental provient de son approche totalement discrète du problème de la déformation, ainsi que de la prise en compte des phénomènes de sédimentation-érosion et de compaction.

Le modèle FOLDIS calcule les géométries successives d'un bassin sédimentaire, simulant la déformation tectonique et la compaction du à l'enfouissement. La déformation tectonique est déterminée par des principes géométriques portant sur les éléments discrets du bassin. Le bassin est découpé en sous-domaines partagés par les failles. Ces sous-domaines sont alors partagés en unités cinématiques, qui caractérisent les couches lithologiques du bassin. Enfin, chaque couche est

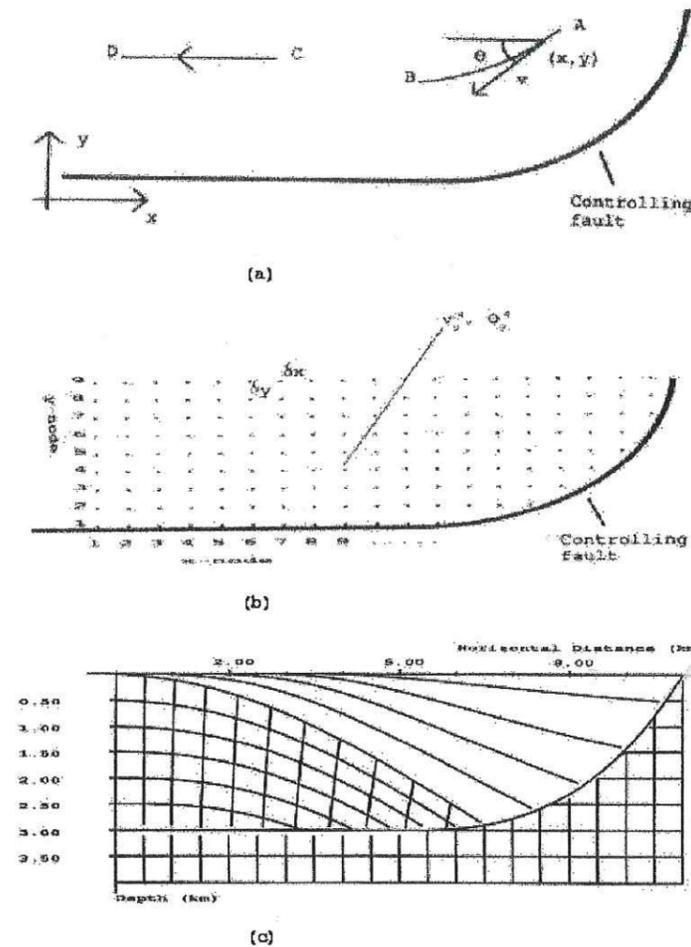


FIG. 3.5: schéma du modèle de Waltham: (a) principe de construction de la direction de déplacement, (b) discrétisation du domaine, (c) domaine après déformation (d'après [Waltham, 1989]).

discretisée en éléments polygonaux. Le plissement est ensuite supposé isopache, et la déformation est localisée aux interfaces entre les couches. La déformation est modélisée à partir de la minimisation de quatre critères géométriques :

- 1) le glissement entre les couches est supposé parfait ;
- 2) l'aire de chaque élément est conservée ;
- 3) l'épaisseur de chaque élément est conservée ;
- 4) le rapport des angles aux sommets des arêtes verticales est conservé.

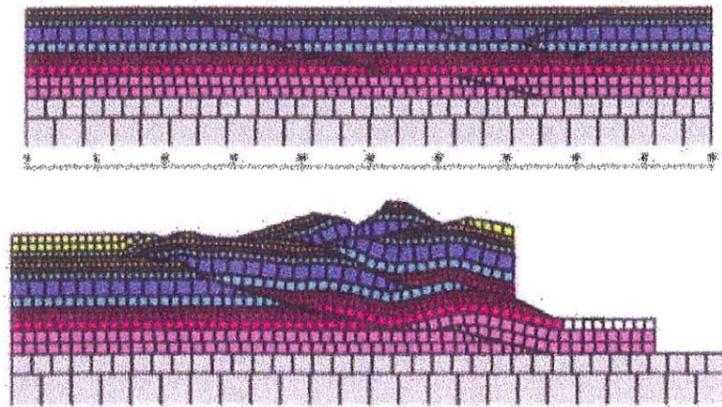


FIG. 3.6: exemple d'une modélisation avec les principes du modèle FOLDIS (d'après [Diviès, 1997]).

La minimisation est réalisée par la convergence d'une fonctionnelle, et une méthode de moindres carrés. Le seul problème de cette approche était la non-unicité de la solution proposée par la minimisation de la solution. Pour y parvenir, il est nécessaire d'introduire un autre critère géométrique : la non oscillation du toit des couches.

3.3 Modèles cinématiques pseudo-3D : surfaces ou coupes

3.3.1 Modèles de restauration de surfaces plissées-faillées

Le prolongement direct de l'équilibrage de coupes en 2D est la restauration des couches plissées et faillées. Plusieurs méthodes sont disponibles ([Bennis, Vézien et Iglésias, 1991; Gratier, Guillier, Delorme et Odonne, 1991; Samson, 1996])

et elles s'inspirent parfois de travaux sur les propriétés des failles liées à la courbure des surfaces [Lisle, 1992; Thibaut, Gratier, Léger et Morvan, 1996].

Modèle de Gratier et Guillier : UNFOLD, restauration de plis par flexion

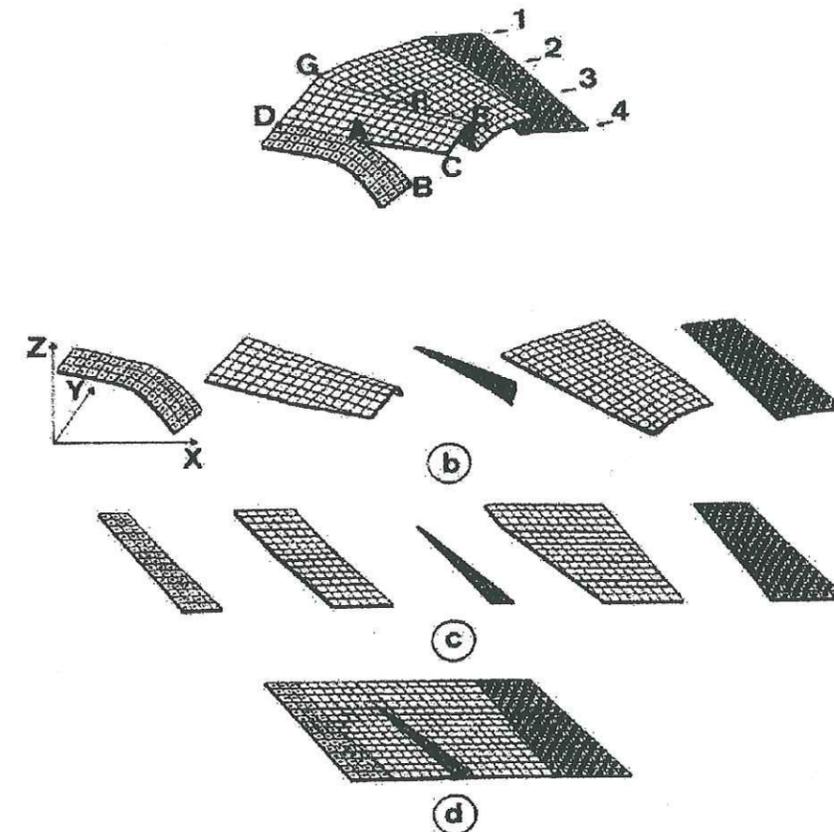


FIG. 3.7: schéma de restauration d'une surface plissée par le modèle de dépliage UNFOLD (d'après [Gratier et al., 1991]).

Le modèle UNFOLD propose une méthode pour l'équilibrage de surfaces, et permet de tester la validité de l'interprétation d'une géométrie structurale de strates plissées et faillées [Gratier et Guillier, 1993; Gratier et al., 1991; Gratier, Hopps, Sorlien et Wright, 1999]. Il permet aussi, ce qui est loin d'être négligeable, d'estimer correctement le champ de déplacements associé au plissement. La méthode décrit une couche sédimentaire compétente, plissée et faillée, à partir d'une grille triangulaire. Les éléments de la grille sont supposés parfaitement rigides (ils

ne subissent pas d'autre déformation que des rotations et des translations), et leur taille dépend de la courbure de la surface choisie. Une fois la grille initiale définie, la remise à plat peut commencer. Les éléments sont réassemblés sur une surface plane horizontale; un algorithme de moindres carrés minimisant les distances entre les éléments et réduisant les vides à leur minimum est utilisé. Le degré de compatibilité fourni par différents indicateurs (comme la développabilité des surfaces) teste la validité de l'accord géométrique de la couche rétrodéformée. Par ailleurs, si le plissement et la formation des failles sont supposés sans élongation ou raccourcissement, ces variations peuvent (doivent) être intégrées dans la modélisation dès lors qu'elles sont quantifiables. La connaissance du champ de déplacements finis de chaque triangle révèle la compatibilité entre la déformation des plis et failles, ainsi que les glissements et rotations associés à cette déformation. Enfin, le programme traite indépendamment les surfaces plissées superposées.

Modèle de Kerr : restauration de plis par cisaillement simple

Le modèle proposé par Kerr, White et Brun [Kerr, White et Brun, 1993] est une méthode qui permet de déterminer la géométrie 3D des failles normales. L'algorithme cinématique pour décrire automatiquement la géométrie des failles en profondeur s'appuie sur une modélisation inverse et une étude de la géométrie déformée des horizons du compartiment chevauchant. La méthode s'applique de préférence aux failles normales dont la forme ne change pas au cours de la déformation. Il est la généralisation de modèles bidimensionnels et suppose que le compartiment chevauchant se déforme avec un cisaillement simple. La déformation 3D se paramétrise avec les angles d'Euler qui définissent le vecteur de glissement horizontal, l'angle de rupture, et l'inclinaison des plans de cisaillement. De la même façon qu'en 2D, la compaction peut être intégrée en supposant que le raccourcissement est parallèle à la direction de cisaillement. La géométrie 3D de la faille ainsi que les angles d'Euler peuvent être automatiquement calculés à condition de connaître la géométrie de deux ou trois horizons.

Les modèles synthétiques ont montré qu'une solution unique pouvait être fournie, et plus important, que le vecteur de déplacement horizontale pouvait être contraint. Les solutions obtenues à partir de modélisations analogiques sont aussi encourageantes dans la plupart des cas : la direction d'extension et une géométrie de la faille proche de la géométrie exacte peuvent être fournies. Le cisaillement simple apparaît donc comme une bonne approximation de la déformation en domaine extensif.

3.3.2 Modèles de construction de coupes successives

En coupe, la plupart des modélisations cinématiques proposées par les géologues structuralistes ont été exprimées en deux dimensions. Il a fallu attendre le début des années 1990 pour voir apparaître des tentatives de modèles 2.5D. Ces modèles présentent ([Egan, Kane, Buddin, Williams et Hodgetts, 1999; Kerr *et al.*, 1993; Shaw, Hook et Suppe, 1994; Wilkerson et Medwedeff, 1991]) pour la plupart une contrainte majeure : ils sont limités à l'étude de cas constitués à partir de sections 2D parallèles, ou bien à des champs de déplacement parallèles, d'où l'utilisation du terme de 2.5D.

Modèles de Shaw et al. et Wilkerson et Medwedeff

Ces deux modèles, même s'ils diffèrent par les lois géométriques qu'ils utilisent, sont néanmoins similaires dès lors qu'ils s'inspirent l'un comme l'autre de la méthodologie de Suppe [Shaw *et al.*, 1994; Wilkerson et Medwedeff, 1991]. Le plus innovant est celui de Wilkerson et Medwedeff, dans la mesure où il propose une extension 2,5D aux équations 2D du modèle de plis de Suppe, tandis que le modèle de Shaw et al. utilise des sections parallèles et une projection de données sismiques pour interpréter la structure.

L'équilibrage de coupes par des méthodes de conservation d'aire permet d'obtenir de bonnes informations sur la nature de la déformation subie par un chevauchement. Néanmoins, lorsque l'on se trouve confronté à de fortes variations latérales, tant dans la distance de déplacement que dans la forme de la faille ou l'angle de la rampe, l'approche 2D est fortement limitée dans son interprétation. Pour pallier cette lacune, Wilkerson et Medwedeff proposent d'étendre les relations angulaires du modèle géométrique de Suppe à la troisième dimension, avec pour objectif la conservation du volume dans le cas d'un gradient de déplacement variable. La méthode se base sur l'introduction de trois nouvelles grandeurs angulaires :

- μ est l'angle entre les traces des surfaces axiales B et B' ;
- ω est l'angle entre un plan vertical parallèle à la direction de la rampe et la surface axiale A ;
- ϵ est l'angle entre un plan vertical parallèle à la direction de la rampe et la surface axiale A'.

Les points A, A', B, et B' sont définis sur les sections à partir des kinks de la méthode de Suppe [Suppe, 1983]. Le raccourcissement variable est quant à lui

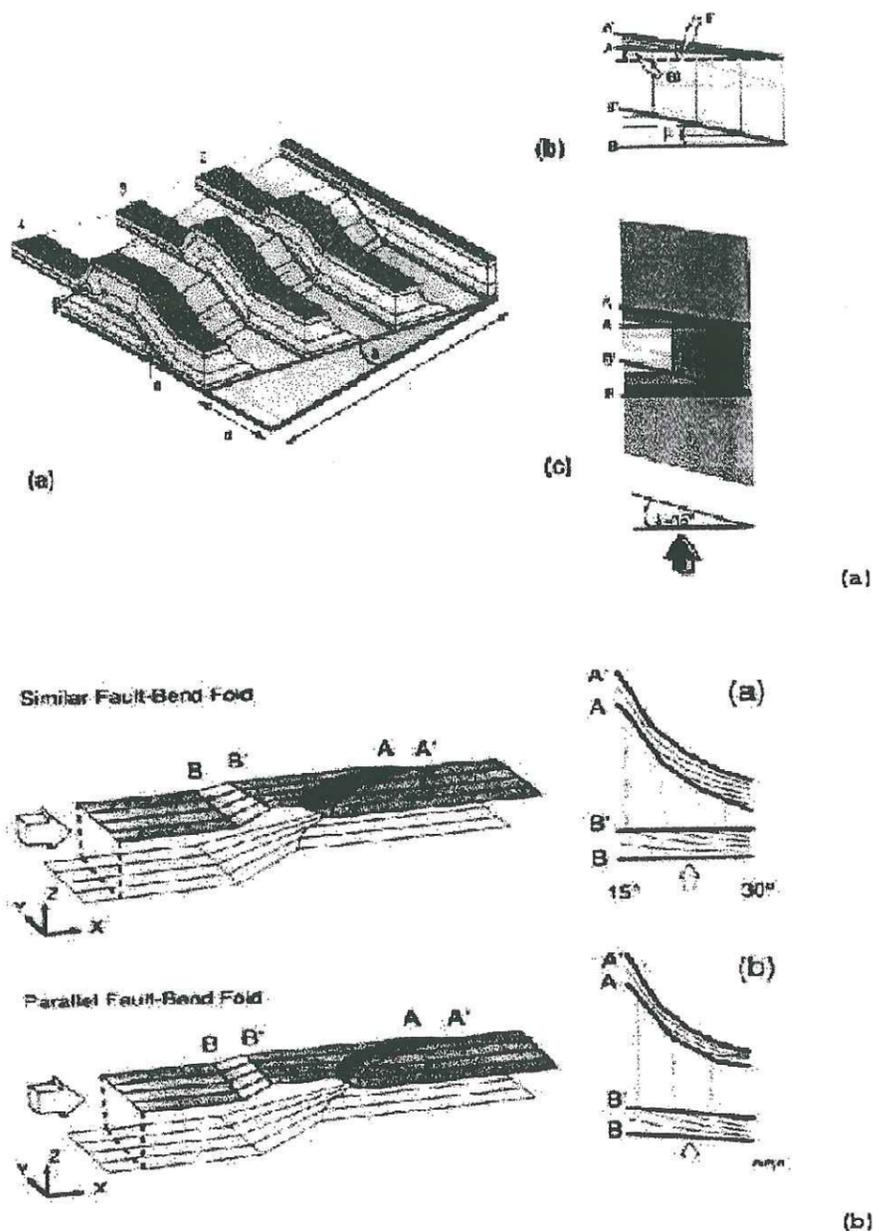


FIG. 3.8: schéma du modèle de Wilkerson et Medwedeff: (a) dans le cas d'un déplacement variable, (b) dans le cas d'une rampe variable (d'après [Wilkerson et Medwedeff, 1991]).

défini par l'angle δ . On obtient ensuite les relations trigonométriques suivantes :

$$\tan\mu = \cos\theta \tan\delta \quad (3.13)$$

$$\tan\omega = \sin\theta \tan\delta \tan\frac{\beta}{2} \quad (3.14)$$

$$\tan\epsilon = \frac{\sin\theta \tan\delta}{\sin\beta} \quad (3.15)$$

Les angles θ et β sont ceux décrits par le système d'équations 3.2. Dans le cas de plis semblables, qui se déforment suivant un mécanisme de cisaillement vertical, les relations deviennent :

$$\tan\mu = \tan\delta \quad (3.16)$$

$$\tan\omega = 0 \quad (3.17)$$

$$\tan\epsilon = \tan\delta \quad (3.18)$$

Les relations précédentes montrent que les angles des plis semblables ne dépendent que du gradient de déplacement, alors que pour des plis parallèles, les angles sont fonction du pendage de la rampe et du gradient de déplacement. Cette approche de la déformation d'un compartiment chevauchant permet de mieux rendre compte des interactions entre les déplacements et la géométrie de la rampe et la géométrie profonde des chevauchements. Sa limitation principale, comme le soulignent d'ailleurs les auteurs, est l'obligation d'utiliser des sections parallèles, et de contraindre ainsi la déformation à une déformation plane.

Vers un modèle FOLDIS 3D

Le modèle FOLDIS présenté précédemment offrait l'avantage d'une approche discrète et une bonne complémentarité dès lors que l'on désirait coupler la cinématique à d'autres phénomènes comme la sédimentation ou la compaction. C'est donc tout naturellement qu'une recherche a été menée dans le cadre de cette thèse, en vue d'étendre ses principes 2D à un modèle 3D.

Pour une discrétisation 3D, les éléments deviennent des éléments à huit nœuds et six faces qui ne sont pas forcément coplanaires, et le support une surface paramétrée. Dans le cas du glissement couche à couche, les couches sont toujours indépendantes, et les nœuds sont en relation avec quatre éléments. En 3D, il y a trois inconnues pour chaque nœud, d'où un système à résoudre :

$$\frac{3 \text{ inconnues} * N * 8 \text{ nœuds}}{4 * \text{éléments}} = 6N \text{ inconnues} \quad (3.19)$$

Pour résoudre le problème, il faut maintenant six équations.

- La première, et la plus évidente, est liée à l'hypothèse de base de l'équilibrage de coupe, c'est la conservation de la matière, ramenée ici à la conservation du volume.
- La seconde est tout aussi naturelle et s'obtient par la paramétrisation du support sur lequel glisse la couche.
- Le mode de déformation analogue à du « flexural slip » entraîne une conservation de l'aire des faces de base (comme en 2D on trouvait une conservation de la longueur des couches).
- La déformation est supposée isopache (ou son évolution connue), donc l'épaisseur de la couche reste constante (ou prévisible). On se trouve ici devant un autre problème, qui est celui de traduire cette conservation par une loi géométrique. Arbitrairement, on supposera que l'épaisseur conservée est la distance entre les barycentres du toit et de la base.
- Les cinquième et sixième équations vont être obtenues par le biais de lois angulaires. Pour cela, on va faire appel à une hypothèse de la théorie des plaques qui dit que les segments verticaux restent localement orthogonaux aux plans médians au cours de la transformation. Il y a quatre arêtes « verticales » par élément, connectées à quatre éléments, ce qui donne une équation pour la base, et une pour le toit.

Les hypothèses de fermeture du problème ci-dessus restent des propositions. Elles ne sont pas les seules possibles, mais celles qui semblaient le plus appropriées pour des éléments dont les faces n'étaient pas forcément coplanaires. La résolution de ces équations suivant le même principe que FOLDIS (par minimisation d'une fonctionnelle) est apparue cependant comme un problème trop lourd à gérer de par la non linéarité des équations et la non unicité de la solution. Nous avons donc abandonné cette approche qui ne paraît pas adaptée à l'étude de la déformation d'un bassin en 3D.

3.4 Conclusion

L'ensemble des modèles cinématiques qui viennent d'être présentés se basent sur des principes bidimensionnels, et supposent que la déformation reste plane. L'hypothèse de déformation plane s'accompagne dans la majorité des cas par une absence de description de la déformation interne. Néanmoins, quelques études ont été effectuées en vue d'intégrer la déformation interne [Mac Naught et Mitra, 1996; Mitra, 1994; Woodward, Gray et Spear, 1986] dans les processus d'équilibrage, et les résultats ont été concluants. A tel point qu'il semble indispensable

d'être en mesure d'intégrer, ou tout du moins de quantifier, la part de déformation interne sur l'ensemble de la déformation subie par le bassin, si l'on désire une restauration acceptable.

L'hypothèse fondamentale de conservation de l'aire a elle aussi été remise en question lorsque plusieurs failles interagissent [Apotria, 1989; McCaig, 1988, 1989]. Ces remarques sont encore accentuées par le passage à la troisième dimension. L'étude de la déformation des bassins en 3D ne peut plus se faire avec une hypothèse de déformation plane [Von Winterfeld et Oncken, 1995], puisqu'elle s'effectue dans les trois directions de l'espace. Dans le même esprit, on constate que l'influence de la géométrie est toujours aussi forte sur la déformation et son champ de déplacements associé, comme en témoignent les articles portant sur l'influence des rampes obliques [Apotria, 1995; Apotria, Snedden, Spang et Wiltshko, 1992; Wibberley, 1997].

La cinématique est apparue pour pallier les déficiences de la modélisation mécanique. De la même façon qu'en mécanique un grand nombre de modèles avait été proposés, l'approche cinématique regroupe elle aussi une quantité importante de modèles. Ceci tient à plusieurs causes.

- La diversité des mécanismes de déformation : chaque mécanisme amène le choix d'une modélisation qui n'est pas forcément compatible avec un autre mécanisme. On en arrive alors à avoir un modèle cinématique par mécanisme considéré.
- Le choix du chemin cinématique dans le temps : choisir entre la restauration, ou la construction de coupes successives. De nouveau, les hypothèses et algorithmes d'un modèle de restauration ne sont dans la plupart des cas pas transposables à un modèle de construction de coupes.
- La possibilité de prendre en compte l'ensemble, ou partie, des déformations internes subies par le bassin.

La modélisation cinématique a ensuite été confrontée au problème de l'extension d'algorithmes 2D à des algorithmes 3D. Pour le moment aucun modèle 3D réversible (qui pourrait traiter aussi bien le problème de la restauration que celui de la déformation prograde) n'a été proposé. Cette impossibilité prend sa source dans les hypothèses qui contraignent le modèle, et l'un des objectifs de ce mémoire est de présenter une alternative à ce problème.

Modèle cinématique : principes de base

Sommaire

4.1	Conception objet, géométrie et maillage	40
4.1.1	Conception objet	40
4.1.2	Les « objets » géologiques simulés dans le modèle . . .	41
4.1.3	Organisation du modèle	41
4.2	Préliminaires	43
4.2.1	Une approche par « blocs rigides »	43
4.2.2	Plis par flexion et surface neutre	45
4.3	Modèle 2D	47
4.3.1	Hypothèses	47
4.3.2	Traduction mathématique des principes géométriques .	48
	Support de glissement	48
	Bissectrice de deux droites	48
	Déplacement curvilinéaire	48
	Etapes du déplacement d'un point de la ligne neutre .	48
	Reconstruction des couches supérieures	50
	Démonstration de la conservation	51
4.3.3	Reconstruction surfacique et interface cisailante . . .	52
	Reconstruction surfacique	52
	Interface cisailante	52
	Remarque sur la taille des éléments	53
4.4	Validation du modèle 2D	55
4.4.1	Plis de rampe	55
4.4.2	Déplacement variable et rampe variable	57
4.5	Conclusion	59

4.1 Conception objet, géométrie et maillage

Dans les modèles cinématiques, basés essentiellement sur des relations géométriques comme on l'a vu dans le chapitre précédent, un des aspects primordiaux est la définition géométrique des « objets » géologiques étudiés.

4.1.1 Conception objet

L'utilisation d'un langage informatique orienté objet apporte bien des avantages [Booch, 1994] dès lors que l'on désire modéliser des phénomènes aussi complexes que ceux relatifs à la déformation des bassins sédimentaires. Un modèle objet repose sur quatre paradigmes :

◇ **l'abstraction** : elle présente les caractéristiques essentielles d'un objet, celles qui le distinguent de tout autre objet, et précisent les limites de celui-ci. Le choix de l'abstraction est personnel au concepteur, et c'est le problème central de toute conception orientée objet. Les principaux types d'abstraction que l'on rencontre se rapportent à :

* une entité : un objet qui représente un modèle utile d'un problème lié au domaine étudié ;

* une action : un objet qui propose une ensemble d'opérations.

Les objets sont alors caractérisés par leurs propriétés statiques et dynamiques.

◇ **L'encapsulation** : elle est le complément de l'abstraction dans la mesure où l'abstraction traite du concept et du comportement de l'objet, tandis que l'encapsulation traite de son implémentation en vue d'atteindre le comportement désiré. L'encapsulation est l'étape qui consiste à masquer les composantes intimes de l'objet, et qui permet ainsi de délimiter clairement l'unicité d'un objet tout en fournissant une barrière explicite entre les différentes abstractions.

◇ **La modularité** : elle est l'étape au cours de laquelle le programme est partitionné, et où les liens entre les abstractions sont précisés.

◇ **La hiérarchie** : c'est l'étape de conception qui vise à créer la généalogie d'un objet. De cette façon, les liens entre l'abstraction la plus haute et ses héritières sont précisés (d'un véhicule à la voiture par exemple).

Les paradigmes de la conception objet permettent, lorsque l'analyse est bien faite, d'arriver à isoler les différents concepts (ou objets) propres aux phénomènes que l'on souhaite modéliser. Les choix importants qu'il convient d'effectuer portent sur l'encapsulation et la modularité désirées pour le programme. Dans le cas

de la modélisation de bassins, le modèle proposé s'efforce de différencier l'aspect purement géométrique relatif à la décomposition du domaine, de l'aspect physique lié aux différents mécanismes de déformation qui sont utilisés. Le schéma objet (cf. figure 4.1) présente aussi l'ensemble des outils géométriques qui sont nécessaires à la mise en place du modèle de déformation cinématique, et leurs liens avec le domaine (bassin, blocs, couches).

4.1.2 Les « objets » géologiques simulés dans le modèle

Les objets géologiques pris en compte par le modèle sont au nombre de quatre, et permettent de décrire l'évolution d'un pli de rampe.

Le « bassin » : c'est la zone d'étude géologique complète, qui regroupe toutes les parties tectoniques de la zone étudiée : les failles, le socle, les compartiments chevauchants, les rampes. Son utilité apparaît particulièrement lors de la construction informatique du domaine, car il permet de relier entre elles les différentes structures géologiques.

Les « failles » : elles caractérisent les principales zones de discontinuité du bassin et permettent le découpage du bassin en parties indépendantes. A ce titre, elles peuvent être modélisées comme des surfaces dans l'espace.

Les « écailles tectoniques » ou « blocs » : elles correspondent aux sous-domaines du bassin découpé par les failles. Leurs frontières sont définies soit par des failles, soit par les limites du domaine étudié. Les blocs du bassin sont les entités principales dans la mesure où c'est leur évolution cinématique qui va permettre de décrire l'évolution du bassin dans le temps.

Les « couches » : elles sont la représentation géométrique simplifiée des couches lithologiques de chaque écaille tectonique.

4.1.3 Organisation du modèle

Le modèle informatique (cf. figure 4.2) se décompose en quatre modules principaux :

◇ *la gestion des « entrées-sorties »* est indispensable dans la mesure où le modèle cinématique doit à terme s'insérer dans un contexte de modélisation de bassin intégrant la migration des hydrocarbures, et des phénomènes comme la compaction ou la sédimentation. A ce titre, le principal format de lecture-écriture est celui rattaché au logiciel CERES.

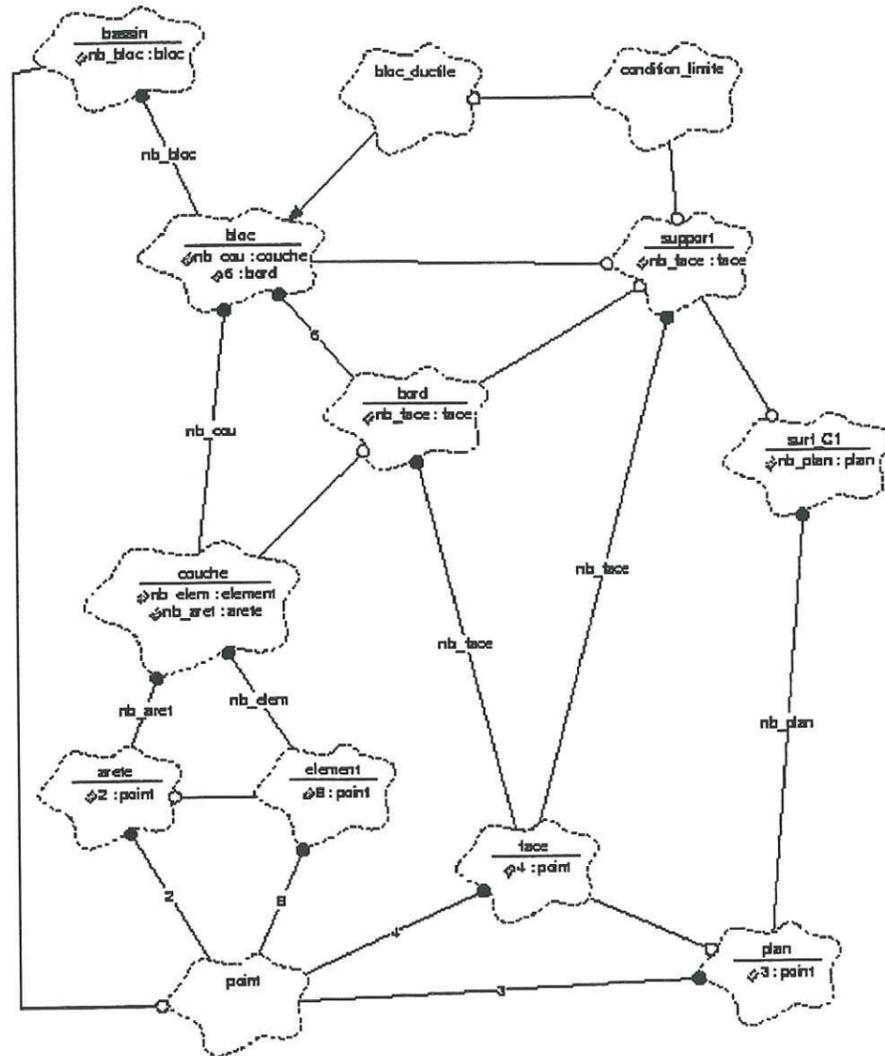


FIG. 4.1: schéma objet pour la géométrie

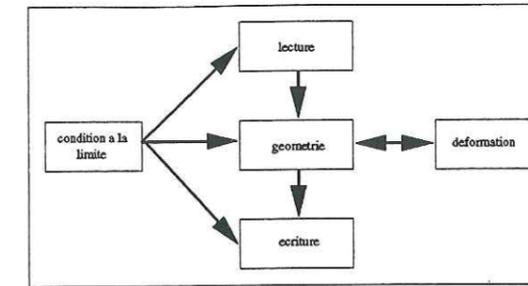


FIG. 4.2: schéma des modules du modèle informatique

- ◇ Le module de géométrie, décrit plus en détail précédemment, gère l'ensemble de la structure interne du domaine et les outils géométriques associés.
- ◇ Le module de déformation contient l'ensemble des fonctions qui mettent en œuvre le déplacement et la déformation du bassin, en fonction de chaque mécanisme de déformation possible (flexion-glisement ou cisaillement vertical).
- ◇ Le module des conditions à la limite sert de lien entre tous les modules, et fournit les clefs d'une bonne modélisation (direction principale, distance de déplacement, mécanisme de déformation associé à chaque couche, définition des supports).

La difficulté qui survient très rapidement est d'arriver à préserver au mieux les notions d'encapsulation et de modularité, afin d'éviter des recouvrements ou des dépendances trop fortes entre les différents modules. Pour y parvenir, il est préférable de réduire chaque fonction à une tâche minimum de façon à la rendre la plus autonome possible.

4.2 Préliminaires

4.2.1 Une approche par « blocs rigides »

Au cours du chapitre précédent, plusieurs modèles cinématiques ont été évoqués, chacun proposant une approche spécifique du problème de plissement par flexion. Au regard de celui-ci, il apparaît que la déformation des couches lithologiques d'un bassin sédimentaire peut s'assimiler à une déformation « rigide-pliante » [Ramsay et Huber, 1987]. Les déformations internes sont alors localisées de façon préférentielle aux interfaces entre les couches successives, et dans les régions charnières aux points de rupture de pente. Afin de traduire ces phénomènes, une modélisation possible est une modélisation dite par « blocs rigides »

[Etchecopar, 1984]. Elle présente en outre l'avantage d'une grande simplicité de mise en œuvre et une bonne interprétation du problème mécanique.

La déformation rigide pliante est principalement liée à deux types de mécanismes [Gratier, 1993] : 1) des processus cataclastiques qui peuvent permettre le mouvement des blocs par fracturation-broyage à leurs limites ; 2) des processus de fluage par dissolution-cristallisation sous contrainte peuvent accommoder ces déplacements de blocs de manière ductile. Dans ce dernier cas, les déplacements relatifs des blocs s'accommodent par des processus de dissolution dans les zones soumises aux plus fortes contraintes (stylolites, schistosité) et de précipitation dans les vides ouverts par la déformation entre les blocs (fentes à cristaux). Une représentation rigoureuse de la réalité impliquerait d'utiliser des blocs de petite taille (mm à dm) mais la modélisation de l'ensemble d'un bassin sédimentaire dépasserait alors les possibilités actuelles de calcul. Pour notre problème de modélisation de la déformation d'un bassin, on utilisera des blocs de plus grande taille (hm à km) en considérant que les observations correspondent à des processus qui concernent des blocs de taille bien inférieure dans la réalité. Les problèmes de changements de volume seront ainsi amplifiés, mais ils restent pertinents.

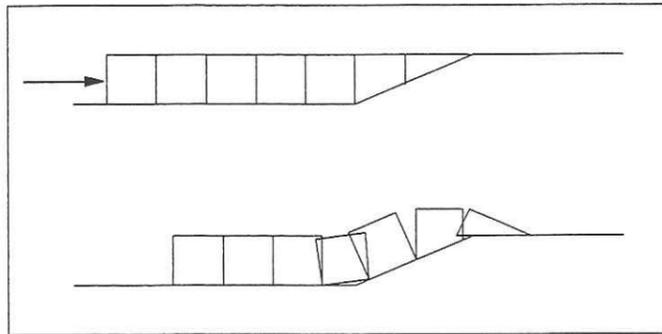


FIG. 4.3: déformation d'une couche par une approche blocs rigides.

Si l'on suppose que les couches lithologiques se déforment de façon « globalement rigide », il est parfois difficile de différencier la déformation globale de la couche des déformations locales. Dans le cadre d'une modélisation par blocs rigides, chaque couche est découpée en éléments (les « blocs rigides ») dont le déplacement est gouverné par un mouvement rigidifiant. Le mouvement de chaque bloc est entièrement décrit par une translation et une rotation. Le modèle peut être assimilé, pour donner une image, à un assemblage de morceaux de sucre glissant sur une surface. Au cours du déplacement, les blocs vont être amenés à se chevaucher ou à s'interpénétrer localement. L'aspect global du déplacement est

alors représenté comme la somme des déplacements de chaque bloc, tandis que l'aspect local de la déformation interne est traduit par les vides et recouvrements entre les blocs. Les vides et recouvrements se situent essentiellement au niveau des singularités du support de glissement.

La modélisation par blocs rigides, si elle a l'avantage de sa simplicité, présente néanmoins un handicap de taille pour décrire proprement le problème de la déformation des couches sédimentaires. En effet, un des points-clés du plissement par flexion est intimement lié au glissement inter bancs. Or la modélisation par blocs rigides ne permet pas de décrire de façon précise le toit d'une couche, ce qui est fortement handicapant pour obtenir une modélisation du glissement des couches supérieures du bassin. Nous avons écarté l'idée d'avoir recours à des méthodes de lissage du toit des couches, ce qui aurait pour inconvénient majeur de faire perdre la rigidité des éléments. La solution de ce problème est venue d'une dégénérescence du principe de rigidité, la rigidité étant supportée par les arêtes verticales de chaque élément.

4.2.2 Plis par flexion et surface neutre

Afin de trouver une modélisation adaptée au problème de la déformation des couches, il convient de revenir au mécanisme principal de cette déformation : le plissement par flexion.

Les plis isopaches sont tels que la couche conserve son épaisseur en tout point au cours de la transformation. La déformation s'accompagne d'une augmentation du rayon de courbure vers l'extrados de la couche, et d'une diminution de celui-ci à l'intrados. Le mécanisme responsable de la formation des plis isopaches est le mécanisme du plissement par flexion qui peut prendre plusieurs formes. La déformation peut se localiser principalement soit dans les zones charnières, soit le long des flancs [Ramsay et Huber, 1987]. Dans le cas d'une déformation de flancs, la déformation a lieu par le biais d'un cisaillement parallèle au support des couches. La flexion peut s'opérer soit par flexion écoulement, soit par flexion glissement ("flexural slip" en anglais). C'est ce dernier mécanisme que l'on va s'efforcer de traiter dans la suite de cette thèse. La déformation peut aussi s'effectuer principalement dans la région charnière.

Un phénomène remarquable mérite l'attention, c'est celui des plis d'entraînement induits [Nicolas, 1984; Ramsay et Huber, 1987]. Au cours de la déformation qui accompagne le plissement, lorsque des couches de rigidité différente se superposent, la matière à l'interface entre les couches est souvent cisailée, voire broyée. Une certaine quantité de matière peut alors s'amasser entre les couches.

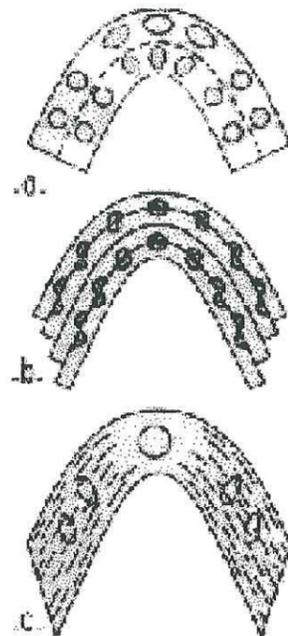


FIG. 4.4: plissement par flexion : (a) plis de charnière, (b) flexion-glissement, (c) flexion-écoulement (d'après [Nicolas, 1984]).

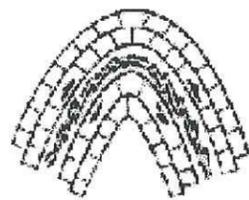


FIG. 4.5: plis d'entraînement induit (d'après [Nicolas, 1984]).

Le plissement à déformation de charnière, que l'on retrouve aussi localement dans les couches soumises à un mécanisme de flexion glissement, présente la particularité non négligeable de posséder une surface dite neutre. La surface neutre d'une couche partage celle-ci en deux compartiments : un domaine en extension vers l'extrados de la couche, et un domaine en compression vers l'intrados. En plus de sa position, la surface neutre est indéformable, ce qui fait que son aire reste constante au cours de la déformation, et que son déplacement se fait parallèlement au support de la couche. Sous l'effet de très fortes contraintes sur la déformation, cette surface neutre peut être amenée à se déplacer vers l'intrados de la couche pour permettre une déformation plus réaliste [Lan et Hudleston, 1995; Ramsay et Huber, 1987].

4.3 Modèle 2D

Dans un premier temps, nous allons nous efforcer de construire un modèle en vue d'une validation 2D et demi. Nous espérons ainsi pouvoir obtenir des informations sur l'aptitude d'un modèle utilisant la surface neutre d'une couche pour décrire le mécanisme du plissement par flexion.

4.3.1 Hypothèses

Les hypothèses qui sont à la base du modèle sont au nombre de trois :

- ▷ le glissement entre les couches est parfait, et les couches glissent indépendamment les unes des autres ;
- ▷ l'épaisseur de la couche est conservée ;
- ▷ la longueur de la ligne neutre de chaque couche est conservée ;

Les deux premières hypothèses sont les hypothèses les plus couramment admises pour les plis compétents [Ramsay et Huber, 1987]. La dernière hypothèse découle, elle, directement du mécanisme de plissement par flexion et est l'expression en 2D du principe volumique. L'utilisation de la ligne neutre (respectivement surface neutre en 3D) pour modéliser le déplacement et la déformation d'une couche d'un bassin permet d'abaisser d'une dimension la complexité du problème à résoudre. En effet, le modèle 2D (respectivement 3D) porte sur la conservation d'une longueur 1D (respectivement d'une surface 2D). La restauration de l'aire (respectivement du volume) s'effectue à l'aide de la reconstruction des arêtes "verticales" de la couche par une rotation rigide.

4.3.2 Traduction mathématique des principes géométriques

Comme défini au début de ce chapitre, chaque bloc du bassin est découpé en couches. Chaque couche est alors subdivisée en élément à quatre sommets. C'est à partir des éléments de la couche que l'on va pouvoir définir l'algorithme de déformation [Lelong-Ferrand et Arnaudès, 1977].

Support de glissement

Le support de glissement, dans un bloc, est défini à partir de la base de la couche initiale (confondue avec le socle), pour la première couche, et à partir du toit de la couche inférieure pour les autres couches. Le support est ensuite étendu à tout le domaine à partir du toit des autres blocs. Chaque face inférieure de la couche de base est un segment de droite définie par l'équation :

$$\alpha x + \gamma z + h = 0 \quad (4.1)$$

où les coefficients α , γ , et h sont déterminés à partir des 2 points connus qui constituent les extrémités.

Bissectrice de deux droites

Comme pour le modèle de Suppe [Suppe, 1983], avec les "kinks", ou le modèle de Contreras et Suter [Contreras et Sutter, 1990] avec les bissectrices, le support de glissement est partagé par des bissectrices à chaque changement de pente entre deux segments voisins. Pour la définition, on utilise cette fois-ci les équations des segments de droite voisins.

Déplacement curvilinéaire

Le déplacement de la couche passe par le déplacement de tous les points de la ligne neutre. La ligne neutre est pour la simplicité du modèle la ligne qui passe par le milieu des arêtes verticales. Soit M un point de ligne neutre, M' est l'image de M tel que :

$$M' = \vec{t}_{\delta \vec{v}}(M) \quad (4.2)$$

où δ est la distance totale du déplacement, et \vec{v} la direction principale du déplacement.

Étapes du déplacement d'un point de la ligne neutre

Soit $M(x_0, z_0)$, un point de la surface neutre. Il est déplacé parallèlement au support de glissement sur une droite $D(M, \vec{v}_h)$ où \vec{v}_h est la projection normale de

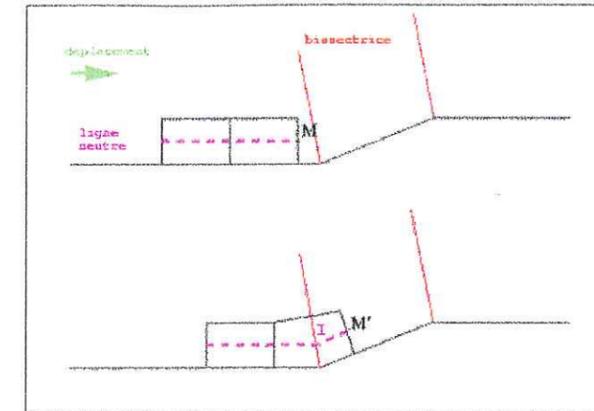


FIG. 4.6: déplacement d'un point de la ligne neutre

\vec{v} sur le support :

$$D : \begin{cases} x_0 + \nu_{hx}t \\ z_0 + \nu_{hz}t \end{cases} \quad (4.3)$$

Remarquons que la projection normale sur le support est ici ramenée pour des raisons de discrétisation du support à la plus petite distance du point M au support.

Le point M se déplace sur (D) jusqu'à ce qu'il intersecte une des bissectrices qui partagent le domaine. Soit (B) une de ces bissectrices, d'équation :

$$\alpha_b x + \gamma_b z + h = 0 \quad (4.4)$$

Les coordonnées de $I = (D) \cap (B)$, point d'intersection de (D) et de la bissectrice (B) s'écrivent :

$$I = \begin{cases} x_0 + \nu_{hx}t_i \\ z_0 + \nu_{hz}t_i \end{cases} \quad (4.5)$$

La valeur de t_i se déduisant alors de l'équation de (B) :

$$t_i = \frac{-(\alpha_b x_0 + \gamma_b z_0 + h)}{(\alpha_b \nu_{hx} + \gamma_b \nu_{hz})} \quad (4.6)$$

Soit $d = \|MI\|$ la distance euclidienne entre les points M et I . Le point M devant se déplacer d'une distance totale δ , on se trouve donc confronté à trois

possibilités :

- $d > \delta$: les coordonnées du point image $M' = t_{\delta \vec{v}}(M)$ sont fournies par :

$$M' = \begin{cases} x_0 + \nu_{hx} \delta \\ z_0 + \nu_{hz} \delta \end{cases} \quad (4.7)$$

- $d = \delta$: M' est confondu avec I
- $d < \delta$: M se déplace en I , mais doit encore se déplacer d'une distance $\delta - d$. On recommence donc les opérations ci-dessus avec comme point d'origine I et une nouvelle projection de \vec{v} sur le support.

Reconstruction des couches supérieures

Le déplacement tel qu'il vient d'être évoqué plus haut reste le même pour les étapes qui le composent. Le changement majeur intervient dans l'établissement des conditions à la limite \vec{v} et δ . En effet, dans le cadre de la déformation de la couche de base du bloc considéré, le support de glissement est connu par rapport à la position initiale de la couche. Dans le cas des couches supérieures, ce n'est plus le cas. Il faut donc reconstruire la couche sur celle immédiatement "en-dessous" en fonction de l'état initial. Cela suppose de déterminer au préalable la distance δ' séparant tous les points de la ligne neutre d'une couche supérieure, ainsi que l'angle θ formé par la ligne neutre avec le support (cf. figure 4.7).

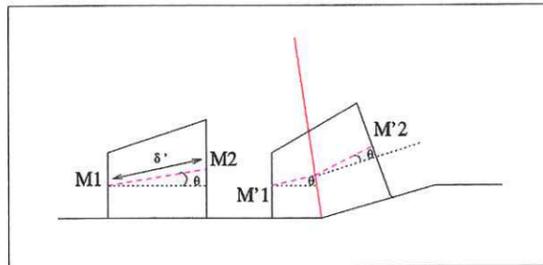


FIG. 4.7: reconstruction des couches supérieures

Soit M_1 et M_2 deux points successifs de la ligne neutre :

$$\delta' = \|M_1 M_2\| \quad (4.8)$$

Soit A_1 et A_2 les points des arêtes verticales contenant M_1 et M_2 , et en contact avec le support de glissement :

$$\cos \theta = \frac{M_1 \vec{M}_2 \cdot A_1 \vec{A}_2}{\|M_1 \vec{M}_2\| \cdot \|A_1 \vec{A}_2\|} \quad (4.9)$$

Le sinus est calculé à partir du cosinus et de la position géométrique de la ligne neutre.

Le déplacement d'un point M d'une couche supérieure s'effectue alors comme pour la couche de base, avec comme distance locale de déplacement δ' , et une direction principale \vec{v} qui reste inchangée, à cela près que sa projection sur le support est corrigée par une rotation d'angle θ .

Démonstration de la conservation

Soit (Γ) une ligne polygonale de n segments de droites, et $n + 1$ points (cf. figure 4.8), sur laquelle on définit une norme locale :

$$\|M_1 M_2\|_{\Gamma} = \sum_{i=0}^{np} \|N_i N_{i+1}\| \quad N_0 = M_1 \quad N_{np} = M_2 \quad (4.10)$$

La longueur de la ligne est conservée si la distance entre M_1 et M_2 est conservée.

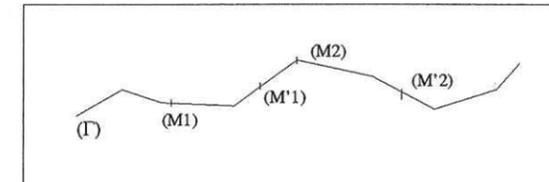


FIG. 4.8: ligne polygonale

Dans le cas de la reconstruction des couches supérieures, la conservation est triviale, puisque la distance de déplacement correspond à la distance entre M_1 et M_2 . Le problème se pose pour la déformation de la couche de base qui est déformée de façon directe. Là encore on est confronté à deux cas :

- M_1 et M_2 se situent à une même hauteur h du support, et leur déplacement d'une distance δ se fait donc sur la même trajectoire, qui est assimilée à une ligne polygonale :

$$\begin{aligned} \|M_1 M_2\|_{\Gamma} &= \|M_1 M'_1\|_{\Gamma} + \|M'_1 M_2\|_{\Gamma} = \delta + \|M'_1 M_2\|_{\Gamma} \\ \|M'_1 M'_2\|_{\Gamma} &= \|M'_1 M_2\|_{\Gamma} + \|M_2 M'_2\|_{\Gamma} = \|M'_1 M_2\|_{\Gamma} + \delta \\ \|M'_1 M'_2\|_{\Gamma} &= \|M_1 M_2\|_{\Gamma} \end{aligned} \quad (4.11)$$

- M_1 et M_2 sont situés à des distances h_1 et h_2 du support et ne se déplacent plus sur la même trajectoire. La conservation de la ligne neutre n'est plus automatique mais s'obtient par une rotation d'angle θ équivalente à celle effectuée lors du déplacement des couches supérieures.

Ainsi, s'il est évident que la ligne neutre est parfaitement conservée au cours d'un déplacement sur un support de coordonnées constantes, elle peut admettre des variations au cours des différents incréments de temps à cause des singularités de ce même support. Cette variation s'explique par la différence qui existe entre la définition de la ligne neutre (distance entre les points milieux d'arêtes verticales) qui se fait dans l'espace euclidien, et son calcul au cours du déplacement qui se fait sur une ligne polygonale. Néanmoins, les variations restent faibles et localisées aux singularités du support, et n'entraînent pas la modélisation de la déformation comme le montrent les cas de validation qui vont suivre. Les variations dépendent aussi fortement de la finesse de la discrétisation choisie.

4.3.3 Reconstruction surfacique et interface cisailante

Reconstruction surfacique

Après avoir déplacé tous les points de la ligne neutre d'une couche, la déformation de la couche n'est que partiellement réalisée puisque son aire reste encore à calculer. Pour parfaire cette reconstruction surfacique de la couche, on utilise une fois encore les arêtes verticales rattachées à chaque point de la ligne neutre. Les arêtes sont reconstruites à l'aide d'une rotation rigide autour de la surface neutre. Une fois la rotation réalisée, la surface de la couche est fournie par la somme discrète de chaque élément quadrangulaire dont la connectivité est restée identique à celle de l'état initial.

Interface cisailante

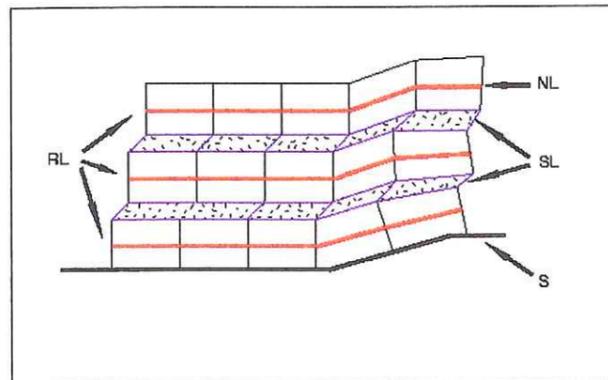


FIG. 4.9: interface cisailante; RL: rigid layer; NL: neutral line; SL: sheared layer; S: support.

L'interface cisailante est créée dans le modèle pour s'efforcer de reproduire les mécanismes des plis d'entraînement induits. Ainsi à la fin de chaque étape de déformation, une interface dite « cisailante » est créée entre chaque couche du bloc déformé. Néanmoins, la cinématique interne de cette interface n'est pas connue, et il n'est donc pas possible de lui attribuer par la suite un comportement autonome. Pour cette raison, son épaisseur sera considérée comme nulle dans la suite des cas traités au cours de la thèse.

Cette interface présente aussi un avantage important pour le modèle. Elle permet de préserver le lien géométrique entre deux couches du bloc déformé, et elle assure ainsi la conformité du maillage en vue de calculs éventuels (à la condition que le cisaillement relatif aux éléments de la couche ne soit pas excessif).

Remarque sur la taille des éléments

Le modèle qui suit repose sur des principes exclusivement géométriques, et qui dépendent fortement du maillage discret associé à la décomposition du domaine. Une des dépendances majeures des éléments à la géométrie du domaine est la relation qui lie la longueur d'un élément à son épaisseur en fonction du pendage de la rampe qu'il aura à franchir. Cette relation a pour but d'éviter que les arêtes verticales ne se croisent après le passage de la rampe.

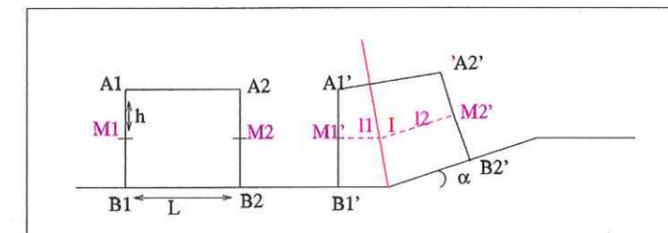


FIG. 4.10: schéma de reconstruction des éléments

Soit α l'angle formé par la rampe avec l'horizontale $\alpha \in [0, \frac{\pi}{2}[$ (cf. figure 4.10). Soit l'élément de référence (E), d'épaisseur h , et de longueur L , tel que les points $A_i, B_i, M_i, (i = 1, 2)$ soient définis par :

$$\begin{matrix} A_1(x_0; 0) & B_1(x_0; 2h) & M_1(x_0; h) \\ A_2(x_0 + L; 0) & B_2(x_0 + L; 2h) & M_2(x_0 + L; h) \end{matrix} \quad (4.12)$$

avant le passage de la rampe. Après déplacement des points de la surface neutre et reconstruction des arêtes, les nouvelles coordonnées des points sont définies comme suit :

$$\begin{aligned}
 & A_1'(x_0'; 0) \quad B_1'(x_0'; 2h) \quad M_1'(x_0'; h) \quad I(x_0' + l_1; h) \\
 & A_2'(x_0' + l_1 + l_2 \cos \alpha + h \cos(\frac{\pi}{2} + \alpha); l_2 \sin \alpha + h \sin(\frac{\pi}{2} + \alpha)) \\
 & B_2'(x_0' + l_1 + l_2 \cos \alpha + h \cos(-\frac{\pi}{2} + \alpha); l_2 \sin \alpha + h \sin(-\frac{\pi}{2} + \alpha)) \\
 & M_2'(x_0' + l_1 + l_2 \cos \alpha; h + l_2 \sin \alpha)
 \end{aligned} \quad (4.13)$$

où I est le point d'intersection avec la bissectrice du support de glissement, et :

$$l_1 + l_2 = L \quad (4.14)$$

La condition pour que les arêtes ne se croisent pas est que x_{A_1} soit inférieure ou égale à x_{A_2} . Ce qui peut se traduire par :

$$l_1 + l_2 \cos \alpha - h \sin \alpha \geq 0 \quad \forall \alpha \in [0; \frac{\pi}{2}[\quad (4.15)$$

Afin de résoudre l'inéquation 4.15, on pose :

$$l_1 = \frac{1}{q}L \quad \text{et} \quad l_2 = \frac{q-1}{q}L \quad \forall q \in [1; +\infty[\quad (4.16)$$

4.15 devient :

$$L(\frac{1}{q} + \frac{q-1}{q} \cos \alpha) - h \sin \alpha \geq 0 \quad \forall \alpha \in [0; \frac{\pi}{2}[\quad \forall q \in [1; +\infty[\quad (4.17)$$

La solution de l'inéquation 4.17 s'obtient par l'étude de la fonction $f(q) = \frac{1}{q} + \frac{q-1}{q} \cos \alpha$, qui est une fonction décroissante convergeant vers $\cos \alpha$, lequel est positif. La relation reliant l'épaisseur de la maille à sa longueur est donc :

$$L \geq h \tan \alpha \quad \forall \alpha \in [0; \frac{\pi}{2}[\quad (4.18)$$

Cette relation permet de construire un maillage qui soit adapté à la géométrie du domaine, et permet d'éviter des problèmes numériques dus à un mauvais dimensionnement des éléments. La relation 4.18 met aussi en avant l'impossibilité du modèle à traiter des angles supérieurs à $\frac{\pi}{2}$. Une étude similaire pour des angles supérieurs montre qu'il n'est pas possible d'obtenir une relation équivalente, et que la condition de croisement n'est plus vérifiée.

4.4 Validation du modèle 2D

La validation 2D a pour objectif de tester la solidité des hypothèses émises dans le modèle. L'utilisation de la surface neutre présente en effet l'énorme avantage de réduire d'une dimension la résolution du problème de déformation par flexion plissement d'une couche sédimentaire. Il reste à s'assurer que la reconstruction surfacique est correcte. La validation s'effectue en trois étapes, où le niveau de difficulté augmente à chaque fois. Tout d'abord, le modèle est testé sur un pli de rampe classique, qui nous permet d'approcher l'importance de la discrétisation et son influence sur le résultat. Puis dans un souci comparatif, deux tests sont effectués par analogie avec le modèle de Wilkerson et Medwedeff [Wilkerson et Medwedeff, 1991] : un glissement avec déplacement variable sur une rampe de pendage constant, et un glissement sur une rampe avec un pendage variable.

4.4.1 Plis de rampe

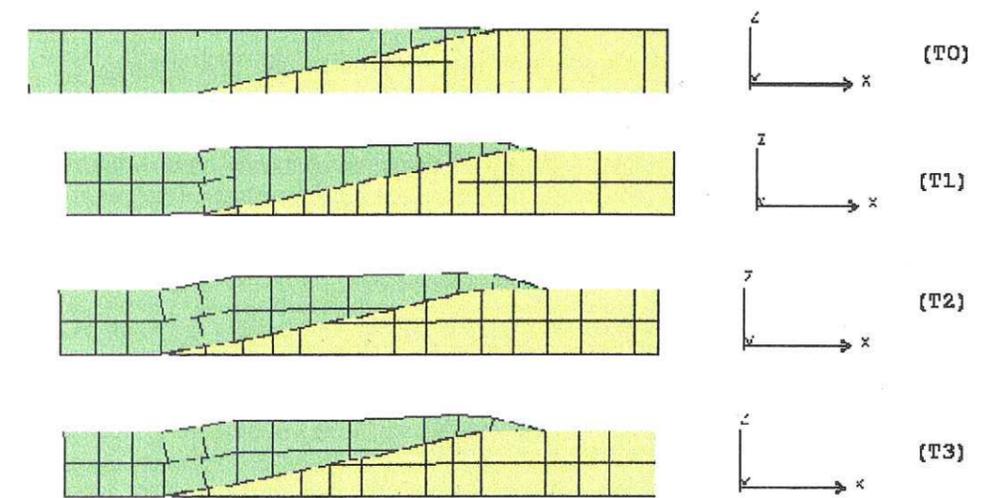


FIG. 4.11: évolution du bassin en section 2D, pour 2 couches

Les premiers tests de la validation sont une approche du cas élémentaire 2D : le pli passif sur rampe. Dans cet exemple, il n'y a pas de recherche de performance, seule la volonté d'observer la déformation d'un compartiment chevauchant se déplaçant sur une rampe fixe, à partir d'un algorithme qui met en avant la ligne neutre. Le cas-test est donc d'une grande simplicité, avec trois exemples : le bassin est décomposé en 2, 4, et 8 couches. La première remarque lorsque l'on regarde

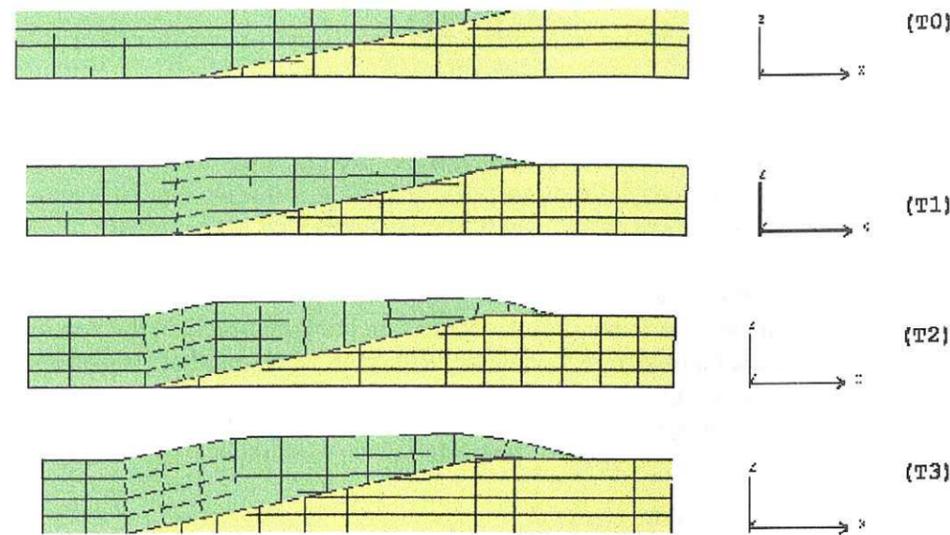


FIG. 4.12: évolution du bassin en section 2D, pour 4 couches

les figures 4.11, 4.12, 4.13 vient de la similitude avec des modèles cinématiques classiques. La géométrie du compartiment chevauchant est cohérente avec celle que doit subir une structure tectonique déformée par un mécanisme de plissement par flexion glissement: les arêtes restent normales au support de glissement, et l'épaisseur des couches est conservée. Si l'on s'intéresse à l'évolution du volume

sections	T_1	T_2	T_3
section à deux couches	0,33%	0,34%	0,36%
section à quatre couches	0,3%	0,25%	0,1%
section à huit couches	0,1%	0,05%	0,01%

TAB. 4.1: tableau des variations volumiques globales des sections entre chaque incrément de temps et l'état initial

global du compartiment chevauchant (cf. tableau 4.1), on constate que la variation est inférieure à 0,4% pour un compartiment chevauchant à 2 couches, et peut descendre jusqu'à 0,01% pour 8 couches. La première conclusion face à ce résultat est de dire que la discrétisation améliore grandement la conservation du volume de la couche. Pourtant, conclure ainsi serait un peu hâtif. Il convient en effet d'être prudent lorsque l'on considère l'épaisseur des couches, car c'est un des paramètres physiques de la modélisation. La déformation de couches de 1000m d'épaisseur n'est pas du même type que celle qui apparaît pour des couches de 250m. Ainsi,

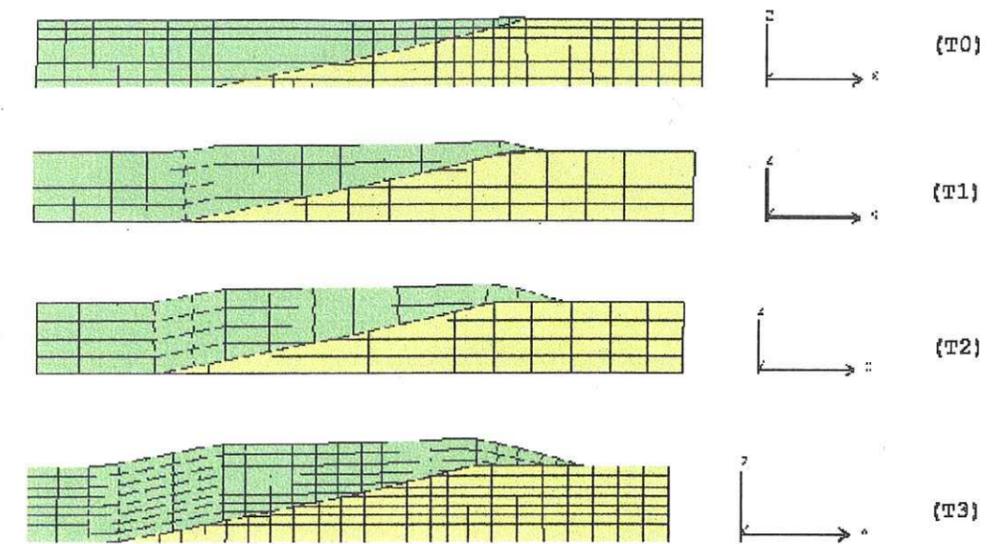


FIG. 4.13: évolution du bassin en section 2D, pour 8 couches

avant de vouloir utiliser le maillage le plus fin possible, il est important de bien savoir à quelle échelle on désire travailler.

4.4.2 Déplacement variable et rampe variable

Les deux cas qui suivent s'inspirent des propositions de Wilkerson et Medwedeff pour leur modèle 2,5D. Dans l'hypothèse où les déplacements restent parallèles en tout point du domaine, il y a alors deux types de condition à la limite possibles: 1) la quantité de déplacement varie latéralement, et 2) le pendage de la rampe varie latéralement.

Les figures 4.14 montrent l'évolution d'un bassin construit à partir des sections 2D à quatre couches, sous l'effet d'un cisaillement latéral. La quantité de déplacement δ' s'exprime alors comme:

$$\delta' = \frac{y_{max} - y}{y_{max}} * \delta \quad (4.19)$$

Les figures 4.16 et 4.17 présentent, elles, l'évolution d'un compartiment chevauchant se déplaçant d'une distance δ constante sur une rampe avec un pendage variable. La rampe (cf. figure 4.15) voit son pendage augmenter graduellement pour passer de 12° pour $y=0$, à 25° pour $y=y_{max}=10000$.

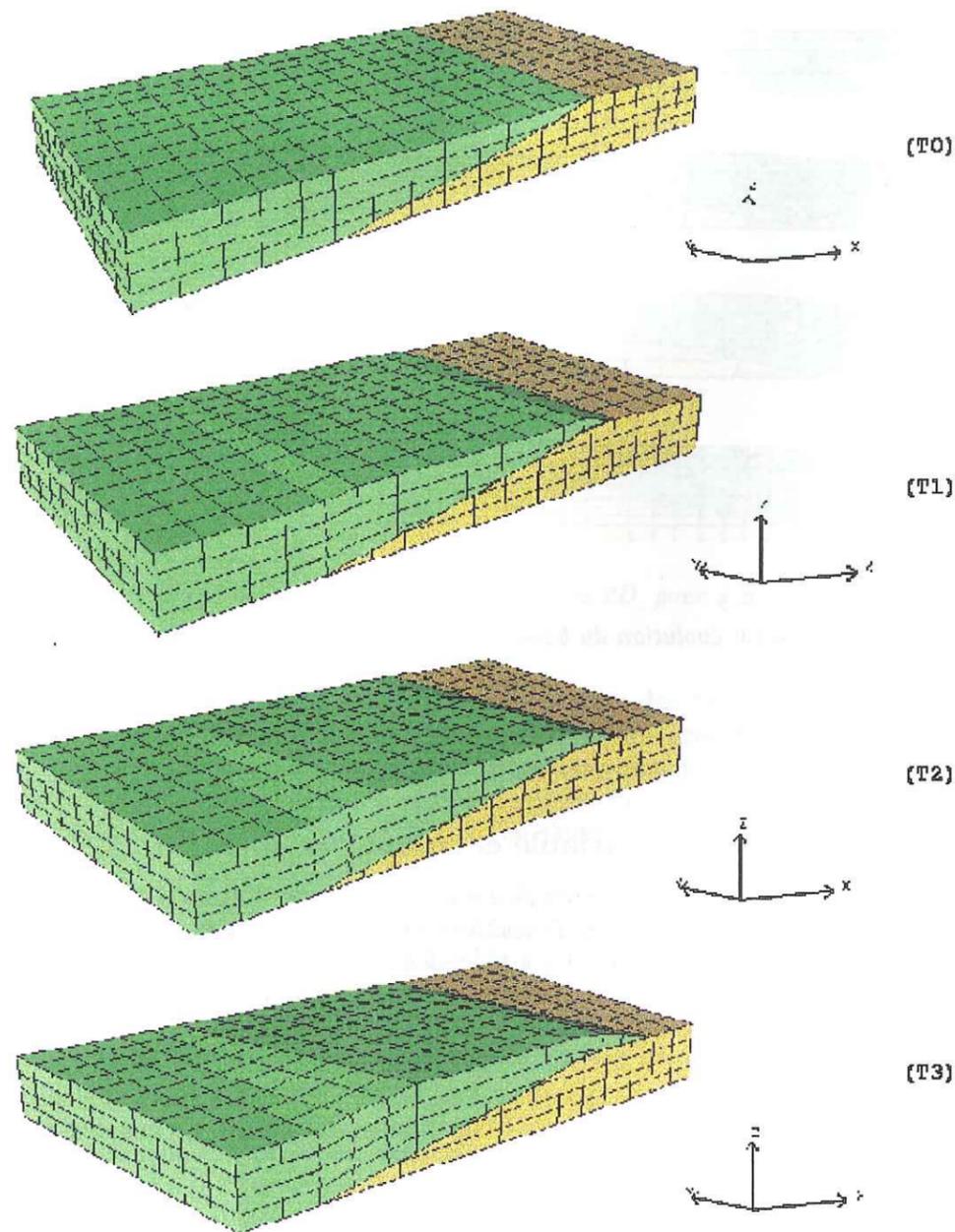


FIG. 4.14: évolution du bassin avec comme condition à la limite en déplacement un cisaillement latéral imposé à l'arrière du domaine

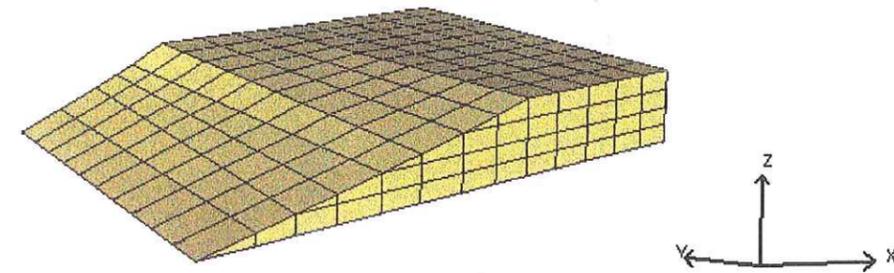


FIG. 4.15: vue 3D de la rampe à pendage variable.

Les remarques et conclusions sur les résultats de la déformation des deux compartiments chevauchant rejoignent celles émises précédemment pour les sections 2D. Tout d'abord la géométrie restant vraisemblable et comparable à celle obtenue avec le modèle de Wilkerson et Medwedeff. D'autre part l'évolution du volume global (cf. tableau 4.2) au cours de la déformation reste inférieure à 1%. Il reste

tests	T_1	T_2	T_3
test avec déplacement variable	0,37%	0,35%	0,3%
test avec rampe variable	0,32%	0,08%	0,08%

TAB. 4.2: tableau des variations volumiques globales des tests 2,5D

néanmoins un point nouveau qui mérite d'être mis en avant et qui concerne le pendage de la rampe à 60° . Le modèle qui utilise la ligne neutre permet de traiter des pendages importants (cf. figure 4.18), par rapport aux modèles classiques qui étaient limités à des pendages de 30° .

4.5 Conclusion

L'accent a été porté tout au long de ce chapitre sur la conception du modèle, les objectifs et contraintes relatifs à son implémentation informatique et son architecture interne, ainsi que sur les fondements physiques sur lesquels ses hypothèses reposent. Nous avons ainsi pu mettre en évidence la volonté de préserver une grande modularité en vue d'une meilleure réutilisation du modèle dans le cadre d'une modélisation de bassin générale.

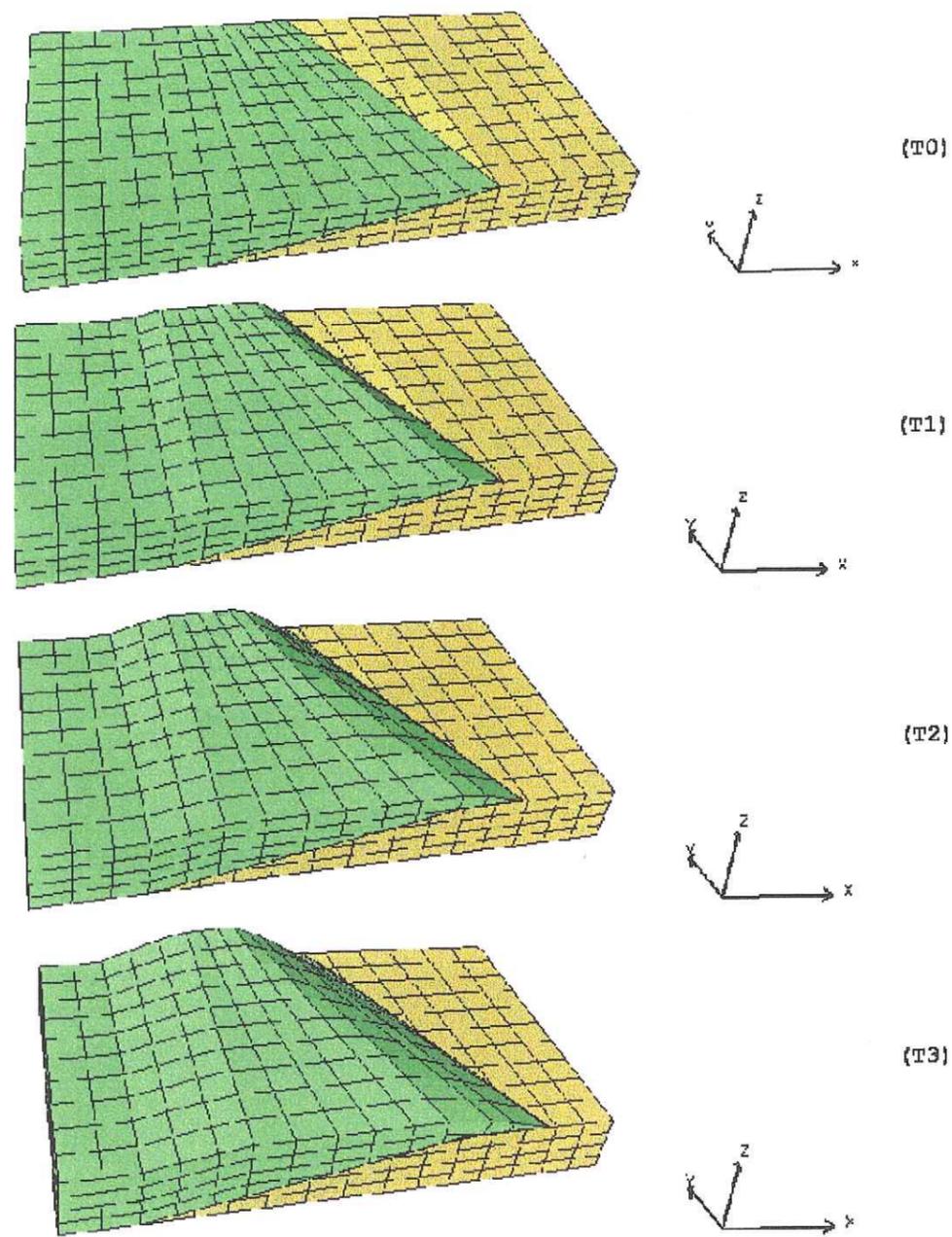


FIG. 4.16: évolution du bassin sur une rampe à pendage variable, avec un déplacement imposé à l'arrière de 1000m par incrément de temps; vue de la rampe à 12°

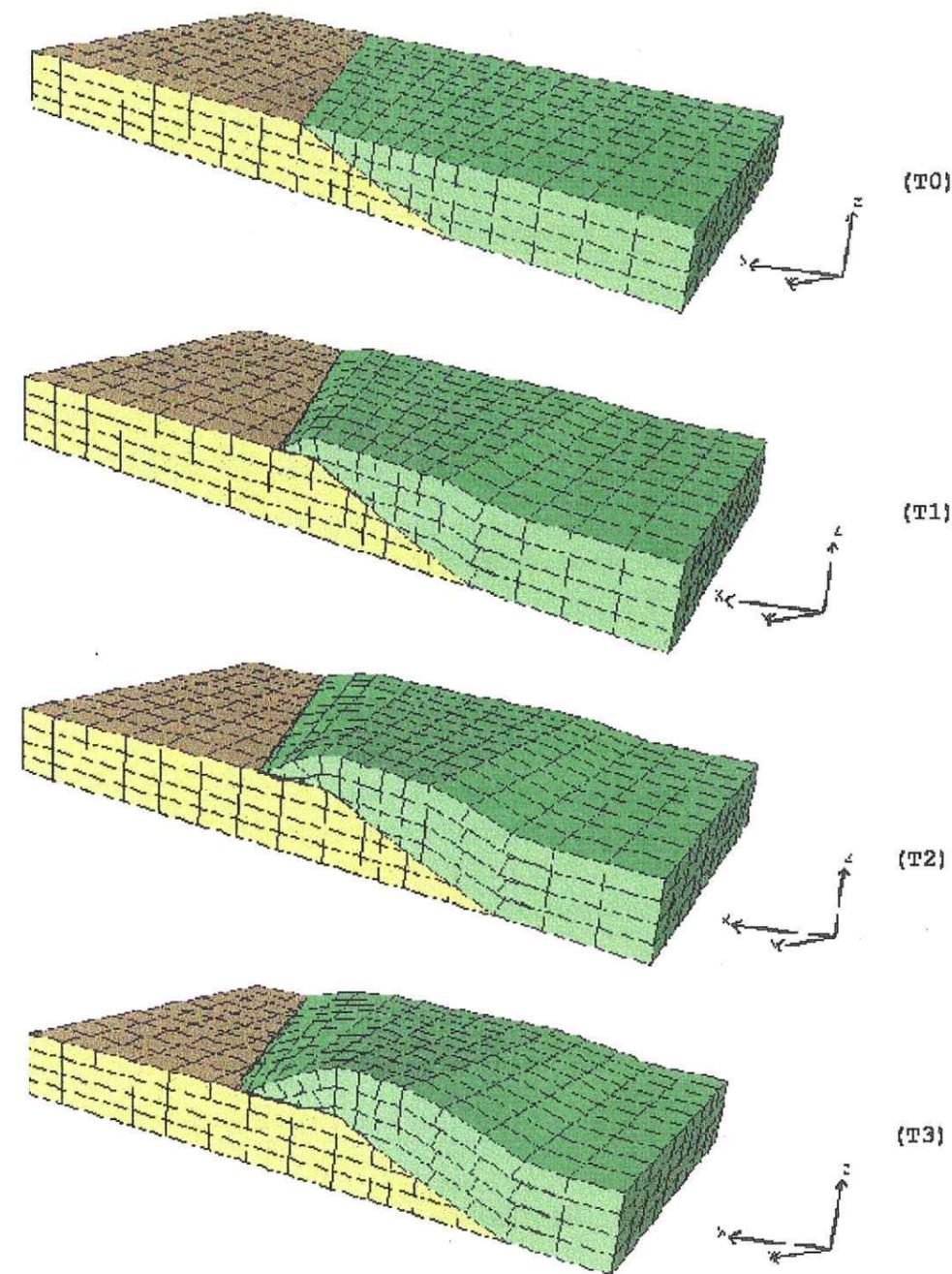


FIG. 4.17: évolution du bassin sur une rampe à pendage variable, avec un déplacement imposé à l'arrière de 1000m par incrément de temps; vue de la rampe à 25°

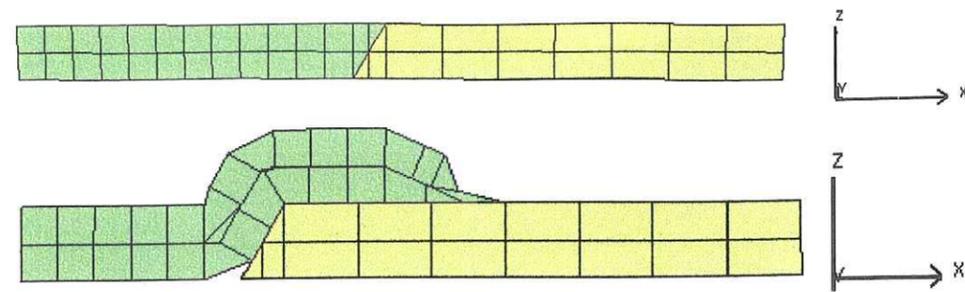


FIG. 4.18: évolution d'un pli de rampe, pour un déplacement de 3000m sur une faille de pendage 60°.

Pour clore cette introduction 2D et 2,5D, nous pouvons dire que les cas de validation utilisés mettent en évidence les bonnes dispositions du modèle pour traiter la déformation par flexion-glissement. Il nous reste désormais à valider le modèle pour des géométries 3D où les déplacements peuvent être non parallèles et la déformation non plane.

Modèle cinématique 3D

Dans ce chapitre, nous ne reviendrons pas sur les remarques faites dans le chapitre précédent. Nous nous contenterons de présenter les hypothèses qui supportent le modèle 3D, ainsi que la description mathématique du déplacement et ses variations par rapport au 2D, tant pour le déplacement direct de la couche de base que pour la reconstruction inverse des couches supérieures.

Sommaire

5.1	Hypothèses, déplacement, reconstruction	63
5.1.1	Hypothèses	63
5.1.2	Traduction mathématique	64
	Support de glissement	64
	Plan bissecteur	64
	Déplacement curvilinéaire	65
	Etapes du déplacement d'un point de la ligne neutre	65
	Reconstruction des couches supérieures	68
	De la conservation de l'aire de la surface neutre	69
	Reconstruction volumique	69
5.2	Validation 3D	69
5.2.1	Cas d'une surface latérale plane imposant un champ de déplacements homogènes	70
5.2.2	Cas d'une surface latérale non plane imposant un champ de déplacements hétérogènes	72
5.2.3	Déformation mixte intégrant deux mécanismes de plissement	76
5.3	Conclusion	77

5.1 Hypothèses, déplacement, reconstruction

5.1.1 Hypothèses

Les hypothèses du modèle 3D sont identiques à celles du modèle 2D. Pour mémoire, et parce que l'hypothèse sur le mécanisme de flexion change, nous ef-

fectuons un rappel des trois hypothèses principales :

- ▷ le glissement entre les couches est parfait, et les couches glissent indépendamment les unes des autres ;
- ▷ l'épaisseur de la couche est conservée ;
- ▷ l'aire de la surface neutre de chaque couche est conservée ;

L'épaisseur des couches se mesure toujours comme la distance normale au support de glissement d'un point de la surface neutre, ramenée pour des raisons de discrétisation à la plus petite distance au support. Le support est maintenant une surface dans l'espace, tout comme la surface neutre. Cette évolution nous amène à redéfinir l'algorithme de déformation et les outils géométriques qui le composent.

5.1.2 Traduction mathématique

Pour une modélisation 3D, les couches de chaque bloc sont une fois de plus découpées en éléments. Les éléments sont des éléments à huit sommets et six faces qui ne sont pas forcément coplanaires.

Support de glissement

Le support de glissement est, comme pour le 2D, défini à partir des faces des couches. Pour le glissement entre les couches, ce sont toujours les faces de base qui sont utilisées pour la première couche. Pour les couches suivantes, supérieures, on utilise le toit de la couche inférieure. Pour la surface de glissement latérale (sur laquelle on va bientôt revenir) elle est définie grâce aux faces du bloc situées sur la limite latérale considérée comme repère. Chaque face est décrite par quatre sommets et est découpée en deux triangles à trois sommets, ce qui permet de définir les surfaces de glissement comme des surfaces C^1 par morceaux, soient des plans :

$$\alpha x + \beta y + \gamma z + h = 0 \quad (5.1)$$

où les coefficients α , β , et γ et h sont déterminés à partir des 3 points connus qui constituent les extrémités du triangle.

Plan bissecteur

Les plans bissecteurs sont le pendant des bissectrices. Ils sont définis eux aussi par l'équation d'un plan. Les coefficients sont déterminés cette fois-ci avec les coefficients des plans partagés. A la différence du 2D, le modèle 3D possède aussi des plans bissecteurs pour la surface latérale imposée.

Déplacement curvilinéaire

Le mouvement d'un point de la surface neutre se fait par le biais d'un déplacement curvilinéaire $t_{\delta\vec{v}}$ où δ est la quantité de déplacement, et \vec{v} la direction du déplacement. Du fait de l'apparition de la troisième dimension, la direction ne dépend plus seulement du support, mais possède une composante latérale. La direction se définit dans un premier temps par :

$$\vec{v} = \vec{n}_s \wedge \vec{n}_b \quad (5.2)$$

où \vec{n}_s est le vecteur normal au support et \vec{n}_b le vecteur normale à la surface latérale imposée.

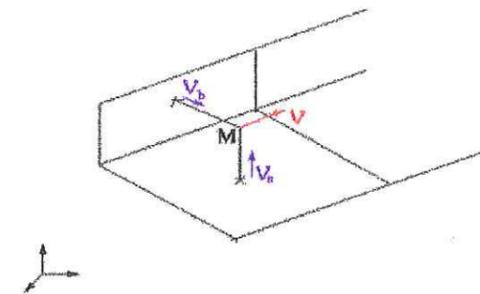


FIG. 5.1: définition de la direction du déplacement pour une déformation 3D

La nouvelle définition de la direction du déplacement impose à celui-ci d'être localement parallèle au support et au bord. Cette première approximation de la direction permet de conserver la largeur latérale de la couche au cours de la déformation. Ceci signifie que nous supposons que le comportement d'une couche déformée par flexion-glissement est le même dans la largeur et la hauteur du domaine, dès lors que le déplacement s'effectue par rapport à une, et une seule, surface de référence latérale.

Étapes du déplacement d'un point de la ligne neutre

Soit $M(x_0, y_0, z_0)$, un point de la surface neutre, il est déplacé suivant une droite $D(M, \vec{v})$:

$$D : \begin{cases} x_0 + v_x t \\ y_0 + v_y t \\ z_0 + v_z t \end{cases} \quad (5.3)$$

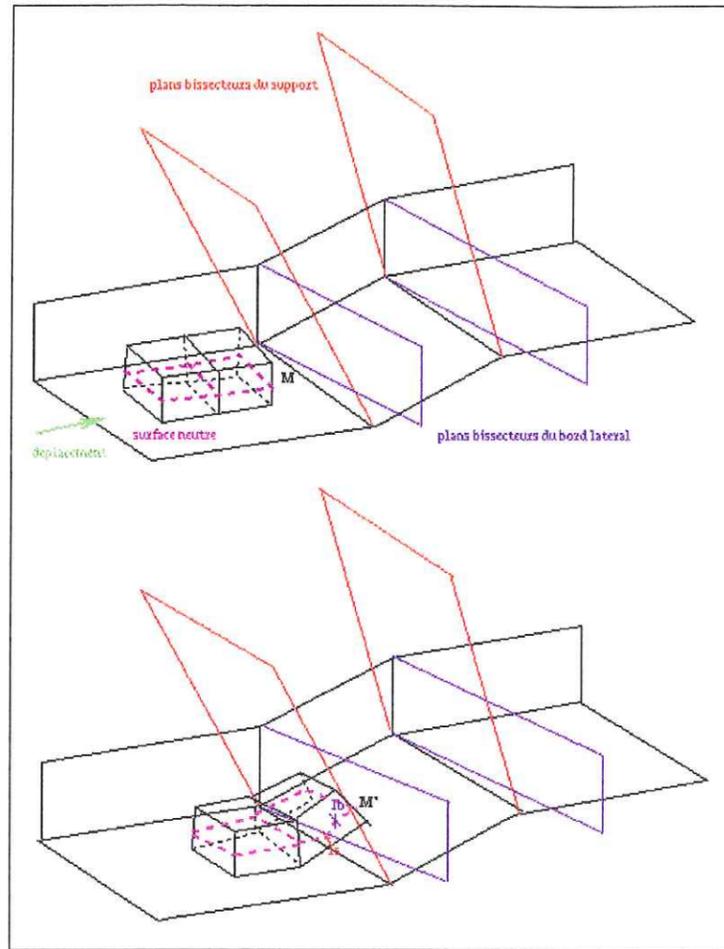


FIG. 5.2: déplacement d'un point de la surface neutre

Le point M se déplace sur (D) jusqu'à ce qu'il intersecte un des plans bissecteurs qui partagent le domaine. Soit (P_{Bs}) un plan bissecteur du support et (P_{Bb}) un plan bissecteur de la surface latérale imposée, d'équation :

$$\begin{aligned} \alpha_{bs} x + \beta_{bs} y + \gamma_{bs} z + h_{bs} &= 0 \\ \alpha_{bb} x + \beta_{bb} y + \gamma_{bb} z + h_{bb} &= 0 \end{aligned} \quad (5.4)$$

Les coordonnées de $I_i = (D) \cap (P_{B_i}, i = b, s)$, point d'intersection de (D) et du plan bissecteur (P_{B_i}) s'écrivent :

$$I_i = \begin{cases} x_0 + \nu_x t_{I_i} \\ y_0 + \nu_y t_{I_i} \\ z_0 + \nu_z t_{I_i} \end{cases} \quad (5.5)$$

Dans le cas 2D, il était nécessaire de calculer l'intersection avec une bissectrice, celle-ci étant connue en fonction de la position de M par rapport au support. Dans le cas 3D, si le plan bissecteur rattaché au support et celui rattaché à la surface latérale sont connus en fonction de la position de M , leurs positions respectives ne sont pas connues. On doit donc se résoudre à calculer deux points d'intersection. La valeur de t_{I_i} se déduisant alors de l'équation de (P_B) :

$$t_{I_i} = \frac{-(\alpha_{bi} x_0 + \beta_{bi} y_0 + \gamma_{bi} z_0 + h_{bi})}{(\alpha_{bi} \nu_x + \beta_{bi} \nu_y + \gamma_{bi} \nu_z)} \quad (5.6)$$

Soit $d_i = \|MI_i\|$ la distance euclidienne entre les points M et I_i . Le point M doit se déplacer d'une distance totale δ . Avant de déplacer le point M , il convient de déterminer quel plan bissecteur la droite (D) intersecte en premier ; la réponse est fournie par d_i : elle intersecte le plan le plus proche (ie. d_i la plus petite). Une fois le plan déterminé, on se trouve confronté aux trois mêmes possibilités qu'en 2D :

- $d_i > \delta$: les coordonnées du point image $M' = t_{\delta \vec{\nu}}(M)$ sont fournies par :

$$M' = \begin{cases} x_0 + \nu_x \delta \\ y_0 + \nu_y \delta \\ z_0 + \nu_z \delta \end{cases} \quad (5.7)$$

- $d_i = \delta$: M' est confondu avec I_i

- $d_i < \delta$: M se déplace en I_i , mais doit encore se déplacer d'une distance $\delta - d_i$. On recommence donc les opérations ci-dessus avec comme point d'origine I_i et une nouvelle définition $\vec{\nu}$ en fonction du support et du bord.

Reconstruction des couches supérieures

La reconstruction des couches supérieures en 3D tout comme pour le 2D s'attache avant tout à reconstruire un état qui conserve les relations angulaires et de longueur. La différence fondamentale provient de la complexité de la reconstruction et des paramètres à définir. En effet, il faut désormais connaître la distance δ' qui sépare deux points de la surface neutre, ainsi que deux angles, l'un relatif au support, l'autre au bord.

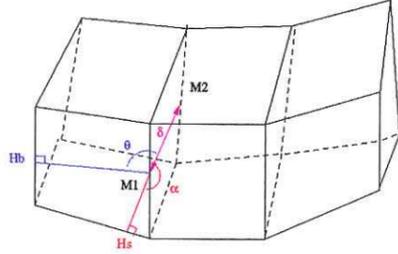


FIG. 5.3: reconstruction des couches supérieures en 3D

Soit M_1 et M_2 deux points successifs de la ligne neutre :

$$\delta' = \|M_1 M_2\| \quad (5.8)$$

Soit H_s et H_b les projections normales de M_1 sur le support et sur le bord :

$$\cos \alpha = \frac{M_1 M_2 \cdot M_1 H_s}{\|M_1 M_2\| \cdot \|M_1 H_s\|} \quad (5.9)$$

$$\cos \theta = \frac{M_1 M_2 \cdot M_1 H_b}{\|M_1 M_2\| \cdot \|M_1 H_b\|} \quad (5.10)$$

Les changements par rapport à la reconstruction 2D sont alors importants : il n'est plus possible de projeter la direction sur le support puis de la corriger par des rotations d'angles θ et α . La direction du déplacement doit être complètement redéfinie pour chaque point M comme nous allons le montrer. Pour cela, on se place dans un repère normé $\mathfrak{R}(M, \vec{e}_1, \vec{e}_2, \vec{e}_3)$, où :

$$\vec{e}_1 = \frac{M H_s}{\|M H_s\|} \quad (5.11)$$

$$\vec{e}_2 = \frac{M H_b}{\|M H_b\|} \quad (5.12)$$

$$\vec{e}_3 = \frac{M H_s \wedge M H_b}{\|M H_s \wedge M H_b\|} \quad (5.13)$$

Dès lors \vec{v} s'exprime dans \mathfrak{R} comme :

$$\vec{v} = a \vec{e}_1 + b \vec{e}_2 + c \vec{e}_3 \quad (5.14)$$

avec :

$$\begin{aligned} \vec{v} \cdot \vec{e}_1 &= \cos \alpha \\ \vec{v} \cdot \vec{e}_2 &= \cos \theta \\ \|\vec{v}\| &= 1 = \sqrt{a^2 + b^2 + c^2} \end{aligned} \quad (5.15)$$

De la conservation de l'aire de la surface neutre

Comme nous l'avons déjà précisé pour la ligne neutre, il y a une différence entre la définition euclidienne de la surface neutre (surface qui passe par les milieux des arêtes verticales) et sa formulation mathématique au cours du déplacement qui est une surface paramétrée par des éléments triangulaires. Il n'y a donc pas de conservation de l'aire au sens propre du terme qui soit possible. Néanmoins, la variation que l'on obtient entre l'état initial et l'état final reste faible et n'entrave en rien le processus de restauration volumique qui est le coeur du problème de la déformation. Le choix d'un tel mode de déplacement tient plus à un souci de souplesse, avec la volonté d'obtenir une forme de comportement à la limite : l'aire de la surface neutre n'est pas parfaitement conservée, mais l'algorithme de déplacement tend vers une déformation conservative (comme en témoignent les hypothèses de reconstruction des couches supérieures).

Reconstruction volumique

Le volume est restitué comme pour le 2D à l'aide d'une rotation des arêtes autour de la surface neutre. La différence vient du fait que la rotation s'effectue désormais dans l'espace plutôt que dans le plan de la déformation.

5.2 Validation 3D

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que l'algorithme de déformation d'une couche lithologique par flexion glissement à partir d'hypothèses sur la conservation de la ligne neutre offrait des résultats satisfaisants. Les limites étaient celles de l'approche 2D qui condamne à modéliser une déformation plane

dans laquelle les structures 3D étudiées sont créées par l'assemblage de sections 2D parallèles et topologiquement équivalentes. Dans ce chapitre, les efforts sont portés sur la validation du vrai modèle 3D qui vient d'être exposé.

La validation s'effectue sur deux cas-tests synthétiques similaires qui permettent de mettre en évidence les différents comportements 3D du bassin pendant la déformation. Le bassin est constitué de deux blocs : 1) une rampe courbe avec un pendage de 26° , dont la courbure évolue latéralement (cf. figure 5.4), et 2) un compartiment chevauchant de 1000m d'épaisseur, 8000m de large, et 16000m de long, constitué de deux couches. Les compartiments chevauchants des deux cas-tests sont identiques dans leurs dimensions, à l'exception du bord qui servira de surface latérale imposée. Dans le premier cas, la surface limite est parfaitement plane, dans l'autre cas, elle est composée de deux éléments plans qui font un angle de 5° .

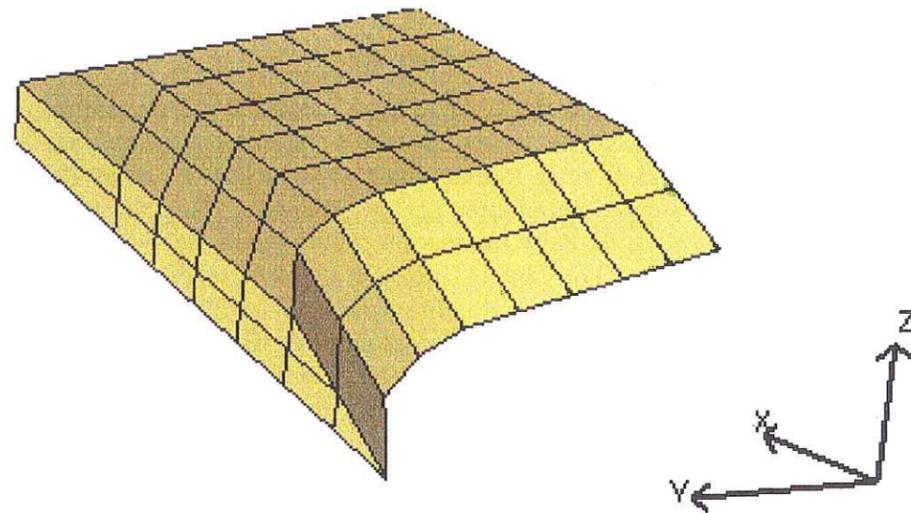


FIG. 5.4: vue 3D de la rampe courbe.

5.2.1 Cas d'une surface latérale plane imposant un champ de déplacements homogènes

Le bassin subit trois incréments de déformation successifs, symbolisés par trois déplacements de 1000m dans la direction de propagation. La géométrie de la structure déformée (cf. figure 5.5) présente une cohérence du même type que

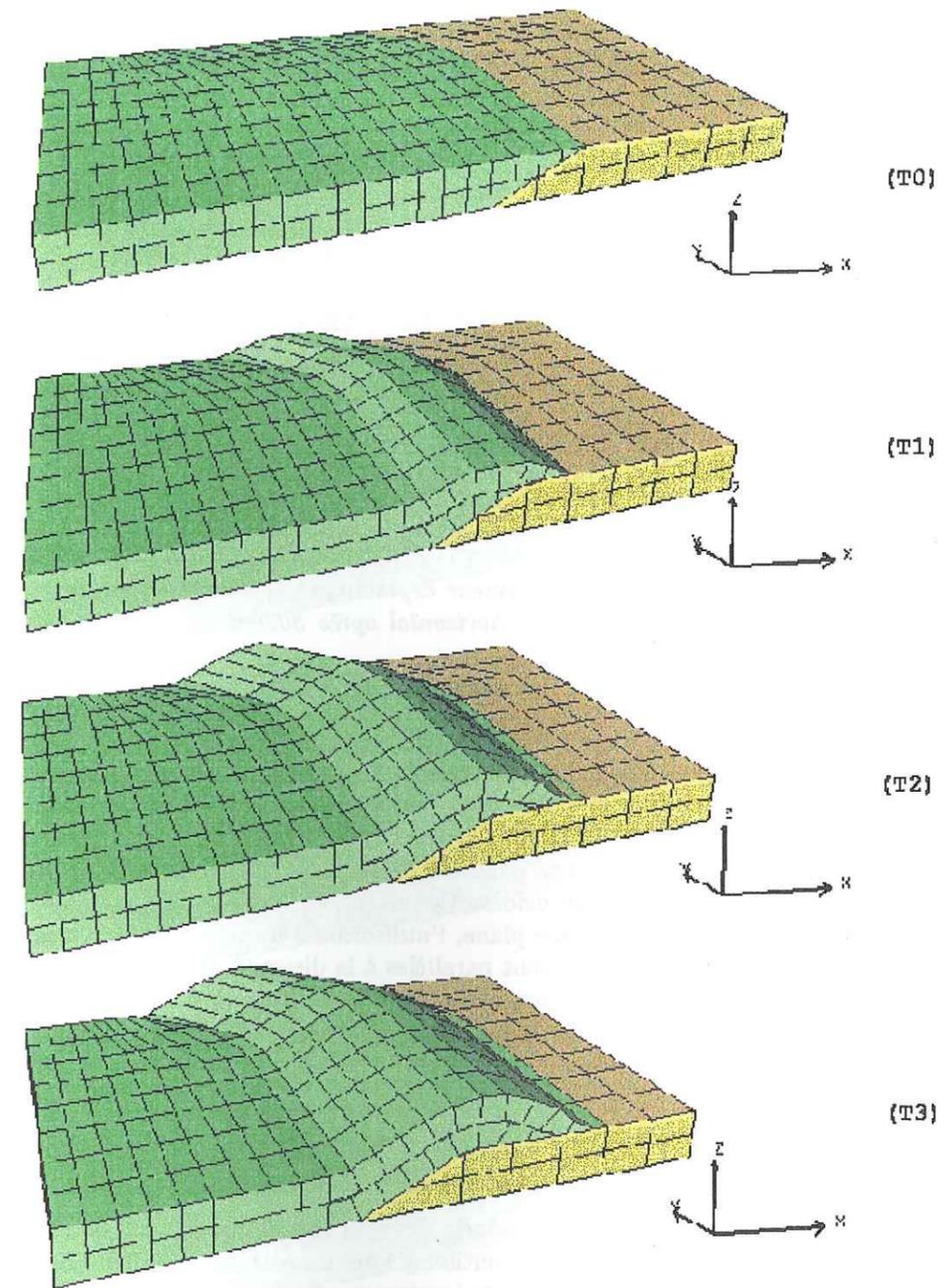


FIG. 5.5: évolution du bassin avec une rampe courbe et une surface latérale plane imposant un champ de déplacements homogènes.

celle observée pour les exemples 2,5D : les arêtes restent normales au support de glissement et l'épaisseur est conservée. Sur le zoom de la partie chevauchante qui a franchi la rampe, on peut aussi remarquer que la rotation des arêtes a bien lieu dans les trois directions de l'espace, ce qui montre que la restauration est bien volumique.

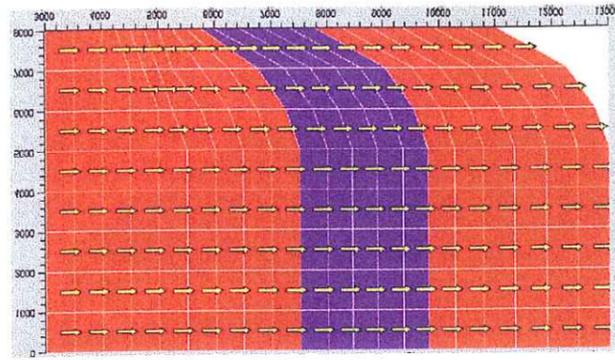


FIG. 5.6: carte des composantes du vecteur déplacement en chaque point de la surface neutre, projetées sur un plan horizontal après 3000m de déplacement, dans les conditions de la figure 5.5.

La ressemblance avec un comportement cylindrique s'accroît lorsque l'on regarde la carte des composantes du déplacement des points de la surface neutre (cf. figure 5.6). La carte est construite par une projection verticale sur un plan horizontal des vecteurs vitesse de chaque point de la surface neutre, à la fin du déplacement. Les vecteurs sont tous parallèles entre eux. Ce constat permet de supposer que, dans le cadre de la déformation d'un bloc 3D par flexion glissement à l'aide d'une surface imposée plane, l'utilisation d'un outil 3D n'est pas nécessaire si les bords du domaine sont parallèles à la direction du transport de matière. En effet, même si la reconstruction des arêtes permet d'observer des déformations non planes, la géométrie du bassin déformée est fort peu différente de celle obtenue avec un modèle 2,5D.

5.2.2 Cas d'une surface latérale non plane imposant un champ de déplacements hétérogènes

La structure du bassin n'est plus cylindrique à cause de la courbure du bord limite qui contraint le déplacement. L'évolution 3D du compartiment chevauchant (cf. figure 5.7 et 5.8), au cours des trois incréments de déplacement, est à ce niveau très riche d'enseignements. En effet, si la cohérence géométrique est toujours respectée (arêtes et épaisseur), on constate aussi que la déformation n'est

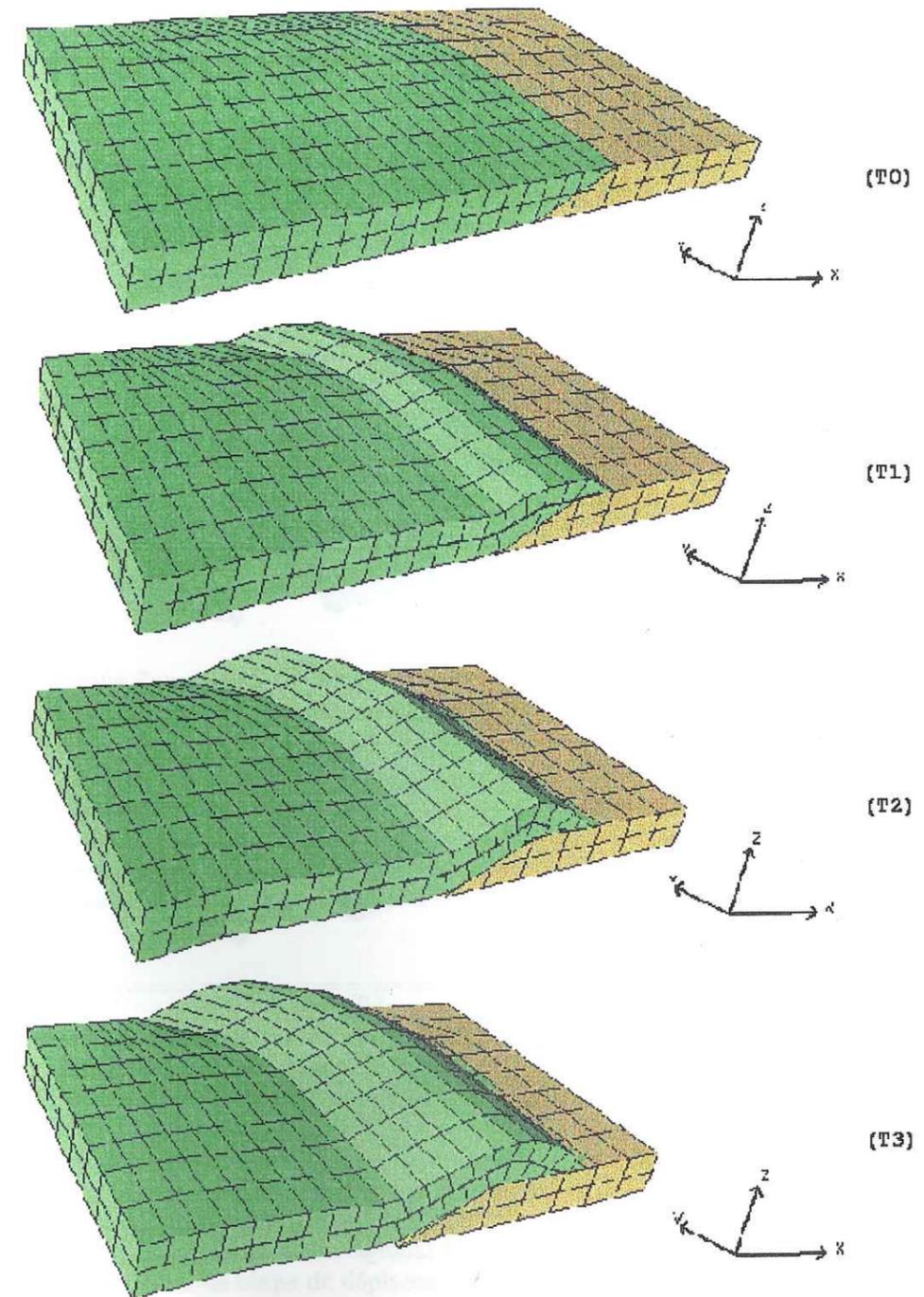


FIG. 5.7: évolution du bassin avec une rampe courbe et une surface latérale imposant un champ de déplacements hétérogènes; vue depuis le bord libre.

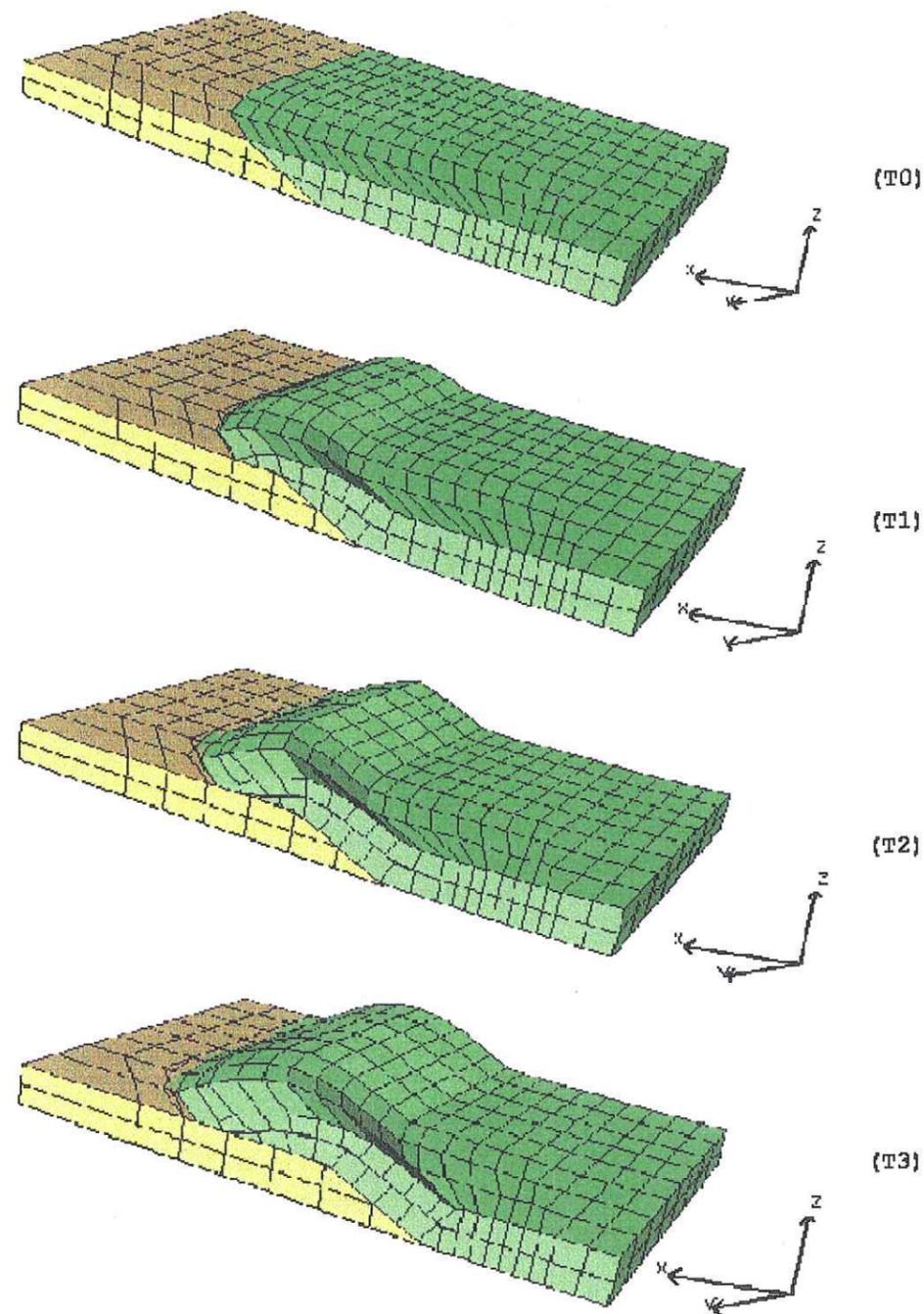


FIG. 5.8: évolution du bassin avec une rampe courbe et une surface latérale imposant un champ de déplacement hétérogène; vue depuis le bord contraint.

plus plane, et que des décalages latéraux peuvent se produire, comme celui qui s'observe à la base de la rampe après 3000m de déplacement. Ce décalage est dû à la contrainte géométrique qui impose de préserver la largeur latérale de la couche durant la déformation.

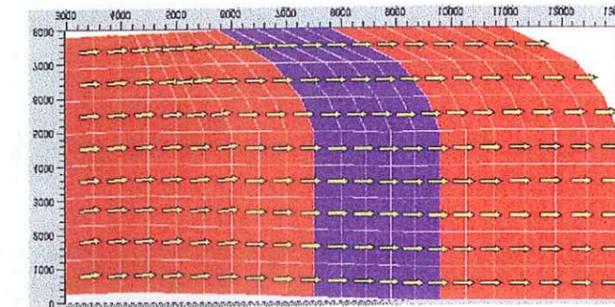


FIG. 5.9: carte des composantes du vecteur déplacement en chaque point de la surface neutre, projetées sur un plan horizontal après 3000m de déplacement, dans les conditions données par les figures 5.7 et 5.8.

Lorsque l'on regarde la carte de la projection des vecteurs vitesse des points de la surface neutre, on constate que le déplacement s'effectue dans les trois directions de l'espace (cf. figure 5.9). La composante verticale apparaît grâce aux couleurs: la région où la couche franchit la rampe est en rouge. Dès lors, si la reconstruction des arêtes est faite dans l'espace, et que les composantes du déplacements s'expriment elles aussi dans les trois directions spatiales, nous pouvons affirmer que le modèle de déformation par flexion-glisement des couches d'un bassin sédimentaire est un modèle complètement 3D.

tests 3D	T_1	T_2	T_3
cas d'une surface imposant un déplacement homogène	0,85%	1%	1,4%
cas d'une surface imposant un déplacement hétérogène	0,6%	1,6%	1,8%

TAB. 5.1: tableau des variations volumiques globales des tests de validation 3D, en fonction des incréments de déplacement T_n .

Une dernière remarque englobe les deux cas-tests proposés pour la validation du modèle. L'évolution du volume global (cf. tableau 5.1) du compartiment chevauchant après chaque étape de déplacement reste parfaitement acceptable puisque l'on demeure en dessous de 2%. Le pourcentage est plus important que pour les cas 2,5D, mais la rampe n'est plus cylindrique et la déformation à lieu dans

l'espace ce qui accroît la variation de volume au moment de la reconstruction. Pour le premier cas, la variation en pourcentage par rapport à l'état initial non déformé est plus faible que celle observée dans le second cas. Là encore la réponse provient de la plus grande complexité géométrique et des difficultés engendrées pour la restauration du volume. Ces dernières constatations renforcent l'idée que l'utilisation de la surface neutre comme outil principal de la déformation est un bon choix de modélisation et que le modèle proposé décrit correctement le mécanisme de flexion-glissement.

5.2.3 Déformation mixte intégrant deux mécanismes de plissement

La dernière série de tests a pour objectif de présenter la capacité du modèle à gérer plusieurs modes de déformation. Ici, on reprend le bassin du premier cas-test, auquel on va appliquer un mode de déformation différent à chacune des couches du bassin. Dans le premier test, la couche de base se déforme par flexion-glissement, tandis que la couche supérieure se déforme par cisaillement vertical (cf. figure 5.10). A l'opposé, pour le second test, la couche de base est déformée par cisaillement vertical, et la couche supérieure par flexion-glissement (cf. figure 5.11). Il est important de noter que le cisaillement vertical n'est pas traité à partir d'une conservation de la surface neutre, mais à partir des hypothèses classiques du cisaillement. Les bassins ainsi déformés présentent toujours les mêmes géométries satisfaisantes. La cohérence entre les couches est toujours assurée par l'interface cisailante qui remplit parfaitement son rôle de maintien de la connectivité.

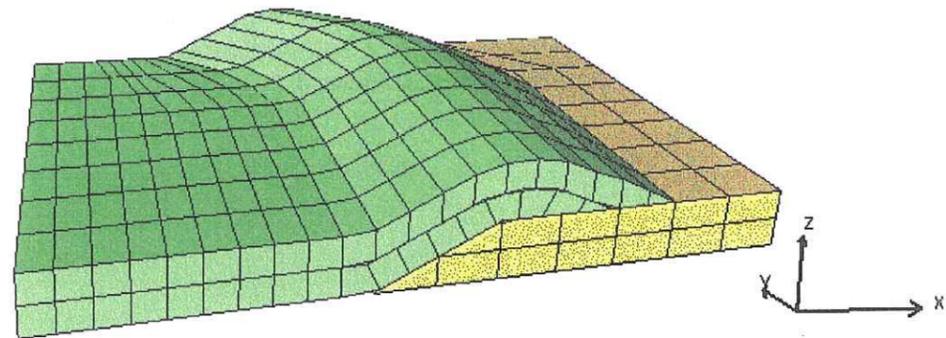


FIG. 5.10: bassin déformé après 3000m de déplacement, avec mécanisme de flexion-glissement pour la couche de base, et de cisaillement verticale pour la couche supérieure.

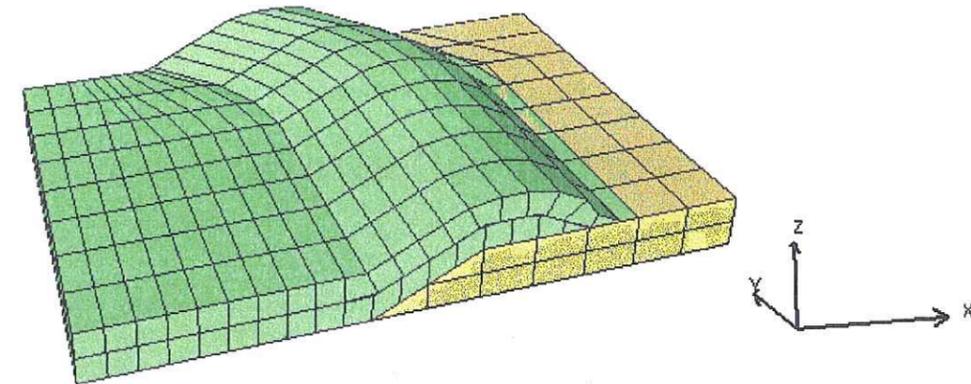


FIG. 5.11: bassin déformé après 3000m de déplacement, avec mécanisme de cisaillement vertical pour la couche de base, et de flexion-glissement pour la couche supérieure.

Ces tests mettent en évidence la souplesse du code de calcul et la faculté du programme à interpréter au mieux la complexité de la nature. Ainsi, suivant la nature des couches lithologiques, on peut choisir le mode de déformation le plus adapté. Pour le moment le code est capable de modéliser le cisaillement vertical, la flexion-glissement, et une première estimation des plis d'entraînement induits, mais il est fort possible d'imaginer pouvoir en ajouter d'autres, et cela d'autant plus facilement que l'architecture objet favorise ce type de performance.

5.3 Conclusion

Le présent chapitre a décrit la version 3D du modèle et les hypothèses nécessaires pour l'extension du modèle 2D. Nous avons ainsi exposé le choix de contraindre le déplacement des points de la surface neutre par un bord latéral imposé, ce qui amène une conservation de la distance latérale du compartiment chevauchant pendant la déformation. De la même façon, le problème lié à la conservation de l'aire de la surface neutre a été évoqué, ainsi que le choix fait d'exercer un contrôle permanent sur la reconstruction volumique du domaine. Ce choix est validé par les résultats obtenus sur les tests 3D. Ces mêmes tests confirment encore les potentialités du modèle à accomplir une déformation dans les trois directions de l'espace et son aptitude à coupler plusieurs mécanismes de déformation pour les couches du domaine.

Chapitre 6

Modélisation cinématique 3D : deux approches naturelles

Les validations 2D, 2,5D, et 3D ont été réalisées sur des cas purement synthétiques et n'avaient que peu de relations avec un quelconque contexte géologique. Dans le chapitre qui vient, nous allons présenter deux cas qui, s'ils demeurent synthétiques par leurs dimensions géométriques, cherchent à se rapprocher d'une réalité de terrain. Ces deux cas nous permettront de tester les limites géométriques du modèle et d'ouvrir une réflexion par rapport à la possibilité de traiter de vrais cas géologiques.

Sommaire

6.1	Séquence géologique complexe	79
6.1.1	Bord plan imposant un déplacement homogène	80
6.1.2	Bord non plan imposant un déplacement hétérogène	80
6.2	Déformation gravitaire incluant une extension et une compression	82
6.2.1	Contexte géologique	82
6.2.2	Aspects géométriques de la déformation	85
6.2.3	Etude volumique de la déformation	85
6.3	Conclusion	89

6.1 Séquence géologique complexe

Cette étude se propose de travailler sur la déformation d'une séquence géologique réelle, située dans le Dauphinois [Barfety, 1988]. L'intérêt d'un tel cas est de tester l'aptitude du modèle à déformer une série de couches lithologiques complexe (cf. tableau 6.1). La séquence géologique met aussi en évidence les différences rhéologiques de chaque couche, ce qui rendra indispensable l'étude de la déformation de plusieurs couches sous l'effet de deux mécanismes de déformation différents.

nom	épaisseur	mécanisme de déformation associé
cénonien	200m	flexion-glisement
urgonien	300m	flexion-glisement
marnes	400m	cisaillement vertical
calcaire	200m	flexion-glisement
marnes	700m	cisaillement vertical
tithonique	350m	flexion-glisement
marnes	1450m	cisaillement vertical
bajocien	250m	flexion-glisement
marnes	600m	cisaillement vertical

TAB. 6.1: séquence géologique complexe

6.1.1 Bord plan imposant un déplacement homogène

Dans ce cas, qui reprend l'esprit du premier cas-test de validation 3D, le bassin est constitué de deux blocs : la rampe et le compartiment chevauchant. La rampe est une rampe courbe avec un pendage de 20°. Le compartiment chevauchant est un bloc de dix couches reproduisant la séquence dauphinoise, constitué de 8000 éléments, avec une longueur de 20000m pour 9500m de large. Les couches sont de deux types :

- ◊ certaines sont des couches compétentes qui se déforment par flexion-glisement,
- ◊ d'autres dites incompetentes se déforment par cisaillement vertical.

La déformation est provoquée par un déplacement arrière de 1000m, et les couches se déforment donc soit par cisaillement vertical, soit par flexion-glisement, suivant la rhéologie de la roche associée à chaque couche (cf. figure 6.1). Le bassin déformé obtenu est très intéressant par rapport à la forme des plis obtenus. Les plis déformés par cisaillement vertical sont des plis semblables, de classe 2 selon la classification de Ramsay, ceux déformés par flexion-glisement des plis de classe 1B selon la même classification, et la conjugaison des deux types de plis provoque des plis de classe différente, par exemple 1C ([Ramsay et Huber, 1987]). Le modèle par sa flexibilité permet donc de mieux décrire la réalité du plissement que l'on peut s'attendre à retrouver dans la nature.

6.1.2 Bord non plan imposant un déplacement hétérogène

Le bassin reprend cette fois-ci le second cas-test de validation 3D, ainsi que les dimensions du bassin précédent et la séquence géologique. L'apport d'un tel cas provient tout d'abord de la non planéité du bord latéral qui est ici composé de deux éléments plans obliques. L'angle est choisi volontairement élevé, et fait 20°.

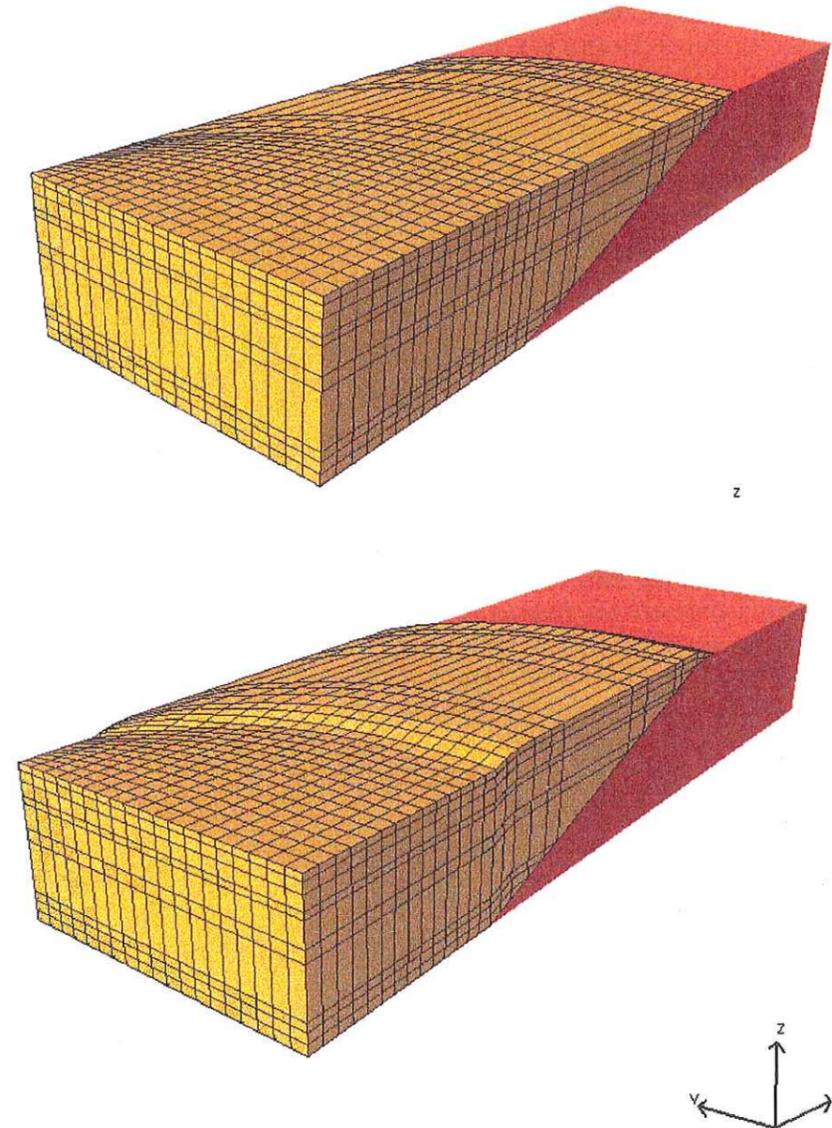


FIG. 6.1: évolution du bassin à partir d'une séquence dauphinoise, avec une surface latérale imposée plane.

L'autre apport provient du choix qui est effectué pour modéliser un cisaillement vertical dès lors que la déformation n'est plus plane. Le choix qui a été fait pour modéliser la conservation de l'épaisseur verticale (ce qui est la propriété principale du cisaillement vertical) est de déplacer les points de la couche considérée dans des surfaces verticales parallèles à la surface limite imposée.

Après 1000m de déplacement, le compartiment chevauchant déformé propose une vue géométrique des plus attrayantes (cf. figure 6.2). En effet, comme pour le cas précédent, la mixité des mécanismes de déformation est très bien retranscrite, et l'effet de la géométrie du bord limite est, lui aussi, très bien répercuté sur la géométrie déformée du bassin. En particulier, le décalage latéral dû à l'angle entre les deux éléments du bords imposé, se remarque de façon très nette sur le bord libre du domaine. Hélas, ce même décalage peut devenir, pour des déplacements importants, une source d'erreur, et empêcher une bonne reconstruction volumique du bassin. Cette faiblesse est essentiellement due à la difficulté de propager la déformation depuis le bord imposé jusqu'au bord libre, comme en témoignent les éléments fortement déformés par les effets de bord. Cet inconvénient est le pendant 3D de la contrainte portant sur la construction des éléments, évoquée dans le chapitre sur le modèle 2D (cf. équation 4.18). La distance normale au bord imposé augmentant, les normales respectives à chaque plan du bord imposé finissent par se croiser comme en témoigne la figure 6.2. La solution d'un tel problème ne peut pour le moment venir d'une modélisation rigoureuse, mais provient d'une implémentation ponctuelle pour faciliter le passage de la discontinuité.

6.2 Déformation gravitaire incluant une extension et une compression

6.2.1 Contexte géologique

Hors la séquence de roches, le cas précédent n'avait pas de contexte géologique pour la géométrie du bassin. Le cas qui suit s'inspire de structures géologiques comme celles que l'on peut rencontrer dans le golfe du Mexique ([Trudgill, Rowan, Fiduk, Weimer, Gale, Korn, Phair, Gafford, Roberts et Dobbs, 1999], [Rowan *et al.*, 1999]). De telles structures présentent l'avantage de réunir plusieurs aspects théoriques intéressants qui sont le lien entre une faille normale (contexte tectonique extensif), et une faille inverse (contexte tectonique compressif), et la présence d'une rampe latérale oblique sur l'un des bords limites du domaine, dans le contexte global d'un glissement gravitaire. Le glissement gravitaire nécessite un pendage minimum pour se développer. Néanmoins ici, la cinématique est étudiée à partir d'un support horizontal (une rotation permettrait de rétablir l'angle).

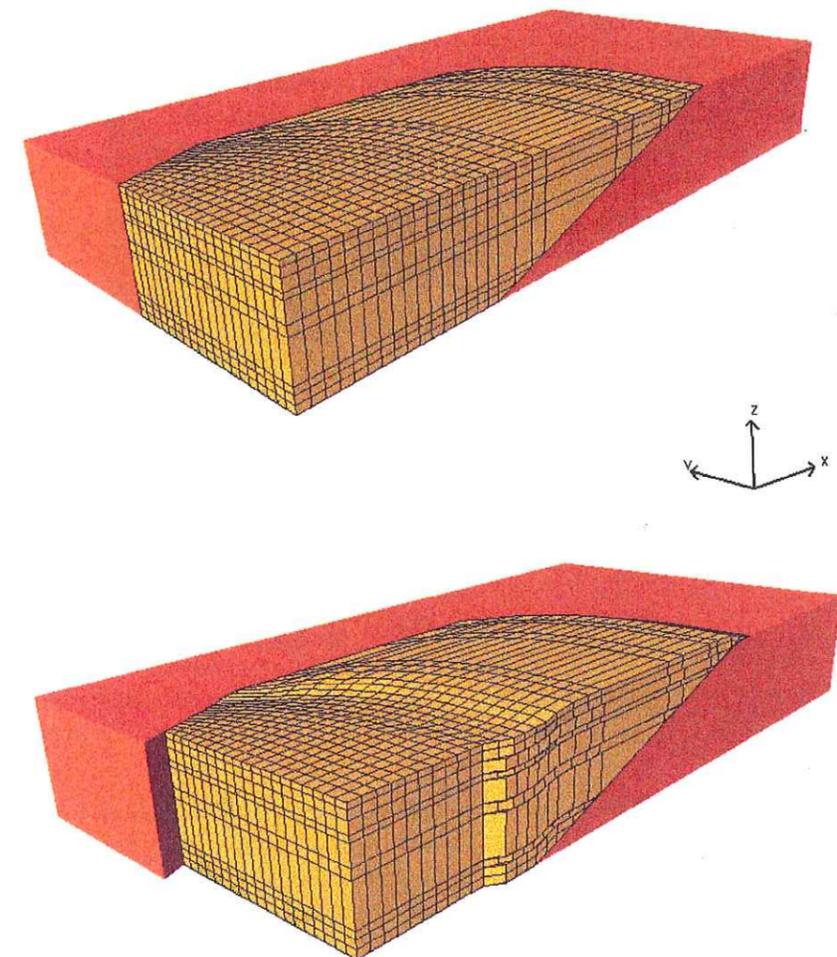


FIG. 6.2: évolution du bassin construit à partir d'une séquence dauphinoise, avec une surface latérale imposée non plane (deux éléments plans avec un angle de 20°).

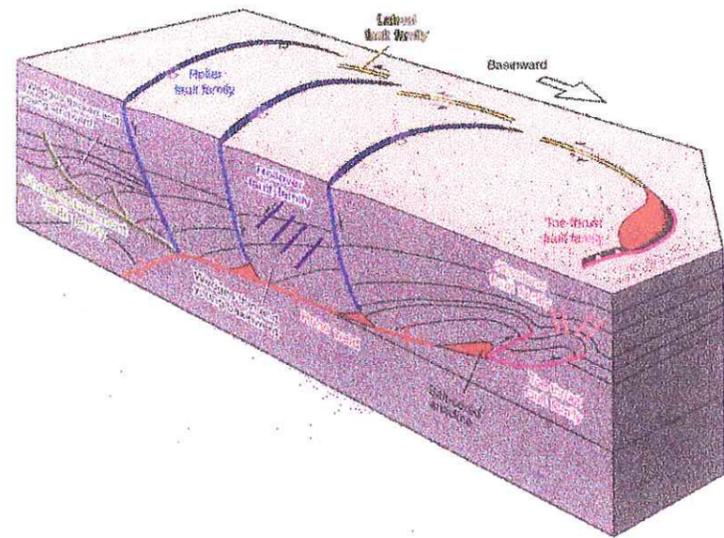


FIG. 6.3: limites du bassin (d'après [Rowan, Jakson et Trudgill, 1999]).

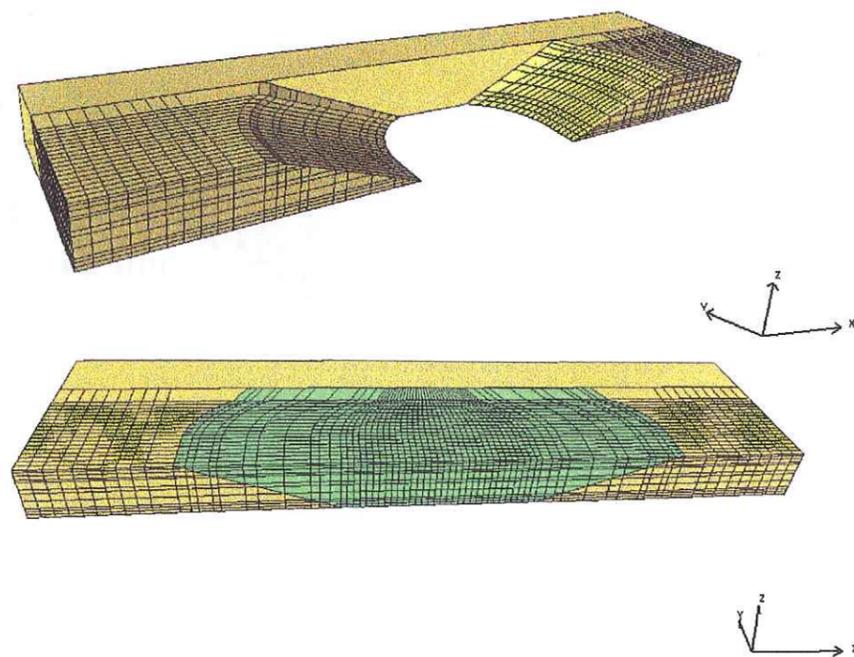


FIG. 6.4: limites du bassin.

La géométrie du bassin étudié a été simplifiée par rapport à la réalité géologique du golfe du Mexique. Le bassin est constitué une fois encore de deux blocs, le socle étant limité par une faille normale d'un pendage de 20°, une terminaison latérale avec un pendage de 70°, et une faille inverse avec un pendage toujours de 20°. La structure proposée est donc symétrique. La séquence géologique reprend globalement la géométrie de la structure précédente, mais la couche de marnes de 1450m est découpée en deux pour des raisons géométriques. Le compartiment chevauchant est donc constitué de onze couches et 11286 éléments. L'ensemble des couches se déforme ici par un mécanisme de flexion-glisement.

Une remarque importante doit être faite sur le pendage de la faille normale. Ce dernier est très faible par rapport à la réalité du terrain, mais dans un souci de simplification du problème, il nous a semblé préférable d'étudier un cas où la géométrie du domaine n'atteignait pas les limites du modèle, tout en fournissant un support d'analyse satisfaisant.

6.2.2 Aspects géométriques de la déformation

Une fois encore, les premières considérations sur la déformation du bassin considéré s'appuient sur l'observation de la géométrie du maillage déformé (cf. figures 6.5) et 6.6. Les épaisseurs des couches sont conservées et l'on observe la formation d'un « roll-over » à l'arrière du compartiment chevauchant comme la géométrie initiale le laissait supposer. Par ailleurs, aucune anomalie n'est présente dans la reconstruction des arêtes, que ce soit sur le bord libre ou sur le bord contraint. Néanmoins, on constate que sur le bord contraint, pour les couches très épaisses, on se situe à la limite du croisement des arêtes verticales.

Les déplacements des points de la surface neutre, comme en témoigne la figure 6.7, sont distribués dans toutes les directions de l'espace et évoluent en fonction du bord contraint. Ces déplacements se répercutent sur chaque couche, et sont responsables des décalages latéraux qui s'observent sur le bord libre. Ces décalages dépendent fortement du pendage de la terminaison latérale, ainsi que de l'épaisseur de la couche (cf. figure 6.8). Ils sont les témoins de l'incidence d'une terminaison latérale et de son influence sur la déformation d'un bassin. On peut même suggérer que ces composantes transverses de la déformation peuvent devenir des marqueurs géologiques d'une terminaison latérale dès lors qu'elles peuvent être identifiées sur le terrain.

6.2.3 Etude volumique de la déformation

Une part non négligeable de la déformation s'exprime au travers des variations volumiques locales ($\frac{\Delta V_i}{V_i}$) de chaque élément. Dans un premier temps, notre intérêt

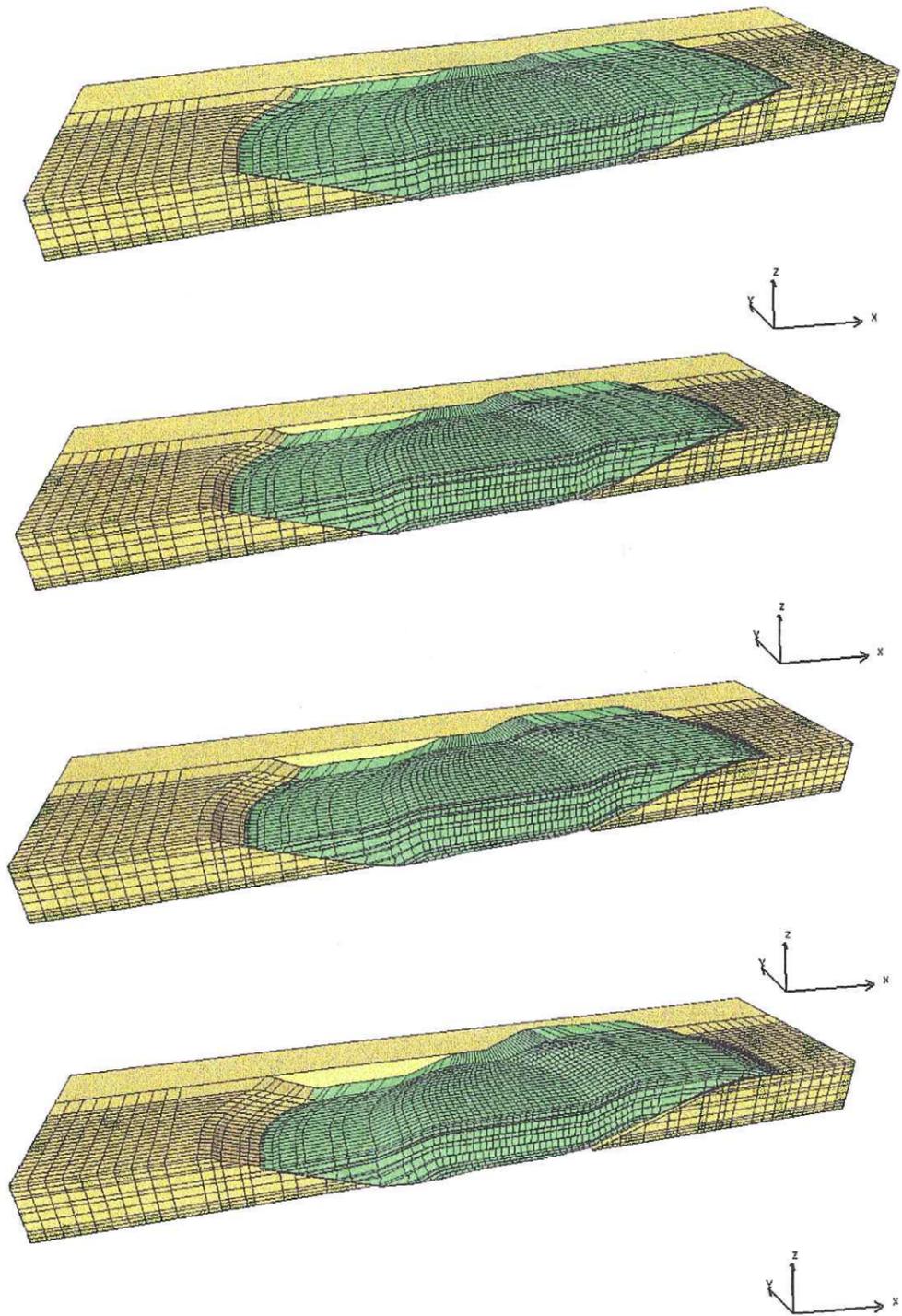


FIG. 6.5: déformation du bassin, dans les conditions définies figure 6.4 avec 1000m de déplacement par incrément de temps.

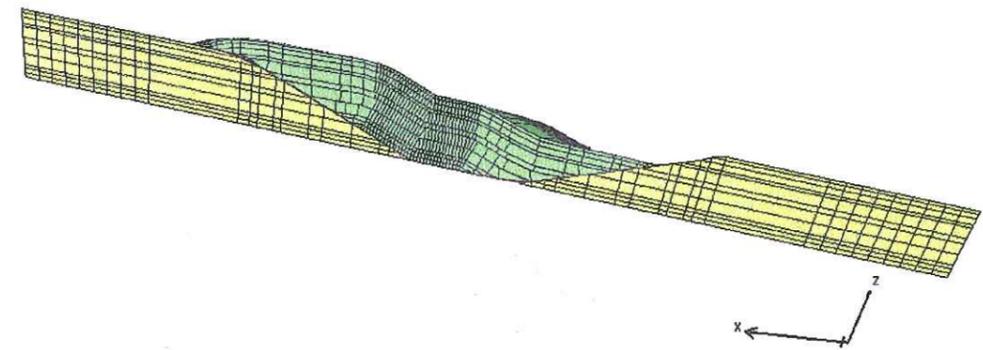


FIG. 6.6: déformation du bassin, dans les conditions définies figure 6.4 après 4000m de déplacement, vue du bord en contact avec la rampe latérale.

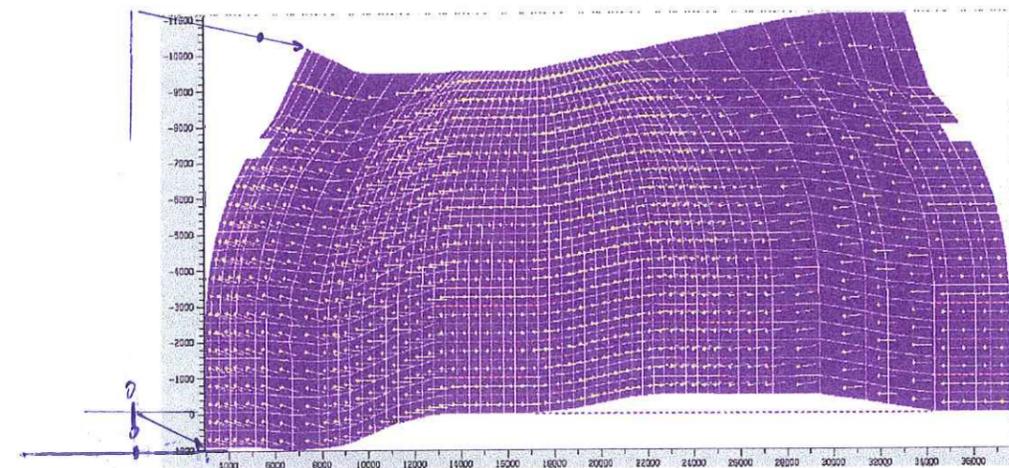


FIG. 6.7: carte des déplacements des points de la surface neutre après 4000m de déplacement, dans les conditions définies figure 6.4.

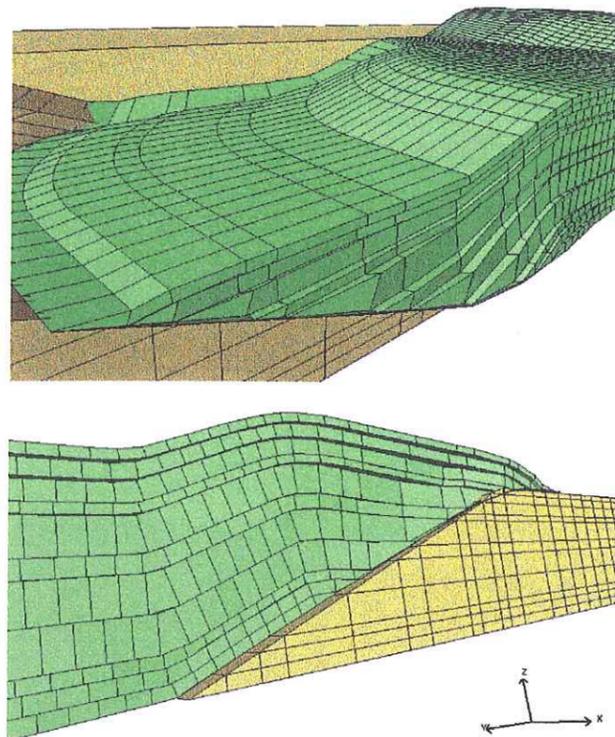


FIG. 6.8: zoom sur les décalages latéraux observés sur le bord libre du compartiment chevauchant après quatre incréments de déformation, dans les conditions définies figure 6.4.

se porte sur la variation volumique globale du bassin. Une fois de plus, le compartiment chevauchant subit une variation de volume inférieure à 2%. Ce résultat, pleinement acceptable et réaliste, prouve encore que l'absence de la conservation du volume comme contrainte directe et hypothèse principale du modèle, n'est pas préjudiciable, et que l'utilisation couplée de la conservation de la surface neutre et de la reconstruction des arêtes est un outil adapté à une modélisation tridimensionnelle de la déformation.

Dans un dernier temps, nous nous intéressons aux variations locales de volume. Sur la figure 6.9, les éléments qui traversent la faille normale présentent une extension, tandis que ceux qui traversent la faille inverse présentent une compression. Les évolutions géométriques des éléments peuvent être rattachées à des processus naturels :

- si $(\frac{\Delta V_i}{V_i})$ est positif, les processus internes sont responsables d'une diminution des recouvrements entre les éléments, avec un mécanisme qui peut s'apparenter à de la compaction (par exemple de la dissolution-cristallisation, avec la présence de stylolites comme marqueurs sur le terrain) ;
- si $(\frac{\Delta V_i}{V_i})$ est négatif, les processus internes sont responsables de l'ouverture de vides entre les éléments, et peuvent être caractérisés par des mécanismes de microfracturation (avec la présence de fentes de tension comme marqueurs géologiques).

Ces variations locales du volume dépendent principalement des propriétés géométriques du domaine considéré : morphologie du bassin, architecture des failles, mouvements des blocs, et dimensions des couches. L'épaisseur des couches a par exemple une grande influence sur ces variations lors du passage des rampes. Malgré cette dépendance par rapport au contexte géométrique (qui se comprend aisément et qui est renforcée par le choix d'une modélisation cinématique), les variations volumiques locales demeurent de bons indicateurs "qualitatifs" des régions soumises à de fortes déformations. Lorsque l'on regarde l'évolution des $(\frac{\Delta V_i}{V_i})$, on constate que le maximum se situe dans les zones charnières, et plus encore là où la courbure de la rampe est maximale. On observe même une atténuation des $(\frac{\Delta V_i}{V_i})$ à mesure que les éléments s'éloignent de la zone de courbure.

6.3 Conclusion

Ce chapitre a mis en évidence les potentialités et limites du modèles 3D lorsqu'il était appliqué à des cas complexes. Le modèle est donc apte à modéliser de façon acceptable des séquences lithologiques complexes, et ce dans des cas avec une géométrie simple, ou mettant en jeu plusieurs failles. Sa capacité à traiter

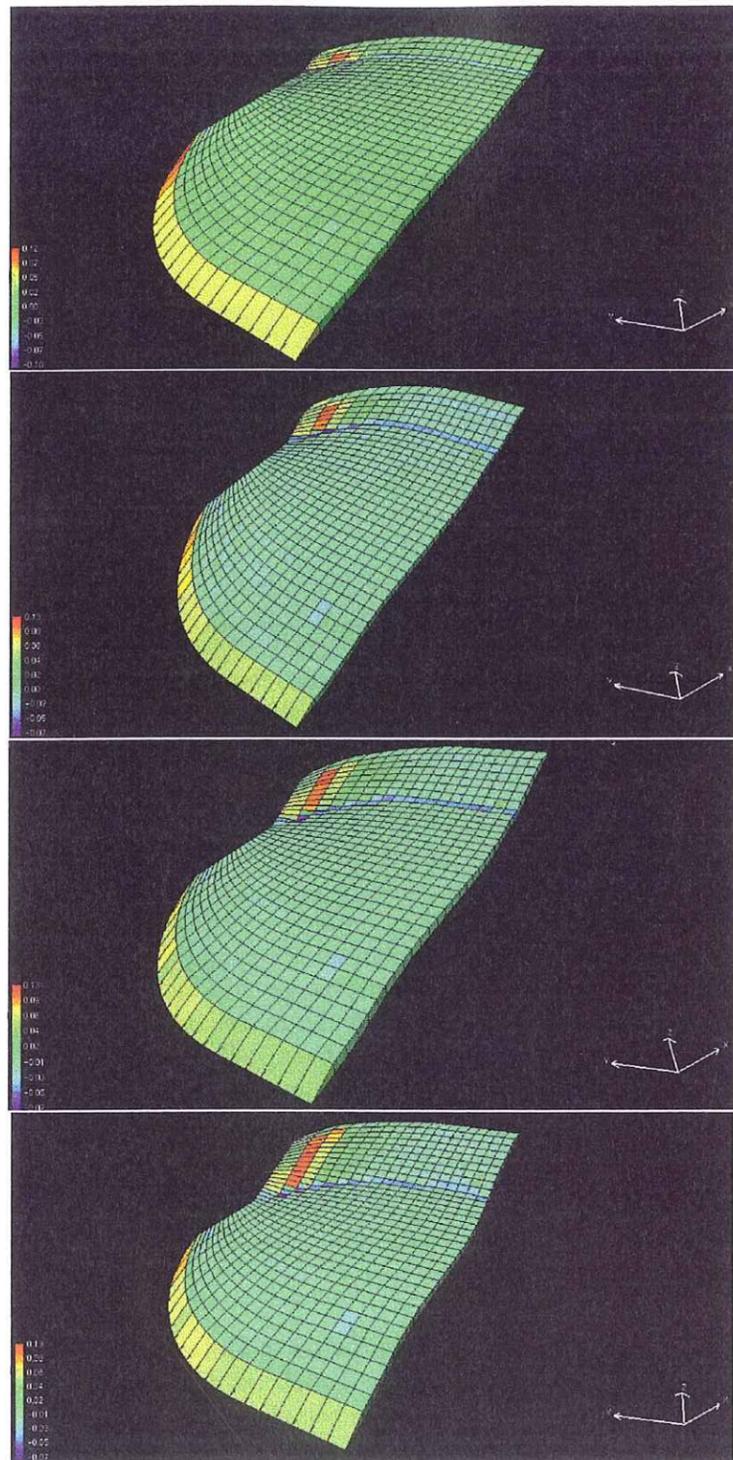


FIG. 6.9: variations volumiques locales sur la couche de base à chaque incréments de temps.

les déplacements latéraux qui accompagnent la déformation 3D, ainsi que les informations qu'il fournit sur les variations volumiques locales, en font un outil qui accompagne parfaitement une campagne de terrain, dans la mesure où il est un bon indicateur qualitatif de la déformation interne. Par ailleurs, les deux exemples d'application soulignent aussi les limites actuelles du modèle. Tout d'abord le modèle, comme tout modèle cinématique, est fortement dépendant de la géométrie du domaine, ce qui peut amener à des impossibilités pour la reconstruction. Ensuite, le modèle ne peut pour l'instant proposer qu'une déformation avec un seul bloc mobile, ce qui limite grandement son champ d'applications naturelles.

conclusion

En conclusion, la principale remarque porte sur l'accomplissement du principal objectif : l'obtention d'un modèle 3D pour la déformation des bassins sédimentaires. La modélisation de la déformation que nous avons proposée dans ce mémoire de thèse représente une avancée significative dans la modélisation cinématique puisqu'elle a permis d'ouvrir la voie à un premier modèle 3D et proposé l'utilisation de nouveaux concepts comme celui de la surface neutre. Ce n'est pas négligeable quand on considère les derniers travaux proposés dans la littérature sur la cinématique [Egan *et al.*, 1999; Rouby, Xiao et Suppe, 2000; Rowan et Linares, 2000] qui ne permettent toujours pas de modéliser une déformation volumique réversible. Nous allons dans la suite de ce chapitre revenir sur les apports du modèle, ainsi que sur ses limites actuelles. Nous prendrons aussi le temps de décrire les perspectives de recherche ouvertes par le modèle, qu'elles se rapportent directement à celui-ci, ou plus généralement à la modélisation de bassin.

Sommaire

7.1 Bilan	93
7.2 Perspectives	94

7.1 Bilan

La qualité la plus évidente du modèle est sûrement sa capacité à gérer la déformation d'un bassin dans les trois directions de l'espace. La déformation 3D est avant tout due à la grande souplesse du modèle :

- ◇ ceci apparaît en premier lieu dans sa conception et son implémentation. L'architecture informatique du modèle a été conçue de manière à obtenir le maximum de modularité et de réutilisabilité. Dans le même esprit, la formulation mathématique des hypothèses s'efforce d'être la plus simple possible et les contraintes de reconstruction portent avant tout sur la capacité à obtenir une bonne restauration volumique des couches du bassin.
- ◇ Le champ d'applications est très large, puisque le modèle s'applique aussi bien dans des contextes extensifs que dans des contextes compressifs. Par

ailleurs, l'utilisation de plusieurs mécanismes de déformation comme le cisaillement vertical ou celui de flexion-glissement permet une plus grande variété d'études. De plus, comme pour la plupart des modèles cinématiques discrets, le choix du maillage permet de choisir l'échelle à laquelle on désire travailler.

Un autre aspect essentiel du modèle 3D est la réversibilité de son algorithme de déformation qui fait de lui un outil parfaitement adapté à la modélisation de bassin car il permet de couvrir potentiellement aussi bien l'étape de restauration que celle de construction. Enfin, les résultats d'un test de déformation sont de très bons indicateurs qualitatifs de la déformation interne locale, tout en fournissant une géométrie déformée acceptable pour l'ensemble du compartiment chevauchant.

Si le modèle possède des atouts non négligeables, il a aussi quelques limites, intrinsèques ou dues à un manque de développement, que nous allons rappeler brièvement. La limitation principale du modèle 3D est celle propre à l'ensemble des modèles cinématiques : les contraintes géométriques. La reconstruction du bloc déformé dépend fortement des limites géométriques du domaine, qui contraignent les tailles des mailles et l'utilisation du mécanisme de flexion-glissement. Par ailleurs le modèle présente deux limitations dues à l'avancée de son développement. La première a trait à la nature des hypothèses émises pour le modèle 3D. Actuellement, la déformation d'un bloc est liée à la définition d'une surface latérale imposée qui va contraindre le déplacement de la surface neutre, mais il n'est pas toujours évident de choisir le bord du domaine qui va contraindre la déformation. La seconde porte sur la contrainte actuelle de ne pas déformer plus d'un bloc du bassin, ce qui limite fortement le champ des applications naturelles.

7.2 Perspectives

Le modèle, comme on vient de le rappeler, présente aujourd'hui un certain nombre d'avancées et de limites, et s'inscrit dans un contexte de modélisation de bassin. Par rapport au modèle lui-même, trois possibilités d'amélioration se présentent :

- ◊ il faut tester la validité du modèle pour l'étape de restauration d'un bassin déformé. Deux options se présentent pour y parvenir. La première est de procéder suivant le même principe que pour l'étape de construction et suppose un glissement sur le socle, en remontant dans le temps. Cette approche oblige néanmoins à insérer dans la modélisation la dynamique propre au socle sur lequel se déplace le compartiment chevauchant. La seconde ressemble plus aux méthodes de reconstruction classiques et tend vers une

remise « à plat » du toit du bassin. Pour y parvenir, l'ordre de déplacement et de reconstruction des couches est inversé. La couche supérieure est déplacée sur une surface cible plane et horizontale, tandis que les couches inférieures sont reconstruites après suivant un ordre décroissant.

- ◊ La direction du déplacement des points de la surface neutre est basée actuellement sur une hypothèse de conservation de la distance latérale du domaine. Un travail important peut être fait sur la recherche d'autres hypothèses qui permettraient de contraindre le déplacement à partir de plusieurs bords. Cette approche permettrait aussi de réfléchir sur le passage à une déformation multi-blocs, et sur des mécanismes de déformation comme l'étalement. Ces nouvelles contraintes sur le déplacement, si elles pouvaient être correctement définies, apporteraient aussi des réponses pour des cas de déformations non conservatives.
- ◊ Une dernière proposition de travail porte sur l'insertion de nouveaux comportements mécaniques dans le modèle, comme attacher une viscosité à chaque couche du bassin. Ceci permettrait de développer un mode de glissement cinématique qui ne serait plus parfait. Dans le même esprit, il serait intéressant d'approfondir le comportement des plis d'entraînement induits, modélisés par l'interface cisailante, et de voir l'impact qu'ils pourraient avoir sur la déformation globale du domaine, dès lors qu'ils possèderaient une cinématique propre.

En plus des améliorations qui peuvent porter directement sur le modèle, son utilisation dans le cadre de la modélisation de bassin ouvre elle aussi de belles perspectives de travail :

- ◊ Une première piste serait une étude tectonique complète d'un cas naturel. Cette étape nécessaire à une validation complète du modèle offrirait l'avantage de confronter ses hypothèses à la difficile réalité du terrain, et fournirait l'occasion d'un couplage avec des modèles de sédimentation-érosion, comme celui de DIONISOS [Granjeon, 1997], et des modèles de compaction. Pour la compaction un choix devra être fait quant à l'utilisation d'une loi de compaction mécanique, du type de celle observée dans CERES, ou d'une loi de compaction géométrique, du type de celle décrite dans le modèle FOLDIS.
- ◊ Une autre orientation qui peut accompagner l'insertion du modèle dans la modélisation de bassin, est l'étude de la migration des hydrocarbures dans un domaine déformé par le modèle. Cette réflexion porterait sur la migration dans un maillage non régulier, et poserait la question sur les méthodes de résolution les plus adaptées : éléments finis, volumes finis, méthode des lignes de courants, et utilisation des méthodes de décomposition de domaines. Enfin, cette étape implique aussi un effort sur une meilleure

gestion des variations de volumes et de leur impact sur la migration, ainsi que sur l'utilisation de l'interface cisailante.

Pour clore ce mémoire de thèse, nous pouvons considérer que le modèle présenté est un outil performant et adapté à l'étude de la déformation des bassins sédimentaires, dont l'apport définitif ne pourra être complètement quantifié qu'après une confrontation à la réalité du terrain. Par ailleurs, il est important de souligner qu'il ne peut et ne doit pas supplanter la modélisation mécanique. Le modèle est avant tout un outil qui pallie le manque de connaissances actuelles sur le comportement mécanique des sédiments, conjugué aux limites des capacités de calcul des ordinateurs. Enfin, le travail accompli au cours de ces trois années peut s'assimiler à une étude de faisabilité dont le résultat est positif. Il est donc le préliminaire de développements plus poussés qui concernent les approches multi-blocs, multi-contraintes, et multi-composantes, et à de nouvelles études de faisabilité sur les écoulements polyphasiques en domaines non coïncidents.

Annexe A

Article soumis à London Geological Society Special Publication

3D DISCRETE KINEMATIC MODELLING OF SEDIMENTARY BASIN DEFORMATION

Tristan Cornu , Frederic Schneider
tristan.cornu@ifp.fr, frederic.schneider@ifp.fr
I.F.P, 1et 4 avenue de bois-préau, 92500 Rueil-Malmaison, France

and

Jean-Pierre Gratier
Jean-Pierre.Gratier@obs.ujf-grenoble.fr
L.G.I.T. Observatoire de l'université de Grenoble, I.R.I.G.M. BP 53, 38041 Grenoble, France

Abstract. *The 3D coupled backward and forward deformation of geological layers is a new step in basin modelling. This problem can be treated with a mechanical or a kinematic approach. Because of the difficulties met with the mechanical approach, the more often used is kinematic. The kinematic model describes here allows to build a geologically acceptable path, which takes in account an incremental evolution of time. To obtain a better description of 3D geometries, the model uses a full hexaedric discretization and the discrete neutral surface of each layer is used to perform the flexural slip deformation.*

Introduction

The tectonic deformation of sedimentary rocks is one of the main problems in basin modelling (Schneider & al. 1996). In order to integrate tectonic deformation, two approaches can be used: a mechanical or a kinematic approach. The mechanical approach has given satisfying results for two dimensional studies, and have been compared to experiments in sandbox (Barnichon 1998) or applied to field cases (Hassani 1994, Niño & al. 1998). Nevertheless, a 3D mechanical modelling, which integrates all the relevant geological parameters, has not yet been proposed. The complexity of the phenomenon at the geological time and space scales, and the lack of an adapted rheological law (Ramsay & Hubert 1987), and boundary conditions may explain this. The mechanical problem is a problem of large deformations and large displacements, so even a model like UDEC (Cundall 1988, Hart & Cundall 1998) has restrictive hypothesis for applications to natural processes.

Because of the difficulties met with the mechanical approach, an alternative approach is the kinematic approach that is sufficiently representative of the natural processes and that can serve for future computations on transfer problem (thermic, fluids) and on the evolution of rocks attributes (porosity, permeability, thermal conductivity...), and on natural processes (sedimentation, erosion, compaction). To get a better description of the 3D geometries, the model proposed here is patterned after the 2D discrete approach developed by Diviès (1997). The discrete kinematic model described here allows one to build an acceptable geological path, for a backward and forward modelling. Unlike models of unfolding like UNFOLD (Gratier & al. 1991, 1993) or PATCHWORK (Bennis & al. 1991), which unfold layers instantaneously, the new modelling uses an incremental evolution with time. Up to now, main works on forward kinematic models have been done in two dimensions (Suppe 1983, De Paor 1988, Waltham 1989, Contreras 1990) and are based on the assumption of area conservation proposed by Dahlstrom (1969). However, some "pseudo 3D" models have been proposed from these 2D models (Wilkerson & Medwedeff 1991, Shaw & al. 1994). They extend the area conservation to volume conservation, and are limited to cylindrical cases, built with topologically equivalent 2D sections. The main restriction is that the associated finite displacement must be parallel in map view. So if these models allow understanding many cases, they can not represent the complexity of a real three-dimensional case.

Principles of the model

The model proposed here treat two mechanisms of deformation, the vertical shear and the flexural slip. We do not describe the equations of the vertical

shear, which are well known, but we propose a new modelling for the flexural slip mechanism. The modelling of the flexural slip is based on three main hypothesis:

- * Layers slip
- * The thickness of each layer is preserved
- * The area of the neutral surface of each layer is preserved

The layers slip and the preservation of the thickness are the most often used hypothesis in literature (Suppe 1983, Waltham 1989, 1990), and they are relevant with the geological observations of the deformation of so-called competent layers (Ramsay & Huber 1987). The last hypothesis is more a mechanical one, it relies on the flexural mechanism and deals with the neutral surface of a layer which is supposed to conserve its area through deformation (Poussin 1990, Ramsay & Huber 1987). Thus the motion of the layer is defined by the motion of the neutral surface. First the 2D model of the displacement of a neutral surface node is presented (cf. figure 1), before the extension to the 3D.

In the 2D model, the basement of the basin is defined by a polygonal line, cut by the bisectrix of each segment line. The layer is discretised, with quadrilateral elements. For convenience of the modelling, the neutral line is suppose to be the line who passes by the middle of the vertical edges, so it becomes identical to the median line. The motion a neutral line node is then perfectly defined by a curvilinear displacement parallel to the support. For M a point of the neutral line, M' is the image point, by the transformation: $M' = \vec{t}_{\delta\vec{v}}(M)$. Where δ is the amount of displacement, and \vec{v} the boundary direction. The motion of the point M is suppose to be parallel to the slip support. To assume this hypothesis, the direction is projected normally on the support, by this way we can keep the thickness of the layer constant through the transformation. To describe the movement we have the following equations:

$$\|MM'\|_{\Gamma} = \sum_i \|M_i M_{i+1}\| = \sum_i \|\delta_i \vec{\nu}_i\| \quad (\text{A.1})$$

Where the M_i are the intersection between the line parallel to the support which passes through the point M_i and the bisectrix of the support, the the normal projection of the direction on the segment of the support, and the the distance between two intersections. The δ_i and $\vec{\nu}_i$ are defined by the following expression:

$$\begin{cases} \|\vec{\nu}_i\| = 1 \\ \sum_i \delta_i = \delta \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

Then this curvilinear displacement can be easily described by the cartesian expression :

$$M' = t_{\delta v} = \begin{cases} x_0 + \nu_{iz} \delta_i \\ z_0 + \nu_{iz} \delta_i \end{cases} \quad (\text{A.3})$$

The above equations are applied for 2D cases, however they do not describe the lateral component of the displacement. Indeed, in 3D, we have to imposed a new constraint on the displacement. The new hypothesis we make in 3D is related to the conservation of the neutral surface, and it is the lateral equivalent of the conservation of the thickness: the width of the layer is conserved. With this new assumption, the definition of the direction can not be done by a simple normal projection on the support. We define a lateral imposed surface, which will allow the preservation of the width (cf. figure 2).

The new direction of the displacement is defined by the relation :

$$\vec{v} = \vec{n}_s \wedge \vec{n}_b \quad (\text{A.4})$$

Where is the normal vector of the support, and the normal vector of the lateral border (the imposed surface). So this time the motion is parallel to the basement of the layer and to the border we choose to imposed as lateral reference. The second step of the deformation is the volume rebuilding of the layer. After the translation of the neutral surface, we have to rebuild the edges (cf. figure 3) to restore the strained volume of the basin. The edges are rebuilt by a simple rigid rotation around the neutral surface, which area is preserved.

Validation and Results

The model was first validate in 2.5D and the results were compared to those of the Wilkerson model. In the same spirit, we choose to test the kinematic algorithm on two test cases. The first test was made on a cylindrical basin, which is a succession of ten identical sections. It is 20km length, 10km width, and 2km high (cf. figure 4). It is submit to a displacement which has a lateral variation, defined by the relation for each time step :

$$\delta' = \frac{ymax - y}{ymax} * \delta \quad (\text{A.5})$$

The other test was made on an analytical basin too, that has the same parameters than the first basin, but this time, it is not cylindrical but has a lateral variation for the strike of the ramp: from 12° to 25° (cf. figure 5). After motion, 3km for the first test and 1km for the second, we observe good results for the

deformation. Indeed in the two deformed basins, we see similar shapes to those seen in the Wilkerson model (cf. figures 6 and 7). We have a good geometric coherency, and the results obtained with the second basin confirm us we can handle difficult geometries as the classical models do (cf. figures 8 and 9).

As the 2.5D results were satisfying, the 3D test have been done on two similar cases. The purpose of these test cases is the validation on a 3D geometry, which is more complex than those in 2.5D are. The two cases are built with the same basin: same hanging wall, and same ramp. The only and main difference is the direction of the imposed surface that will serve to define the 3D direction of the motion. The first test case (cf. figure 10) has an imposed surface that is parallel to boundary displacement. The second test case (cf. figure 11) has an imposed surface that has a 5° angle with the boundary displacement.

The ramp of the basin is a curb ramp (cf. figure 12), with a 20°-angle dip. The hanging wall at the initial step (cf. figure 13) is 20km long 10km large and has a thickness of 1km. The boundary condition is simple: we push at the back of the hanging wall, and we impose a 1km displacement for each increment of time.

After 3km of displacement, the basin present a shape with a coherent geometry, and the edges, which are normal to the sliding support, show we have a good flexural slip mechanism (cf. figure 14). If we look the map in figure 15, which shows (x,y) the component of the displacement of the nodes of the neutral surface, we see all the displacement vector keep parallel to imposed surface and are as those we can imagine to find in a 2.5D modelling. Nevertheless, a glance at the edge on the imposed border shows 3D rigid rotations, with lateral components due to curvature of the ramp. So the decomposition of the motion in two steps 1) motion of the neutral surface, 2) rebuilding of the edges with rigid rotations around the neutral surface, allows 3D deformation, even if the displacement is parallel.

For the second test case, the ramp is the same, and the imposed lateral boarder has a 5° angle with the boundary displacement (cf. figure 16). This geometry is fully 3D and can not be describe by a 2.5D approach. The boundary condition is still as simple: we impose a displacement of 1km in x direction at the back of the hanging-wall. After 3km of displacement (3 time steps), we observe a deformation which is geometrically coherent, and we can notice than the width of the hanging -wall is well preserved (cf. figure 17). This is the first witness of the 3D deformation. The second, and most significant, is the map of the component of the displacement of the neutral surface nodes: the components are not parallel and have variations in all space directions (cf. figure 18).

tests 3D	T_1	T_2	T_3
cas d'une surface imposant un déplacement homogène	0,85%	1%	1,4%
cas d'une surface imposant un déplacement hétérogène	0,6%	1,6%	1,8%

TAB. A.1: variation of volume in the hanging wall between the initial and deformed state for each time step

The kinematic model use here to deform the basin has no hypothesis to constrain the volume variation. In fact the choice of a constant volume is a very strong assumption which is very hard to realise with a direct algorithm. So we have chosen to work with the neutral surface of each layer and tried to preserve it instead of volume. Nevertheless, if we do not have the conservation of the volume as a main hypothesis, we need to control its variations to verify the results are not unrealistic. A look at table one presents us the global volume variation of the hanging wall through deformation. The variations remain low and fully acceptable. More, if we refer to literature, we read that a good balancing methodology must introduced internal strain data (Woodward & al. 1986, Mitra 1994, Mac Naught & Mitra 1996), in 2D and even more in 3D where deformation is not plane strain anymore (Winterfeld & Oncken 1995). Thus as nature preserves mass, and not volume, it seems we have to develop a model to introduce internal strain in our modelling, to connect geometrical observations with physical phenomena. Still, we can observe few volume variations, which are due to compression and elongation at the hinge ramp.

The kinematic model was built to be insert in a basin modelling code, to be the structural part of the modelling. It is clear there is more than one mechanism of deformation in tectonic history of a basin. At least we can imagine that each layer can deform with its mechanism. Here (cf. figure 19) we propose a model with two mechanisms of deformation: the bottom layer deforms with flexural-slip and the top layer with vertical shear.

Conclusion

The presented model inscribes himself as the follower of last works in basin modelling (Schneider 2000 a, b). It was built to introduce more complex kinematics in structural part of the models as motion over 3D faults and 3D flexural slip. The great simplicity of its hypothesis allows it to be easy to understand and easy to develop.

The geometries that can be treated are fully 3D, and are not restricted to be cylindrical structures (with parallel direction of displacement) or built with

section topologically equivalent. One of the main strength of the model is its capacity to apply different mechanisms of deformation to each layer of the basin (flexural slip, simple shear), and the layer are independent and treated one by one. Another interesting point is the reversibility of the algorithm, which was one of the main goal to be achieved in view to be inserted in global basin modelling code. At last, we now have to test the model on a real geological case, to see if the model can be coherent with natural structure. This work will be of great help to pursue the study on the internal deformations, which take place in the layer through the deformation history.

References

- Barnichon, J.D. 1998. Finite element modelling in structural and petroleum geology. Thèse de doctorat. Université de Liège.
- Bennis, C. & Vezien, J.G. & Iglesias, G. 1991. Piecewise surface flattening for non-distorted texture mapping, *Computer Graphics*, vol. 25, No. 4, pp. 237-246.
- Contreras, J. & Suter, M. 1990. Kinematic modelling of cross-sectional deformation sequences by computer simulation, *Journal of Geophysical research*, 95, pp. 21913, 21929.
- Charlez, Ph. A. 1991. Rock mechanics-Volume 1-Theoretical fundamentals. Editions Technip, 333p.
- Cundall, P. A. 1988. Formulation of a three-dimensional distinct element model-part I. A scheme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* Vol. 25, No. 3, pp. 107-116.
- Dahlstrom, C. D. A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 6, pp. 743-757.
- De Paor, D. G. 1988. Balanced section in thrust belts, Part 1: construction. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*. Vol. 72, No. 1, pp. 73-90.
- De Paor, D. G. 1988. Balanced section in thrust belts, Part 2: computerised line and area balancing. *Geobyte*. may, pp. 33-37.
- Diviès, R. 1997. FOLDIS: un modèle cinématique de bassins sédimentaires par éléments discrets associant plis, failles, érosion/sédimentation et compaction. Thèse de doctorat. Université Joseph Fourier de Grenoble, 221p.
- Egan, S. S. & al. 1998. Computer modelling and visualisation of the structural deformation caused by movement along geological faults. *Computers and Geosciences*. Vol. 25, pp. 283-297.
- Gratier, J. P. & Guillier, B. & Delorme, A. & Odonne, F. 1991. Restoration and balance of a folded and faulted surface by best-fitting of finite elements: principles and applications. *Journal of structural geology*. Vol. 13, No. 1, pp. 111-115.
- Gratier, J. P. 1993. Le fluage des roches par dissolution-cristallisation sous contrainte, dans la croûte supérieure, *Bulletin de la société géologique de France*. T. 164,

No. 2, pp. 267-287.

Gratier, J. P. & Guillier, B. 1993. Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration (UNFOLD program). *Journal of Structural Geology*. Vol. 15, Nos. 3-5, pp. 391-402.

Hart, R. & Cundall, P.A. & Lemos, J. 1988. Formulation of a three dimensional distinct element model-part II. Mechanical calculations for motion and interaction of a system composed of many polyhedral blocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* Vol. 25, No. 3, pp. 117-125.

Hassani, R. 1994. Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques, Ph.D. thesis, Université de Montpellier II.

Lamoureux-Var, V. 1997. Modélisation de la compaction dans les bassins sédimentaires approche mécanique. Thèse de doctorat. Ecole polytechnique. (1997)

Mac Naught, M. A. & Mitra, G. 1996. The use of finite strain data in constructing a retrodeformable cross-section of the Meade thrust sheet, southeastern Idaho, U.S.A.. *Journal of structural geology*. Vol. 18, No. 5, pp. 573-583.

Merle, O. 1984. Déplacement et déformation des nappes superficielles. *Revue de géologie dynamique et géographie physique*. Vol. 25, pp. 3-17.

Mitra, G. 1994. Strain variation in thrust sheets across the Sevier fold-and-thrust-belt (Idaho-Utah-Wyoming) : implications for sections restoration and wedge taper evolution. *Journal of structural geology*. Vol. 16, No. 4, pp. 585-602.

Nicolas, A. 1984. Principes de tectonique. Masson, 196p.

Niño, F. & Chéry, J. & Gratier, J. P. 1998. Mechanical modelling of the Ventura basin : origin of the San Cayetano thrust fault and interaction with the Oak Ridge fault. *Tectonics*. Vol. 17, pp. 955-972.

Ramsay, J.G. & Huber, M. I. 1987. The techniques of modern structural geology - volume 2: Folds and fractures. Academic Press, 700p.

Shaw, J. H. & Hook, S. C. & Suppe, J. 1994. Structural trend analysis by axial surface mapping. *AAPG Bulletin*. Vol. 78, pp. 700-721.

Schneider, F. & Potdevin, J. L. & Wolf, S. 1996. Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. *Tectonophysics*. Vol. 263, pp. 307-317.

Schneider, F. & Wolf, S. in press (a). Quantitative HC potentiel evaluation using 3D basin modelling : application to Franklin structure, central graben, North sea, U.K.. *Marine and Petroleum Geology*.

Schneider, F. & Wolf, S. & Faille, I. & Pot, D. in press (b). Un modèle de bassin 3D pour l'évaluation du potentiel pétrolier : application à l'offshore congolais. *Oil and Gas Science and Technology*.

Suppe, J. 1983. Geometry and kinematic of fault-bend folding. *American Journal of Science*. Vol. 283, pp. 684-721.

Waltham, D. 1989. Finite difference modelling of hanging wall deformation. *Journal of Structural Geology*. Vol. 11, pp. 433-437.

Waltham, D. 1990. Finite difference modelling of sandbox analogues, compaction

and detachment free deformation. *Journal of Structural Geology*. Vol. 12, pp. 375-381.

Wilkerson, M. S. & Medwedeff, D. A. 1991. Geometrical modelling of fault-related folds : a pseudo-three-dimensional approach. *Journal of Structural Geology*. Vol. 13, pp. 801-812.

Zoetemeijer, R. 1992. Tectonic modelling of forelands basins, thin skinned thrusting, syntectonic sedimentation and lithospheric flexure. Ph.D. Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam, 148p.

Winterfeld, C. Von & Oncken, O. 1995. Non-plane strain in section balancing : calculation of restoration parameters. *Journal of structural geology*. Vol. 17, No. 3, pp. 457-450.

Woodward, N. B. & Gray, D. R. & Spear, D. B. 1986. Including strain data in balanced cross section. *Journal of structural geology*. Vol. 8, No. 3-4, pp. 313-324.

Table of figures

- Figure 1 : motion of a neutral surface node (cf. figure 4.6 page 49).
Figure 2 : definition of the direction in 3D (cf. figure 5.1 page 65).
Figure 3 : volume restoration after the displacement of the neutral surface.
Figure 4 : initial state of the cylindrical basin (cf. figure 4.14 page 58).
Figure 5 : initial state of the basin with a variable ramp (cf. figures 4.16 page 60 et 4.17 page 61).
Figure 6 : deformed state for cylindrical basin (cf. figure 4.14 page 58).
Figure 7 : deformed state for basin with variable ramp.
Figure 8 : 2D section of the 12° ramp.
Figure 9 : 2D section of the 25° ramp.
Figure 10 : scheme for the test case with imposed surface parallel to the boundary displacement.
Figure 11 : scheme for the test case with imposed surface parallel to the boundary displacement.
Figure 12 : curb ramp 5.4 page 70.
Figure 13 : top view of the basin with imposed surface parallel to the boundary displacement (cf. figure 5.5 page 71).
Figure 14 : deformed state of the basin with imposed surface parallel to the boundary displacement (cf. figure 5.5 page 71).
Figure 15 : map of the components of the displacement of the neutral surface nodes (cf. figure 5.6 page 72).
Figure 16 : top view of the basin with imposed surface non-parallel to the boundary displacement (cf. figure 5.7 page 73).
Figure 17 : deformed state of the basin with imposed surface non-parallel to the boundary displacement (cf. figure 5.7 page 73).

Figure 18: map of the components of the displacement of the neutral surface nodes (cf. figure 5.9 page 75).

Figure 19: deformed basin, with combined flexural-slip and vertical shear (cf. figure 5.10 page 76).

Annexe B

Article soumis à Journal of Structural Geology

3D DISCRETE KINEMATIC MODELLING APPLIED TO AN ANALYTICAL CASE IN EXTENSIONAL AND COMPRESSIONAL TECTONICS

Tristan Cornu, Frédéric Schneider
tristan.cornu@ifp.fr, frederic.schneider@ifp.fr
I.F.P, 1-4, avenue de Bois-Préau, 92500 Rueil-Malmaison, France

And

Jean-Pierre Gratier
Jean-Pierre.Gratier@obs.ujf-grenoble.fr
L.G.I.T. Observatoire de l'Université de Grenoble, I.R.I.G.M. BP 53, 38041 Grenoble,
France

Abstract. *The 3D simulation of coupled backward and forward deformation of geological layers is a new step in basin modelling. Although this problem could be addressed with either mechanical or kinematic approaches, the mechanical approach remains too complex to be addressed properly. The kinematic model described here allows anyway to build a geologically valid path, which takes into account an incremental evolution of time. To obtain a better description of 3D geometries, the model uses a full hexaedric discretization and the discrete neutral surface of each layer is used when performing the flexural slip deformation. An application to an analytical geological case is then proposed, to study the behaviour of the structure in compressional and extensional contexts.*

Introduction

Modelling the evolution and petroleum potential of sedimentary basins is a complex problem, dealing with two distinct steps: (1) the simulation of the tectonic deformation, and (2) the computation of the hydrocarbon generation and migration. Till now, most of basin modelling tools were constructing to address only one of these problems (Schneider & Wolf, 1999a; Zoetmeyer, 1992). A first attempt to couple deformation and fluid flow simulations has been done recently (Schneider and al., 1999b) but it is still limited to 2D cases with relatively simple kinematic patterns (vertical shear mechanism). The model we propose here is a discrete model for 3D flexural slip deformation (or mixed flexural slip and vertical shear), where further computations to solve fluid flow simulations might be done by using the mesh of the deformed elements.

Two distinct approaches can be chosen to model the tectonic deformations that occur in a sedimentary basin: (1) a mechanical approach, or (2) a kinematic approach. The mechanical approach has already been tested on analytical or geological cases (Barnichon, 1998; Niño and al., 1996; Erikson and Jamison, 1995; Bourgeois, 1997; Coussy, 1995). However, these studies were done on 2D cases with simplified assumptions on the mechanical behaviour of the rocks. 3D mechanical modelling that would include all the parameters relevant to natural deformation has still never yet been proposed. This may be explained by the high complexity of the mathematical formulation and the computer limitation on one hand, and on the other hand, by the complexity of the phenomenon at geological time and space scales (Ramsay 1987), which makes hard to find the adapted rheological laws and boundary conditions. Even a model like 3-DEC (Cundall, 1988; Hart and Cundall, 1988) is limited by its restrictive hypothesis of incremental-deformation within deformed blocks, which is not realistic for natural deformation of sedimentary basins.

To overcome the hardness of a mechanical approach, geologists have rather focused on the kinematic approach (Dahlstrom, 1969), which is the geometrical translation of mechanical hypothesis. The kinematic modelling is a good alternative, which can be sufficiently representative of the natural processes. With a discrete approach (Waltham, 1989, 1990; Diviès, 1996) it can also be used for further computations of thermal and fluid transfers, integration of rocks attributes (i.e. porosity, permeability, thermal conductivity, etc.), and simulation of the natural processes (i.e. sedimentation, erosion, and compaction). A first limitation of the present kinematic approach is that the proposed models relate either to forward modelling (Suppe, 1983; Gibbs, 1982; De Paor, 1988; Contreras and Suter, 1990) or to backward restoration (Moretti, 1989; Gratier & al., 1991; Gratier & Guillier, 1993; Bennis, 1991). Therefore the modelling of tectonic deformation

relies on two types of models to solve the problem of restoration and deformation (Egan and al., 1998). However, the main limitation is that most of the kinematic models are 2D, or "pseudo 3D" at the best (Wilkerson and Medwedeff, 1991; Shaw and al., 1994). These pseudo-3D models extend the area conservation to volume conservation, but are limited to cylindrical cases, built with topologically equivalent 2D sections. The leading restriction is that the associated finite displacement must be parallel in map view. To overpass these problems, we have developed and present here a discrete algorithm that can be used both for backward and forward modelling, and that can be applied on real 3D cases. An application is done to an analytical sedimentary basin with a lateral termination, which is derived from real field structures.

The model

The assumptions used to describe the 3D flexural slip mechanism are first briefly presented. The model is supported by three main assumptions:

- * Each layer of the basin is assumed to be independent, and the sliding between the layers is supposed to be perfect;
- * As a general simplification, we assume that the thickness of the layer is preserved through the whole progressive deformation. Alternatively, thickness changes could still be integrated if required.
- * Because flexural mechanism would preserve the length of the neutral line of a layer, we assume that the area of the neutral surface is also kept constant in 3D.

Layers slip and preservation of the layer thickness are the most commonly used assumptions in literature (Suppe, 1983; Waltham, 1989, 1990). And they are consistent with the geological observations of the deformation of so-called competent layers (Ramsay & Huber, 1987). The last assumption is a rather mechanical one, as it relies on the flexural mechanism and deals with the neutral surface of a layer, which is supposed to conserve its area through deformation (Poussin, 1990; Ramsay & Huber, 1987). This is a strong and useful assumption since further calculation of the progressive deformation will be greatly simplified by the use of a surface instead of a volume.

The approach chosen here is a discrete modelling, and the implementation of the algorithm is done in C++. The geological objects are defined as follows (Fig. 3b):

- * The basin is the whole geological area. It contains all the tectonic portion of the studied domain with its geometric boundaries.

- * The faults are defined as the main zones of discontinuity within the domain. They allow the subdivision of the basin in a discrete number of sub domains. They are defined as triangulated surfaces.
- * Each sub domain of the basin constitutes an independent block, which is bordered by the faults (footwall, hanging-wall). Their frontiers are defined either by a fault or by the boundary of the basin.
- * The layers are the simplified geometric representation of the lithologic beds. They are discretised with hexaedic elements, and they support the deformation algorithm.

After the definition of the geological domains, the motion of the basin is modelled by a curvilinear displacement $t_{\delta\vec{v}}$, applied to each node of the neutral surface of the layers. The neutral surface is defined here as the median surface of the layer. It passes through the middle point of the "vertical" edges of each hexaedic element. The curvilinear displacement is defined both by a distance δ and by a principal direction \vec{v} . The displacement direction is then calculated for each point of the neutral surface with the following definition :

$$\vec{v} = \vec{n}_s \wedge \vec{n}_b \quad (\text{B.1})$$

Where \vec{n}_s is the normal vector of the support on which the layer slips, and \vec{n}_b the normal vector of an imposed lateral surface (Fig. 1). The basement and the lateral boundary are defined with the help of the hexaedic element of the layer. For the basement, we use the quadrilateral bottom sides of each element, and we cut them in two triangles. We use the lateral sides of the element of the layer that are on the boundary for the lateral imposed surface. These surface are defined as triangulated piecewise surfaces, and described by a plan equation in 3D :

$$\alpha x + \beta y + \gamma z + h = 0 \quad (\text{B.2})$$

The lateral imposed boundary is built up in order to constrain the lateral component of the displacement. With such an assumption, the motion of a node is parallel to the basement and to the imposed lateral boundary, as to preserve the thickness and the lateral width of the layers. To calculate the evolution of the displacement direction, we define the bisector plan of the basement and of the lateral boundary. The direction is calculated each time the trajectory cuts a bisector plan. The motion of a neutral surface node is then simply defined by the Cartesian system :

$$M' = t_{\delta\vec{v}} = \begin{cases} x_0 + \nu_{ix} \delta_i \\ y_0 + \nu_{iy} \delta_i \\ z_0 + \nu_{iz} \delta_i \end{cases} \quad (\text{B.3})$$

Where :

$$\begin{cases} \|\vec{v}_i\| = 1 \\ \sum_i \delta_i = \delta \end{cases} \quad (\text{B.4})$$

The Cartesian system offers both a great simplicity for the motion definition, and the reversibility of the displacement. Therefore, if we inverse the sign of the direction, we will inverse the displacement of the basin. After the motion is computed for all the nodes of the neutral surface, the volume is rebuilt with the help of the vertical edges that are attached to each neutral surface node. The restoration of the vertical edges is performed by a rigid rotation. The volume conservation is imposed approximately both by the conservation of the neutral surface and by the conservation of the thickness of the layers. However, due to the discrete procedure, local volume changes may develop in some places. Thus, after each increment of displacement we calculate the volume change values for each element during each increment of deformation.

Geological Application

The test was done on a synthetic case. We have built a geometric model representative of field that can be found in the Gulf of Mexico (Trudgill and al., 1999; Fig. 2c; Rowan & al., 1999; Fig. 31) (Fig. 2). Such a structure gathers both extensional and compressional structures, which relate to gravity sliding processes. We assume a conservation of the global volume of the sediment during such a deformation process. We also impose a lateral termination of the structure in order to model its lateral 3D evolution both in space and time. By this way, we want to study the evolution of a part of a sedimentary basin ending along a lateral ramp. With this experiment, we hope to get information on the 3D behaviour of the structure, when it is submitted to gravity sliding. We will also study the local volume variations and the effect of the lateral ramp on the displacement field.

The limits (Fig. 3 a) of the footwall are defined by a normal fault with a dip at the back, a reverse fault with a dip at the front, and a lateral ramp with a dip along one lateral boundary. The other lateral boundary is supposed to be free of constrain. The hanging-wall is a block of 11286 elements. The lithologic sequence is made up of composite sequence of eleven layers of various thickness. The average length of the model is 35000m, its average width is 10000m, and its thickness is 4450m (Fig. 3b). The kinematic boundary condition is applied at the back of the hanging-wall and imposes a displacement of 1000m at each time step in the x direction. All the layers are supposed to be deformed by flexural slip, although it could be also possible to integrate other deformation mechanism such as vertical shear for some layers.

On Figure 4 (a, b, c, d, e), we observe the evolution of the basin after 4 time steps and so 4000m of displacement. The first remark is about the geometry of the whole-deformed basin. The resulting shape of the basin after deformation remains consistent with no anomaly. The global volume variation of the hanging-wall after deformation is lower than 1% or 2%. This is a fully acceptable and realistic result. It implies that even if the volume conservation was not an independent constrain, the coupled assumptions made on the neutral surface and on the edges rebuilding were relevant.

The second remark deals with the transport direction. On Figure 5, the components of the displacement of each node of the neutral surface are projected on a horizontal plane. As they are distributed over most space direction, we can conclude our modelled deformation is fully 3D.

The third remark concerns the lateral displacements observed on the free vertical boundary (Fig. 6 a, b). The displacement values are dependent from the direction and dip of the imposed lateral boundary as shown on Figure 5, and to the thickness of the layer. They document the incidence of the geometry of a lateral termination on the geometric evolution of the basin. Moreover, we suggest such transversal components of displacement could become field markers for a lateral termination, provided we could observe them directly in the field.

The fourth remark deals with the local volume variation ($\frac{\Delta V_i}{V_i}$). According to literature, internal strain data must usually be taken into account in 2D during balancing processing (Woodward & al., 1986; Mitra, 1994; Mac Naught & Mitra, 1996), but also in 3D when deformation is no longer planar (Winterfeld & Oncken, 1995). In our results, the local volume variations are clearly located in some particular areas (Fig. 7 a, b, c, d). Extension is observed for elements that cross the normal fault, whereas compression is observed for elements that cross the reverse fault. The geometric evolutions of the elements can be tied to natural processes. If ($\frac{\Delta V_i}{V_i}$) is positive, the internal processes are responsible for a decrease of the element overlaps, with a mechanism that could relate to compaction (for example by pressure-solution (Gratier, 1993), with the occurrence of stylolites in field samples). On the opposite, if ($\frac{\Delta V_i}{V_i}$) is negative, the internal processes increase the voids between the elements, and may be matched with micro fracturation mechanisms such as open or sealed cracks in the field. These local variations are mainly caused by the geometric properties of the geological domain: basin morphology, fault architecture, blocks or layers. For example, volume variations are broadly correlated with the thickness of the layers. However, they still remain good indicators for the localisation of highly strained zones. If we look at the evolution of ($\frac{\Delta V_i}{V_i}$) within the basin, we see that the maximal values are located near the hinge zone, where the curvature of the ramp is maximum. We also see

a relative attenuation of the ($\frac{\Delta V_i}{V_i}$) when getting farther from the curvature.

A fifth remark is related to the dip of the normal fault, which is clearly too low by comparison with natural faults. We could have increased the dip of the faults. However, due to the discrete procedure, this dip must evolve progressively along the entire fault in the same way as for listric faults. Such a complex geometry was not tested here for simplicity.

Conclusion

The model presented here is a discrete kinematic model, which offers the opportunity to work both in extensional and compressional domains or coupled ones. It is the first step to couple tectonic deformation modelling with the computation of fluid flow or hydrocarbon migration during the progressive deformation. It is also a strong tool to study complex geological cases, even if simplifications of the geometries are still required. It may lead to a better comprehension of internal strain mechanism, and to a better localisation of the zones of high strain values in three dimensions.

The quantitative values of the computed parameters, such as the local volume variation or the displacement directions, are strongly dependent on the geometry of the heterogeneous domains (faults, blocks, and layers). Although the limitation of the computation may still impose to limit the numbers of layers, this is the main drawback of all numerical models. Nevertheless, we consider computed geometric and kinematic parameters should be used as semi-quantitative parameters, thus allowing comparison between 3D numerical modelling and field structures. In addition, systematic testing of the effect of the various parameters should provide general kinematic laws on the links between all these parameters, and guide further field survey toward the most significant markers of the deformation (i.e. pressure-solution or fractures), both in the reservoir rock potential and seals.

References

- Barnichon, J.D. 1998. Finite element modelling in structural and petroleum geology. PhD Thesis. University of Liège.
- Bennis, C., Vezien, J.G. & Iglesias, G. 1991. Piecewise surface flattening for non-distorted texture mapping, *Computer Graphics* 25, 237-246.
- Bourgeois, E. 1997. Mécanique des milieux poreux en transformation finie: formulation des problèmes et méthodes de résolution. PhD Thesis. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.

- Contreras, J. & Suter, M. 1990. Kinematic modelling of cross-sectional deformation sequences by computer simulation, *J. G. R.* 95, 21913-21929. Charlez, Ph. A. 1991. *Rock mechanics-Volume 1-Theoretical fundamentals*. Editions Technip.
- Coussy, O. 1995. *Mechanics of porous continua*. Wiley, London.
- Cundall, P. A. 1988. Formulation of a three-dimensional distinct element model-part I. A scheme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 25, 107-116.
- Dahlstrom, C. D. A. 1969. Balanced cross sections. *Can. Jour. Earth Sci.* 6, 743-757.
- De Paor, D. G. 1988. Balanced section in thrust belts, Part 1: construction. *The Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 72, 73-90.
- De Paor, D. G. 1988. Balanced section in thrust belts, Part 2: computerised line and area balancing. *Geobyte* 88, 33-37.
- Diviès, R. 1997. FOLDIS: un modèle cinématique de bassins sédimentaires par éléments discrets associant plis, failles, érosion/sédimentation et compaction. PhD Thesis. University Joseph Fourier of Grenoble.
- Egan, S. S. & al. 1998. Computer modelling and visualisation of the structural deformation caused by movement along geological faults. *Computers and Geosciences*. 25, 283-297.
- Gibbs, A. D. 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.* 5, 153-160.
- Gratier, J. P., Guillier, B., Delorme, A. & Odonne, F. 1991. Restoration and balance of a folded and faulted surface by best-fitting of finite elements: principles and applications. *J. Struct. Geol.* 13, 111-115.
- Gratier, J. P. 1993. Le fluage des roches par dissolution-cristallisation sous contrainte, dans la croûte supérieure, *Bull. soc. Géol. France*. 164, 267-287.
- Gratier, J. P. & Guillier, B. 1993. Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration (UNFOLD program). *J. Struct. Geol.* 15, 391-402.
- Hart, R., Cundall, P.A. & Lemos, J. 1988. Formulation of a three dimensional distinct element model-part II. Mechanical calculations for motion and interaction of a system composed of many polyhedral blocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.* 25, 117-125.
- Hassani, R. 1994. Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques, Ph.D. thesis, University of Montpellier II.
- Lamoureux-Var, V. 1997. Modélisation de la compaction dans les bassins sédimentaires approche mécanique. PhD Thesis. Ecole polytechnique.
- Mac Naught, M. A. & Mitra, G. 1996. The use of finite strain data in constructing a retrodeformable cross-section of the Meade thrust sheet, southeastern Idaho, U.S.A.. *J. Struct. Geol.* 18, 573-583.
- Merle, O. 1984. Déplacement et déformation des nappes superficielles. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*. 25, 3-17.
- Mitra, G. 1994. Strain variation in thrust sheets across the Sevier fold-and-thrust-

- belt (Idaho-Utah-Wyoming): implications for sections restoration and wedge taper evolution. *J. Struct. Geol.* 16, 585-602.
- Nicolas, A. 1984. *Principes de tectonique*. Masson.
- Niño, F., Chéry, J. & Gratier, J. P. 1998. Mechanical modelling of the Ventura basin: origin of the San Cayetano thrust fault and interaction with the Oak Ridge fault. *Tectonics* 17, 955-972.
- Ramsay, J.G. & Huber, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology - Volume 2: Folds and fractures*. Academic Press.
- Rowan, M. G., Jackson, M. P. A. & Trudgill, B. D. 1999. Salt-related fault families and fault welds in the northern Gulf of Mexico. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 83, 1454-1484.
- Shaw, J. H., Hook, S. C. & Suppe, J. 1994. Structural trend analysis by axial surface mapping. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 78, 700-721.
- Schneider, F., Potdevin, J. L. & Wolf, S. 1996. Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. *Tectonophysics*. 263, 307-317.
- Schneider, F. & Wolf, S. in press (a). Quantitative HC potentiel evaluation using 3D basin modelling: application to Franklin structure, central graben, North sea, U.K.. *Marine and Petroleum Geology*.
- Schneider, F., Wolf, S., Faille, I. & Pot, D. in press (b). Un modèle de bassin 3D pour l'évaluation du potentiel pétrolier: application à l'offshore congolais. *Oil and Gas Science and Technology*.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Jour. Sci.* 283, 684-721.
- Trudgill, B. D., Rowan, M. G., Fiduk, J. C., Weimer, P., Gale, P. E., Korn, B. E., Phair, R. L., Gafford, W. T., Roberts, G. R. & Dobbs, S. W. 1999. The Perdido fold belt, Northwestern Deep Gulf of Mexico, part 1: structural geometry, evolution and regional implications. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 83, 88-113.
- Waltham, D. 1989. Finite difference modelling of hanging wall deformation. *J. Struct. Geol.* 11, 433-437.
- Waltham, D. 1990. Finite difference modelling of sandbox analogues, compaction and detachment free deformation. *J. Struct. Geol.* 12, 375-381.
- Wilkerson, M. S. & Medwedeff, D. A. 1991. Geometrical modelling of fault-related folds: a pseudo-three-dimensional approach. *J. Struct. Geol.* 13, 801-812.
- Winterfeld, C. Von & Oncken, O. 1995. Non-plane strain in section balancing: calculation of restoration parameters. *J. Struct. Geol.* 17, 457-450.
- Woodward, N. B., Gray, D. R. & Spear, D. B. 1986. Including strain data in balanced cross section. *J. Struct. Geol.* 8, 313-324.
- Zoetemeijer, R. 1992. Tectonic modelling of foreland basins, thin skinned thrusting, syntectonic sedimentation and lithospheric flexure. PhD. Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam.

Table of figures

Figure 1: synthetic view of the construction of the displacement direction (cf. figure 5.1 page 65).

Figure 2: schematic block diagram showing typical assemblage of fault families and fault welds (Rowan & al. 1999, Fig. 31) (cf. figure 6.3 page 84).

Figure 3: (a) description of the domain boundaries, (b) basin at the initial state (cf. figure 6.4 page 84).

Figure 4: (a) view of the deformed basin after 1000m of displacement, (b) view of the deformed basin after 2000m of displacement, (c) view of the deformed basin after 3000m of displacement, (d) view of the deformed basin after 4000m of displacement, (e) view from the lateral imposed boundary of the deformed basin after 4000m of displacement (cf. figure 6.5 page 86).

Figure 5: map of the vertical projection on an horizontal plane of the neutral surface node displacement components, after 4000m of displacement (cf. figure 6.7 page 87).

Figure 6: (a) zoom of the lateral displacements observed on the normal fault after 4000m of displacement, (b) zoom of the lateral displacements observed on the inverse fault after 4000m of displacement (cf. figure 6.8 page 88).

Figure 7: (a) view of the local variation of volume on the first layer after 1000m of displacement, (b) view of the local variation of volume on the first layer after 2000m of displacement, (c) view of the local variation of volume on the first layer after 3000m of displacement, (d) view of the local variation of volume on the first layer after 4000m of displacement (cf. figure 6.9 page 90).

Bibliographie

- APOTRIA, T. [1989]. Vector analysis of fault bend and intersecting faults: Discussion. *J. Struc. Geol.* vol. 11, pages 503-505.
- APOTRIA, T. [1995]. Thrust sheet rotation and out-of-plane strains associated with oblique ramps: an example from the Wyoming salient, u.s.a. *J. Struc. Geol.* vol. 17, pages 647-662.
- APOTRIA, T., W. SNEDDEN, J. SPANG et D. WILTSCHKO [1992]. Kinematic models of deformation at an oblique ramp. Dans: *Thrust Tectonics* (Edité par K. MCCLAY), pages 141-154. Chapman and Hall.
- BARFETY, J.-C. [1988]. *Le jurassique dauphinois entre Durance et Rhones - étude stratigraphique et géodynamique. Rapport technique 131*, B.R.G.M.
- BARNICHON, J.-D. [1998]. *Finite Element Modelling in Structural and Petroleum Geology*. Thèse de doctorat, Université de Liège, Faculté des Sciences Appliquées. 254 p.
- BEAUMONT, C., P. FULLSACK et J. HAMILTON [1992]. Erosional control of active compressional orogens. Dans: *Thrust Tectonics* (Edité par K. MCCLAY), pages 1-18. Chapman and Hall.
- BELL, T. [1981]. Foliation development- the contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics* vol. 75, pages 273-296.
- BENNIS, C., J. VÉZIEN et G. IGLÉSIAS [1991]. Piecewise surface flattening for non-distorted texture mapping. *Computer Graphics* vol. 25, no. 4, pages 237-246.
- BERGER, P. et A. JOHNSON [1980]. First-order analysis of deformation of a thrust sheet moving over a ramp. *Tectonophysics* vol. 70, pages T9-T24.
- BOMBOLAKIS, E. G. [1989]. Thrust fault mechanics and dynamics during a developmental stage of a foreland belt. *J. Struc. Geol.* vol. 11, no. 4, pages 439-455.

Bibliographie

- BOMBOLAKIS, E. G. [1992]. A developmental stage of a foreland belt. Dans: *Thrust Tectonics* (Edité par K. McCLAY), pages 33-40. Chapman and Hall.
- BOUCH, G. [1994]. *Object-oriented analysis and design*. Benjamin-Cumming. 589p.
- BOURGOIS, E. [1997]. *Mécanique des milieux poreux en transformation finie: formulation des problèmes et méthodes de résolution*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées. 221 p.
- BOYER, S. et D. ELLIOT [1982]. Thrust systems. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* vol. 66, no. 9, pages 1196-1230.
- BRAUN, J. et M. SAMBRIDGE [1994]. Dynamical lagrangian remeshing (dlr): a new algorithm for solving large strain deformation problems and its application to fault-propagation folding. *Earth and Planetary Science Letters* vol. 124, pages 211-220.
- BUTTLER, R. [1982]. The terminology of structures in thrust belts. *J. Struc. Geol.* vol. 4, no. 3, pages 239-245.
- CAILLETAUX, G., J.-Y. COGNARD, C. CORNUAULT et G. DHATT [1995]. *Mécanique non linéaire des solides et des structures. Volume 1*. Institut pour la Promotion des Sciences de l'Ingénieur.
- CHAPPLE, W. [1978]. Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.* vol. 89, pages 1189-1198.
- CHARLEZ, P. [1991]. *Rock mechanics-Volume 1-Theoretical fundamentals*. Technip. 333p.
- CONTRERAS, J. et M. SUTTER [1990]. Kinematic modelling of cross sectional deformation sequences by computer simulation. *J. Geoph. Res.* vol. 95, no. B13, pages 21 913-21 929.
- CONTRERAS, J. et M. SUTTER [1997]. A kinematic model for the formation of duplex systems with a perfectly planar roof thrust. *J. Struc. Geol.* vol. 19, no. 3-4, pages 269-278.
- CUNDALL, P. [1988]. Formulation of a three-dimensionnal distinct element model-part i. a schme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.* vol. 3, pages 107-116.
- DAHLSTROM, C. [1969]. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences* vol. 6, pages 743-757.
- DE PAOR, D. [1988a]. Balanced section in thrust belts, part 1: construction. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* vol. 72, no. 1, pages 73-90.
- DE PAOR, D. [1988b]. Balanced section in thrust belts, part 2: computerized line and area balancing. *Geobyte* pages 33-37.
- DIVIÈS, R. [1997]. *FOLDIS: un modèle cinématique de bassins sédimentaires paréléments discrets associant plis, failles, érosion/sédimentation et compaction*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble. 221p.
- EGAN, S., S. KANE, T. BUDDIN, G. WILLIAMS et D. HODGETTS [1999]. Computer modelling and visualisation of the structural deformation caused by movement along geological faults. *Computers and Geosciences* vol. 25, pages 283-297.
- ELLIOT, D. [1976a]. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* vol. 283, pages 289-312.
- ELLIOT, D. [1976b]. The motion of thrust sheets. *J. Geoph. Res.* vol. 81, pages 949-963.
- ELLIOT, D. [1983]. The construction of balanced cross-sections. *J. Struc. Geol.* vol. 5, no. 2, pages 101.
- ERICKSON, S. et W. JAMISON [1995]. Viscous-plastic finite-element models of fault-bend folds. *J. Struc. Geol.* vol. 17, no. 4, pages 561-573.
- ETCHECOPAR, A. [1984]. *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'état, Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 269p.
- EVANS, J. [1988]. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *J. Struc. Geol.* vol. 10, no. 5, pages 437-443.
- FISCHER, M. et M. COWARD [1982]. Starins and folds within thrust sheets: an analysis of the heilam sheet, northwest scotland. *Tectonophysics* vol. 88, pages 291-312.
- GIBBS, A. [1983]. Balanced cross-section construction from seismic sections in extensional tectonic. *J. Struc. Geol.* vol. 5, pages 153-160.
- GOGUEL, J. [1948]. *Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre*. Mem. Expl. Carte Geol. Fr. 530p.
- GRANJEON, D. [1997]. *Modélisation stratigraphique déterministe: conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique*. Thèse de doctorat, Université de Rennes. 189p.

Bibliographie

- GRATIER, J.-P. [1993]. Le fluage des roches par dissolution-cristallisation sous contrainte, dans la croûte supérieure. *Bull. Soc. Geol. Fr.* vol. 164, no. 2, pages 267-287.
- GRATIER, J.-P. et B. GUILLIER [1993]. Compatibility constraints on folded and faulted strata and calculation of total displacement using computational restoration (unfold program). *J. Struc. Geol.* vol. 15, no. 3-5, pages 391-409.
- GRATIER, J.-P., B. GUILLIER, A. DELORME et F. ODONNE [1991]. Restoration and balance of a folded and faulted surface by test-fitting of finite elements: principles and applications. *J. Struc. Geol.* vol. 13, no. 1, pages 111-115.
- GRATIER, J.-P., T. HOPPS, C. SORLIEN et T. WRIGHT [1999]. Recent crustal deformation in southern California deduced from the restoration of folded and faulted strata. *J. Geoph. Res.* vol. 104, no. B3, pages 4887-4899.
- HART, R., P. CUNDALL et J. LEMOS [1998]. Formulation of a three-dimensional distinct element model-part ii. mechanical calculations for motion and interaction of a system composed of many polyhedral blocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.* vol. 25, no. 3, pages 117-125.
- HASSANI, R. [1994]. *Modélisation numérique de la déformation des systèmes géologiques*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc. 139p.
- HUBBERT, M. et W. RUBBEY [1959]. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, i. mechanics of fluids-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* vol. 70, pages 115-166.
- JAMISON, W. [1987]. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Struc. Geol.* vol. 9, no. 2, pages 207-219.
- JONES, M. et M. ADDIS [1984]. Volume change during sediment diagenesis and the development of growth faults. *Mar. Petr. Geol.* vol. 1, pages 118-122.
- KERR, H., N. WHITE et J.-P. BRUN [1993]. An automatic method for determining three dimensional normal fault geometries. *J. Geoph. Res.* vol. 98, no. B10, pages 17 837-17 857.
- KHELE, R. [1993]. Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. Am. Bull.* vol. 81, pages 1641-1664.
- KNIFE, R. [1985]. Footwall geometry and the rheology of thrust sheets. *J. Struc. Geol.* vol. 7, no. 1, pages 1-10.
- KNIFE, R. [1989]. Deformation mechanisms-recognition from natural tectonites. *J. Struc. Geol.* vol. 11, no. 1-2, pages 127-146.
- LAN, L. et P. HUDLESTON [1995]. The effects of rheology on the strain distribution in single layer buckle folds. *J. Struc. Geol.* vol. 17, no. 5, pages 727-738.
- LELONG-FERRAND, J. et J. ARNAUDIÈS [1977]. *Géométrie et cinématique*, vol. 3 de *Cours de mathématiques*. Dunod Université. 733p.
- LISLE, R. [1992]. Constant bed-length folding: three dimensional implications. *J. Struc. Geol.* vol. 14, no. 2, pages 245-252.
- MAC NAUGHT, M. et G. MITRA [1996]. The use of finite strain data in constructing a retrodeformable cross-section of the meade thrust sheet, southeastern Idaho, U.S.A. *J. Struc. Geol.* vol. 18, no. 5, pages 573-583.
- MCCAIG, A. [1988]. Vector analysis of fault bends and intersecting faults. *J. Struc. Geol.* vol. 10, no. 1, pages 121-124.
- MCCAIG, A. [1989]. Vector analysis of fault bends and intersecting faults: Reply. *J. Struc. Geol.* vol. 11, pages 506-508.
- MEDWEDDEFF, D. et J. SUPPE [1997]. Multibend fault-bend folding. *J. Struc. Geol.* vol. 19, no. 3-4, pages 279-292.
- MERCIER, E. [1995]. *Les plis de propagation de rampe: cinématique, modélisation numérique, et importance dans la tectogénèse*. Habilitation à diriger des recherches, Université de Cergy-Pontoise.
- MERLE, O. [1984]. Déplacement et déformation des nappes superficielles. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique* vol. 25, pages 3-17.
- MERLE, O. [1994]. *Nappes et Chevauchements*. Masson. 137p.
- MITRA, G. [1994]. Strain variation in thrust sheets across the sevier fold-and-thrust-belt (Idaho-Utah-Wyoming). *J. Struc. Geol.* vol. 16, no. 4, pages 585-602.
- MORETTI, I. [1991]. Locace/baliss un test de la cohérence géologique d'une interprétation sismique. *Revue de l'Institut Français du pétrole* vol. 46, no. 5, pages 563-580.
- MORETTI, I. et B. COLLETTA [1988a]. Fault-block tilting: the Gebel Zeit example, Gulf of Suez. *J. Struc. Geol.* vol. 10, no. 1, pages 9-19.

Bibliographie

- MORETTI, I. et R. COLLETTA, B. AND VIALLY [1988b]. Theoretical model of block rotation along circular faults. *Tectonophysics* vol. 153, pages 313-320.
- MORETTI, S., I. ANDWU et A. BALLY [1990]. Computerized balanced cross-section locale to reconstruct an allochthonous salt sheet, offshore Louisiana. *Mar. Petr. Geol.* vol. 7, pages 371-377.
- NIÑO, F., J. CHÉRY et J.-P. GRATIER [1998]. Mechanical modelling of the Ventura basin: origin of the San Cayetano thrust fault and interaction with the Oak Ridge fault. *Tectonics* vol. 17, pages 955-972.
- NICOLAS, A. [1984]. *Principes tectoniques*. Masson. 196p.
- ODONNE, F. et G. MASSONAT [1992]. Volume loss and deformation around conjugate fractures: comparison between a natural example and analogue experiments. *J. Struc. Geol.* vol. 14, no. 8-9, pages 963-972.
- OUTTANI, F. [1996]. *Cinématique, modélisation et bilan énergétique des plis de rampe*. Thèse de doctorat, Université de Cergy-Pontoise. 244p.
- RAMSAY, J. et M. HUBER [1987]. *The techniques of modern structural geology - volume 2: Folds and fractures*. Academic Press.
- ROUBY, D., H. XIAO et J. SUPPE [2000]. 3d restoration of complexly folded and faulted surfaces using multiple unfolding mechanisms. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* vol. 84, no. 6, pages 805-829.
- ROUGÉE, P. [1997]. *Mécanique des grandes transformations*, vol. 25 de *Mathématiques et Applications*. Springer. 402p.
- ROWAN, M., M. JAKSON et B. TRUDGILL [1999]. Salt-related fault families and fault welds in the northern Gulf of Mexico. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* vol. 83, pages 1454-1484.
- ROWAN, M. et R. LINARES [2000]. Fold-evolution matrices and axial-surface analysis of fault-bend folds: application to the Medina anticline, eastern Cordillera, Colombia. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* vol. 84, no. 6, pages 741-764.
- RUDKIEWICZ, J.-L., H. PENTEADO, A. VEAR, M. VANDENBROUCKE, F. BRIGAUD, J. WENDEBOURG et S. DÜPPENBECKER [in press]. Integrated basin modeling helps to decipher petroleum systems. *AAPG Memoir*.
- SAMSON, P. [1996]. *Equilibrage des structures géologiques 3D dans le cadre du projet GOCAD*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine. 222p.
- SANDERSON, D. [1982]. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. *Tectonophysics* vol. 88, pages 201-233.
- SCHNEIDER, F., I. FAILLE, E. FLAURAUD et F. WILLEN [2000]. A 2d basin modelling tool for hydrocarbon potential evaluation in complex area. *62 EAGE conference, Extended Abstracts* vol. 1, pages X41.
- SCHNEIDER, F. et S. WOLF [in press]. Quantitative hydrocarbon potential evaluation using 3d basin modelling: application to Franklin structure, central graben, North Sea, U.K. *Mar. Petr. Geol.*
- SCHNEIDER, F., S. WOLF, D. POT et I. FAILLE [in Press]. Un modèle de bassin 3d pour l'évaluation du potentiel pétrolier: application à l'offshore congolais. *Oil and Gas Science and Technology*.
- SHAW, J., S. HOOK et J. SUPPE [1994]. Structural trend analysis by axial surface mapping. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* vol. 78, no. 5, pages 700-721.
- SMOLUKOWSKY, M. [1909]. Some remarks on the mechanics of overthrust. *Geol. Mag.* vol. 6, pages 204-5.
- SUPPE, J. [1983]. Geometry and kinematics of fault-bend-fold. *Am. J. Sc.* vol. 283, no. 7, pages 683-721.
- TER VOORDE, M. [1996]. *Tectonic modelling of lithospheric extension along faults - implications for thermal and mechanical structure and basin stratigraphy*. Thèse de doctorat, Vrije Universiteit. 197p.
- TERZAGHI, Z. [1945]. Stress conditions for the failure of saturated concrete and rock. *Amer. Soc. Testing. Material Proc.* vol. 45, pages 777-792.
- THIBAUT, M., J.-P. GRATIER, M. LÉGER et J. MORVAN [1996]. An inverse method for determining three dimensional fault geometry with thread criterion: application to strike-slip and thrust faults (western Alps and California). *J. Struc. Geol.* vol. 18, no. 9, pages 1127-1138.
- TRUDGILL, B., M. ROWAN, J. FIDUK, P. WEIMER, P. GALE, B. KORN, R. PHAIR, W. GAFFORD, G. ROBERTS et S. DOBBS [1999]. The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico, part 1: structural geometry, evolution and regional implications. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* vol. 83, pages 88-113.
- UNGERER, P., J. BURRUS, B. DOLIGEZ, P. CHENET et F. BESSIS [1990]. Basin evaluation by integrated 2d modelling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation and migration. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* vol. 74, pages 309-335.

Bibliographie

- VAN MOUNT, S. et S. SUPPE, J. HOOK [1990]. A forward modelling strategy for balancing cross section. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* vol. 74, no. 5, pages 521-531.
- VON WINTERFELD, C. et O. ONCKEN [1995]. Non-plane strain in section balancing: calculation of restoration parameters. *J. Struc. Geol.* vol. 17, no. 3, pages 457-460.
- WALTHAM, D. [1989]. Finite difference modelling of hangingwall deformation. *J. Struc. Geol.* vol. 11, pages 433-437.
- WALTHAM, D. [1990]. Finite difference modelling of sandbox analogues, compaction and detachment free deformation. *J. Struc. Geol.* vol. 12, pages 375-381.
- WIBBERLEY, C. [1997]. Three-dimensional basement deformation. *J. Struc. Geol.* vol. 19, no. 3-4, pages 535-550.
- WILKERSON, M. et D. MEDWEDEFF [1991]. Geometrical modeling of fault-related folds: a pseudo-three-dimensionnal approach. *J. Struc. Geol.* vol. 13, pages 801-812.
- WILTSCHKO, D. [1979]. A mechanical model for thrust sheet deformation at a ramp. *J. Geoph. Res.* vol. 84, pages 1091-1104.
- WOODWARD, N., D. GRAY et D. SPEAR [1986]. Including strain data in balanced cross section. *J. Struc. Geol.* vol. 8, no. 3-4, pages 313-324.
- ZOETEMEIJER, R. [1993]. *Tectonic modelling of foreland basins - thin skinned thrusting, syntectonic sedimentation and lithospheric flexure*. Thèse de doctorat, Vrije Universiteit. 148p.



INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE

1 et 4, avenue de Bois-Préau
92852 Rueil-Malmaison Cedex - France
Tél. 01 47 52 60 00
Tél. international +33 1 47 52 60 00
Fax 01 47 52 70 00
Fax International +33 1 47 52 70 00