



**HAL**  
open science

# Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive. Modélisation analogique et application au Golfe de Guinée.

Thomas Mauduit

► **To cite this version:**

Thomas Mauduit. Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive. Modélisation analogique et application au Golfe de Guinée.. Sciences de la Terre. Université Rennes 1, 1996. Français. NNT: . tel-00656009

**HAL Id: tel-00656009**

**<https://theses.hal.science/tel-00656009>**

Submitted on 3 Jan 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.

**T. MAUDUIT**

ISSN 1240-1498

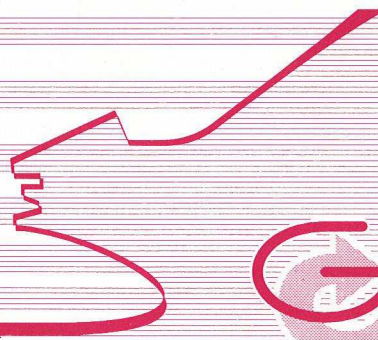
ISBN 2-905532-82-3

**Déformation gravitaire  
syngédimentaire  
sur une marge passive**

**MODÉLISATION ANALOGIQUE  
ET  
APPLICATION AU GOLFE DE GUINÉE**

**MEMOIRES**

**1998**



**Géosciences  
Rennes**

**n° 83**

**MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES**

**N° 83**

**Thomas MAUDUIT**

**Déformation Gravitaire Synsédimentaire  
sur une Marge Passive :  
Modélisation analogique et application au Golfe de Guinée**

**Thèse de Doctorat de l'Université de RENNES  
soutenue le 20 Décembre 1996**

**Géosciences - Rennes  
UPR-CNRS n°4661  
Université de Rennes I  
Campus de Beaulieu  
F - 35042 - RENNES Cédex  
(France)**

**1998**

N° 83

Thomas MAESTRI

Déformation tectonique synédimentaire  
sur une marge passive :  
Modélisation analogique et application au Golfe de Guinée

Thèse de Doctorat de l'Université de RENNES  
soutenue le 30 Décembre 1988

Géosciences - Rennes  
UPR-CNRS n° 1561  
Université de Rennes I  
Campus de Beaulieu  
F - 35012 - RENNES Cédex  
(France)

1988

**ISSN : 1240-1498**

**ISBN : 2-905532-82-3**

**1998**

**GEOSCIENCES-RENNES  
UPR-CNRS n°4661  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
F-35042-RENNES Cédex (France)**

**Thomas MAUDUIT**

**Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive.  
Modélisation analogique et application au Golfe de Guinée.**

**Mémoires de Géosciences Rennes, n°83 , 260p.**

ISBN 1294-198

ISBN 2-09591-80-4

1998

GEOMETRIE DIFFERENTIELLE

ET SES APPLICATIONS

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

Éditions Kailash (France)

Thomas MAJOUY

La géométrie différentielle est née au sein d'une tradition française qui a permis de développer une théorie rigoureuse et puissante de la géométrie différentielle et de ses applications en Géométrie.

Mathématiques de l'Université de Rennes I, n° 83, 2007

*Of all the factors that control sedimentation, tectonics is the most fundamental. Directly it controls sedimentary thicknesses, facies and sequences, and facies patterns. Indirectly it influences local climate, changes of sea-level, oceanic circulation and the chemistry and composition of sedimentary source material. Conversely sedimentation-and erosion- influence tectonic movements.*

Reading (1982)

Of all the factors that control the rate of reaction, the most fundamental is the concentration of the reactants. The rate of reaction is directly proportional to the concentration of the reactants. This is expressed by the rate law, which is an equation that relates the rate of reaction to the concentration of the reactants. The rate law is determined experimentally and is unique for each reaction. The rate law for a reaction is written in the form of a power law, where the concentration of each reactant is raised to a power that is called the order of reaction. The sum of the orders of reaction is called the overall order of reaction. The rate law for a reaction is written as follows:

Rate = k[A]<sup>m</sup>[B]<sup>n</sup>



## - SOMMAIRE -

<b>Introduction</b>	p 3
<b>I<sup>ère</sup> partie : le glissement gravitaire</b>	
<b>Chapitre I. Des diapirs à la tectonique salifère</b>	p 11
A. Introduction	p 13
1. <i>Quelques mots d'histoire</i>	
2. <i>Des débuts riches d'idées</i>	
3. <i>L'inversion de densité</i>	
4. <i>Un diapirisme compressif européen</i>	
B. La domination de l'instabilité de Rayleigh Taylor	p 17
1. <i>Introduction</i>	
2. <i>Une investigation poussée</i>	
C. Vers une évolution des concepts	p 19
1. <i>Introduction</i>	
2. <i>La revanche des modèles fragiles-ductiles</i>	
D. Du glissement gravitaire à la tectonique salifère	p 20
1. <i>Évolution des concepts de déformation gravitaire</i>	
2. <i>La déformation gravitaire sur les marges</i>	
3. <i>Etat des connaissances</i>	
E. Les problèmes en suspens	p 28
<b>Chapitre II. La marge du Golfe de Guinée</b>	p 31
A. Introduction	p 33
B. Les problèmes de reconstruction de l'assemblage initial	p 33
C. Les principaux modèles d'assemblage de l'Atlantique sud	p 33
1. <i>Ouverture synchrone</i>	
2. <i>Ouverture diachrone</i>	
3. <i>Les modèles avec déformation intraplaque</i>	
D. Cinématique de l'ouverture de l'Atlantique sud	p 39
1. <i>Une histoire diachrone</i>	
2. <i>Chronologie relative</i>	
3. <i>Cinématique</i>	
E. Éléments de Géologie africaine	p 42
1. <i>Du Gondwana à l'ouverture de l'Atlantique sud</i>	
2. <i>Le Golfe de Guinée</i>	
3. <i>Le bassin de la Kwanza</i>	
4. <i>Le bassin du Bas Congo</i>	
F. Déformation gravitaire dans le golfe de Guinée	p 53
1. <i>Les bassins du bas Congo et de la Kwanza</i>	
2. <i>Le Gabon</i>	
G. Conclusions	p 61

## 2<sup>ème</sup> partie : Systèmes gravitaires élémentaires

### **Chapitre III. Déformation progressive en extension syn-sédimentaire dans les systèmes fragiles-ductiles** p 65

1. Introduction
2. Article : *Salt Rollers: Structure and Kinematics*

### **Chapitre IV. Cinématique des systèmes failles listriques/rollover** p 85

1. Introduction
2. Article : *Kinematics of Listric fault/rollover systems*

### **Chapitre V. Origine et développement des systèmes failles de croissance/rollovers** p 97

1. Introduction
2. Article : *Development of Growth fault/rollover systems*

### **Chapitre VI. Les "Turtle-Back Structures"** p 133

1. Introduction
2. Article : *Origin of Turtle Back structures: From Natural examples to small scale models*

### **3<sup>ème</sup> partie : Zonation structurale des systèmes gravitaires**

***Chapitre VII. Effet de la pente et de la sédimentation*** p 157

1. Introduction

2. Article : *Raft Tectonics: the effects of basal slope value and sedimentation rate on progressive deformation*

***Chapitre VIII. Zonation de la déformation transverse évidences structurales et cinématiques*** p 183

1. Introduction

2. Article : *Déformation gravitaire sur la marge Ouest africaine, I :·· évidences structurales et cinématiques*

***Chapitre IX. Zonation de la déformation transverse modélisation analogique et interprétation mécanique*** p 209

1. Introduction

2. Article : *Déformation gravitaire sur la marge Ouest africaine, 2: modélisation analogique et interprétation mécanique*

***Conclusions*** p 227

***Bibliographie*** p 237



## *Avant propos*

Défendre une thèse est une chance donnée à très peu. Y travailler permet d'aller au fond des choses, au fond de soi-même. Cela peut être ressenti comme un poids ou un épanouissement. Ce sentiment ne dépend pas que du sujet ou de l'individu, mais pour beaucoup de son environnement. Si j'ai pu jouir pleinement de cette expérience, c'est grâce à tous ceux que je veux ici remercier.

En premier lieu, je remercie mes parents qui ont su développer ma curiosité, ma soif d'apprendre et m'ont conforté dans mes choix sans jamais perdre confiance.

Merci à Jean Pierre Brun qui m'a proposé ce sujet et qui a su pendant trois ans me laisser la liberté dont j'avais besoin. Merci à ce chef qui n'en est pas un, qui est pour moi beaucoup plus qu'un directeur de thèse et qui m'aura appris bien plus que de la science. Merci à ce grand chercheur avec qui je viens de partager trois ans d'une intense excitation intellectuelle et grâce à qui cette thèse est ce qu'elle est. Merci JP.

Merci à l'ensemble de la communauté de géologues Rennais avec qui j'ai éprouvé un réel plaisir à vivre et pour qui la géologie, quelle que soit la spécialité, est avant tout une passion.

Merci à tous les thésards de Géosciences Rennes avec qui j'ai partagé les coups de speed, les angoisses existentielles, les dernières répets tard le soir, le flip des congrès, et également les fêtes, la joie des soirs de soutenance et les découvertes du siècle, toutes celles qui méritent au moins le Crawford...

Merci à Gwenaël Guérin qui est à l'origine du projet gravitaire au sein du groupe Elf, qui m'a initié à la notion de glissement gravitaire, au pointé sismique et avec qui les discussions scientifiques ont toujours été passionnées et passionnantes. Je tiens à remercier l'ensemble de la DIS de Elf Pau dirigée par Jean Marie Flament, pour l'accueil qui m'y a toujours été réservé au cours de mes différents séjours. En particulier, merci à Pauli (Jean Paul Richert), Hubert Lecanu et Stéphane Raillard qui a repris le projet gravitaire, et aux girls : Régine, Suzon, et Claude grâce à qui mes missions se sont toujours déroulées sans problème. Merci également à Jean Marc Fontaine et son équipe, de m'avoir accueilli à Port Gentil au sein de la filiale Elf Gabon.

Merci à Marie Thérèse Dupont pour son efficacité dans la gestion des problèmes qu'il fallait régler pour hier..., à Jean Jacques Kermarrec et Michel Lemoine avec qui j'ai passé de longues journées au labo de modélisation et dont le génie technique est pour une grande part dans le succès de mes modèles.

Merci à mon pool d'éditeurs : Florence, Delphine et Richard dont la fraîcheur m'aura été d'un grand secours sur la fin.

Enfin, merci à Mike Coward (Imperial College of London), Bruno Vendeville (BEG at Austin, Texas), Gwenaël Guérin (Elf Norge), Jean Marie Flament (Elf Pau) et Jean van Den Driessche (Université de Rennes I), d'avoir accepté de juger mon travail.

Et, à Flo pour tout.

*Tom.*

# *Introduction*

# Introduction



## *Introduction*

Un rift continental en voie d'océanisation, périodiquement approvisionné en eau de mer, peut être le siège, sous un climat subtropical, d'une accumulation de plusieurs kilomètres d'évaporites (exemple actuel de la Mer Rouge). Depuis le Paléozoïque, les phases tectoniques majeures et les cycles océanisation-orogénèse associés ont permis l'accumulation de telles séries principalement sur les marges continentales.

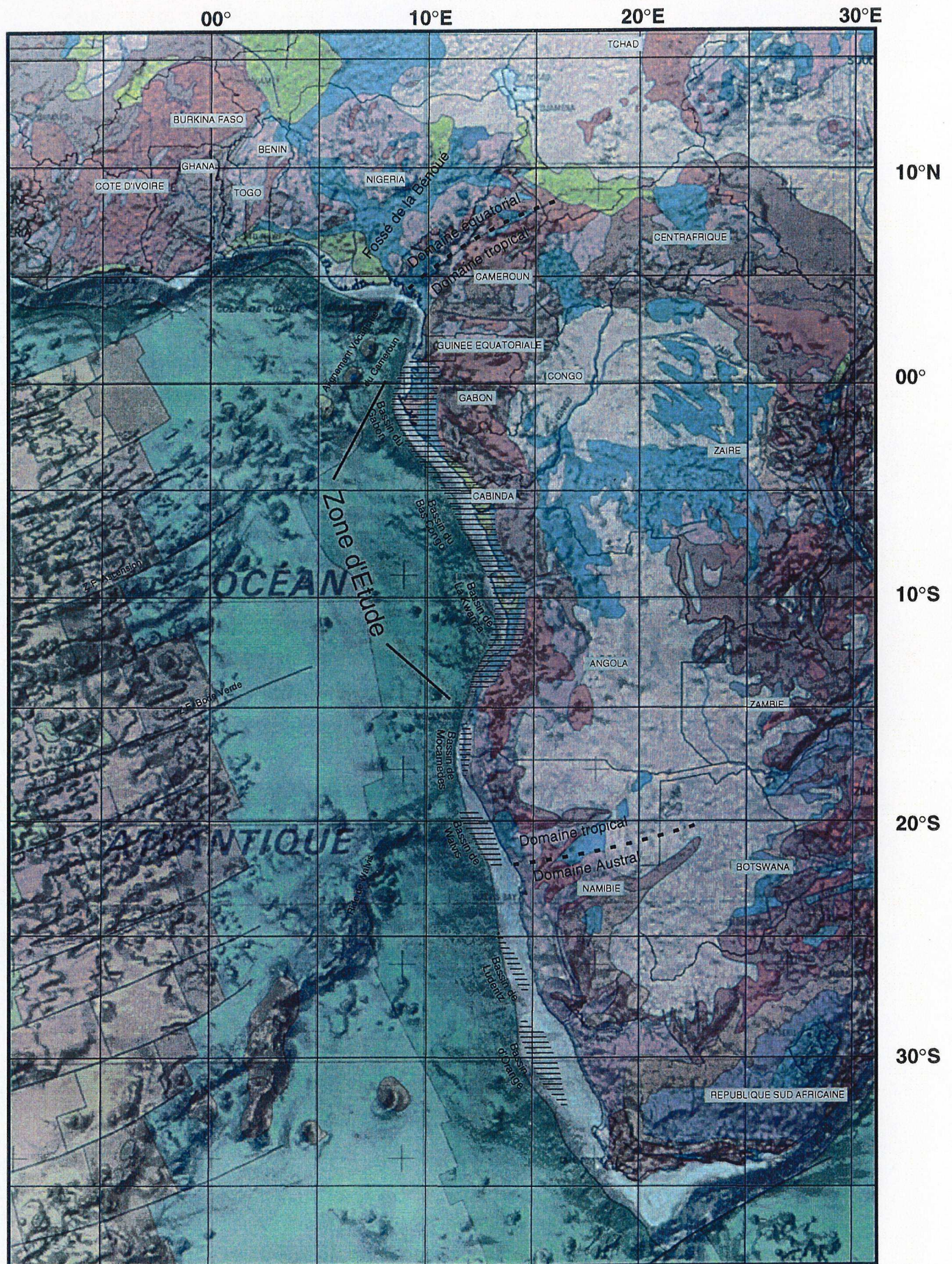
Les évaporites, ayant un comportement ductile même en surface, constituent des niveaux de décollement supracrustal favorisant la déformation gravitaire des couvertures post évaporitiques. On emploie alors souvent le terme de tectonique salifère.

Le rifting affectant le Gondwana dès le Jurassique supérieur a engendré le dépôt d'évaporites le long des marges de l'Atlantiques à l'Aptien. L'exploration pétrolière intensive depuis les années 40 a permis d'acquérir dans le golfe de Guinée (Fig. 1) une banque de données de sub-surface inestimable qui fait de cette marge un objet d'étude privilégié de la tectonique salifère.

De nombreuses théories et expérimentations ont tenté d'expliquer et d'illustrer les interactions entre niveau de décollement (ductile) et couverture sédimentaire (fragile). Pendant plus de la moitié du siècle, les différents modèles mécaniques assimilaient les évaporites et les sédiments postérieurs à des fluides, comme par exemple l'instabilité de Rayleigh Taylor utilisée pour expliquer le diapirisme. Plus récemment et surtout depuis les années 90, les modèles de tectonique salifère se réfèrent à la mécanique des systèmes fragiles-ductiles permettant d'expliquer simultanément le développement des failles dans la couverture sédimentaire et la déformation ductile dans le sel. Cependant les effets de la sédimentation lors de déformation gravitaire restaient mal connus et de nombreuses questions en suspens. Parmi ces questions, celles qui font l'objet de ce travail concernent :

- la zonation de la déformation gravitaire sur une marge passive en particulier en fonction de la pente basale du niveau de sel et de la sédimentation synchrone.
- le rôle du rapport entre vitesse de déformation et vitesse de sédimentation.
- la signification cinématique des différents types de structures se développant dans les sédiments : diapirs, horsts et grabens, blocs basculés, structures en carapace de tortue, failles listriques...
- les modes d'évolution progressive des systèmes failles listriques/roll-over.
- les déformations progressives dans les niveaux de sel avec en particulier la signification des rollers en extrémité de faille.

Les réponses apportées s'appuient sur une analyse des données sismiques provenant de la marge du golfe de Guinée -du Nord du Gabon au Sud de l'Angola (Fig. 1)- mise à la disposition du projet par la société Elf, et des expériences sur modèles analogiques fragile-ductile.

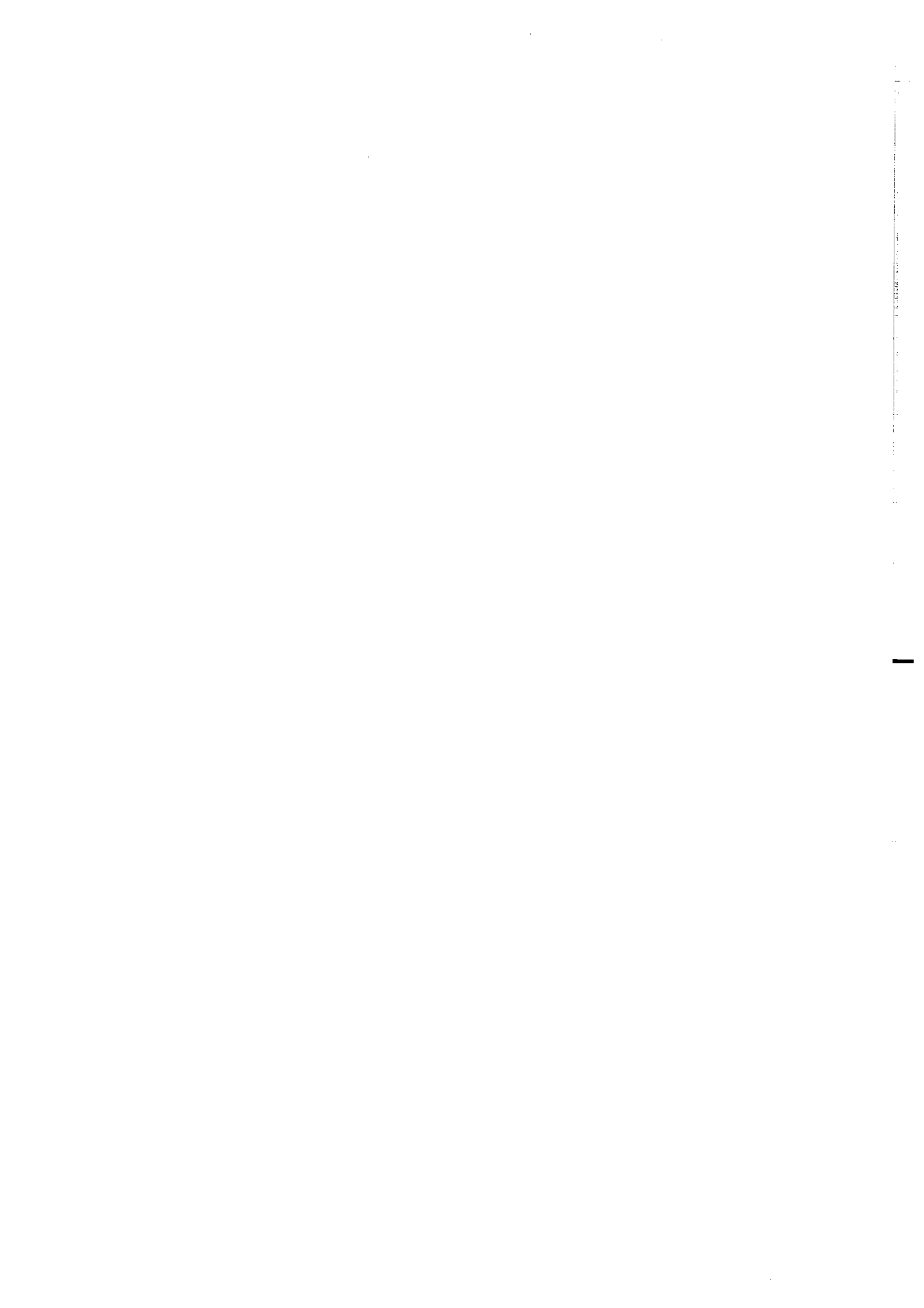


**Fig. 2** : Superposition de la géologie sur la topographie. La topographie de l'Afrique et la bathymétrie du bassin Atlantique oriental proviennent du fichier mondial ETOPO 5. La Géologie provient de la carte géologique mondiale de l'Unesco, 1990. Contour approximatif des bassins d'après Currie, (1984) (Nord de la ride de Walvis) et Light *et al.*, 1993 (Sud de la ride de Walvis).

Après une présentation des théories, modèles et expériences de glissement gravitaire et des notions qui s'y rattachent (chapitre I), nous présentons la Géologie de la marge du Golfe de Guinée (chapitre II). Ces deux chapitres constituent la première partie du mémoire. Puis, l'étude proprement dite constitue les deux parties suivantes. La deuxième partie présente les systèmes gravitaires élémentaires : le chapitre III traite de la déformation progressive en extension syn-sédimentaire dans les systèmes fragiles-ductiles, les chapitres IV et V présentent une analyse des systèmes failles listriques/roll-over et le chapitre VI une interprétation des structures en carapace de tortue. La troisième partie traite de la zonation structurale des glissements gravitaires : le chapitre VII présente les effets de la pente et de la sédimentation et le chapitre VIII la zonation de la déformation transverse et les différentes expressions de cette déformation. Enfin le chapitre IX reprend de manière synthétique en termes de mécanique le développement de ces différentes structures.

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un contrat entre le CNRS, Géosciences Rennes-UPR 4661, et la société Elf, (CSTJF à Pau).

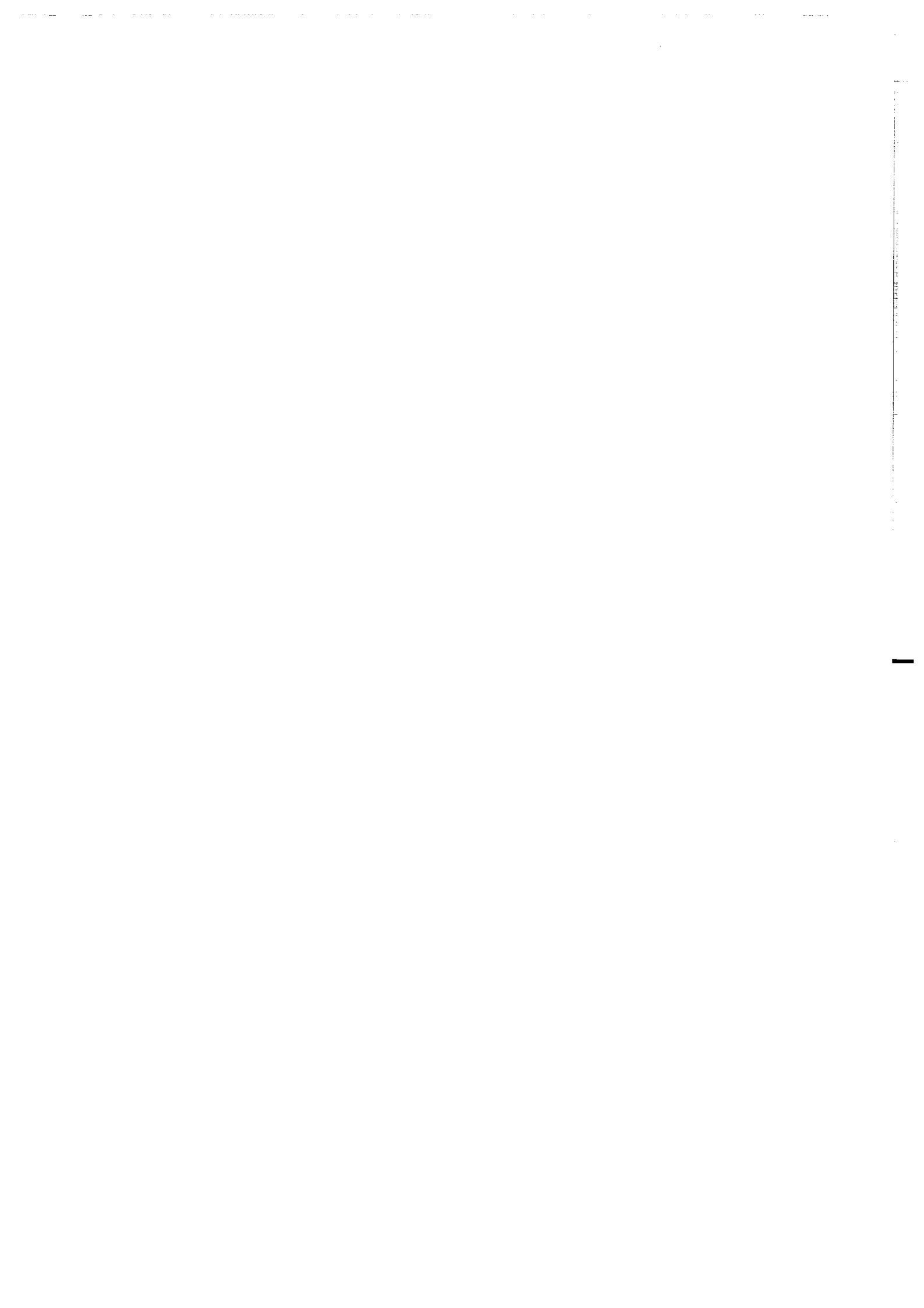
Je remercie la société Elf qui a pris en charge le financement de ce travail (du 1er Janvier 1994 au 31 Décembre 1996), et qui a mis à ma disposition les données de subsurface ainsi que les rapports indispensables à ce travail. Je remercie Elf-Gabon de m'avoir permis de travailler au sein de son département exploration, les filiales Elf Congo et Elf Angola ainsi que la société Schlumberger-Geco-Prakla de nous avoir donné les autorisations de publication pour les données sismiques présentées dans ce mémoire.



# *I<sup>ere</sup> Partie*

## *Le glissement*

### *gravitaire*



# *Chapitre I*

*Des*

*Diapirs*

*à*

*la tectonique salifère*





## I. Des diapirs à la tectonique salifère

### A. Introduction

#### 1. Quelques mots d'histoire

Le sel est exploité dans des régions arides comme le golfe persique ou la mer rouge depuis des millénaires. D'un point de vue scientifique, les premiers travaux sur le sel remontent à la description d'une montagne de sel dans l'Atlas saharien algérien - "Ran el Melah" - au milieu du 19<sup>e</sup> siècle. Ville (1856) y décrit un emplacement du sel de type Geyzer. Peu de temps après, en 1860, le premier diapir souterrain est foré en Louisiane (Thomassy, 1863). Jusqu'en 1871, les diapirs sont identifiés comme étant sécants sur leur encaissant (Posepny, 1871) (Fig. I. 1). Mais il faut attendre 1907 pour que Mrazec baptise également "diapir" le coeur salifère d'un pli. Dès lors, l'étude de la tectonique associée au sel commence sur de nombreux affleurements européens, notamment dans les Carpates.

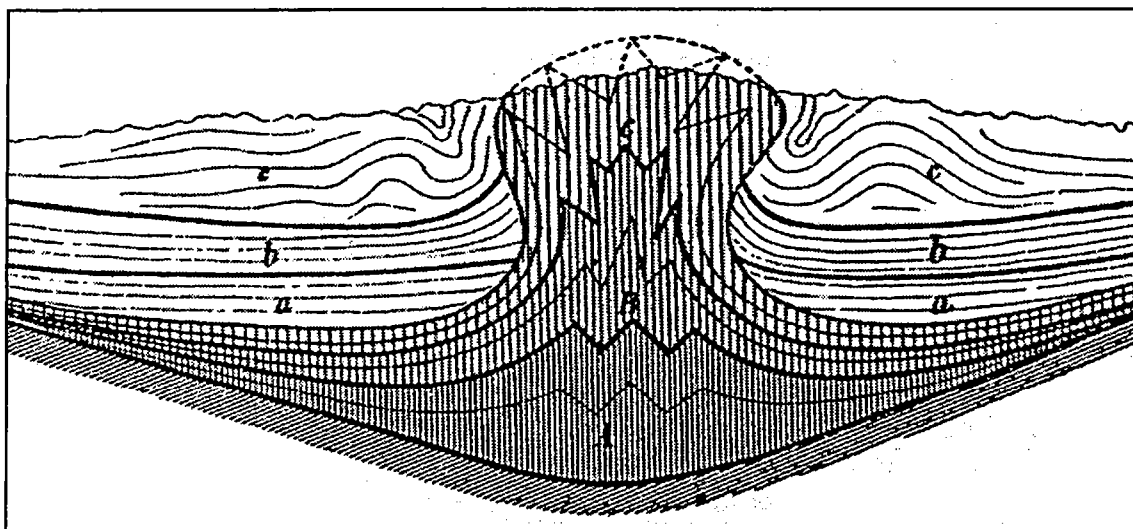
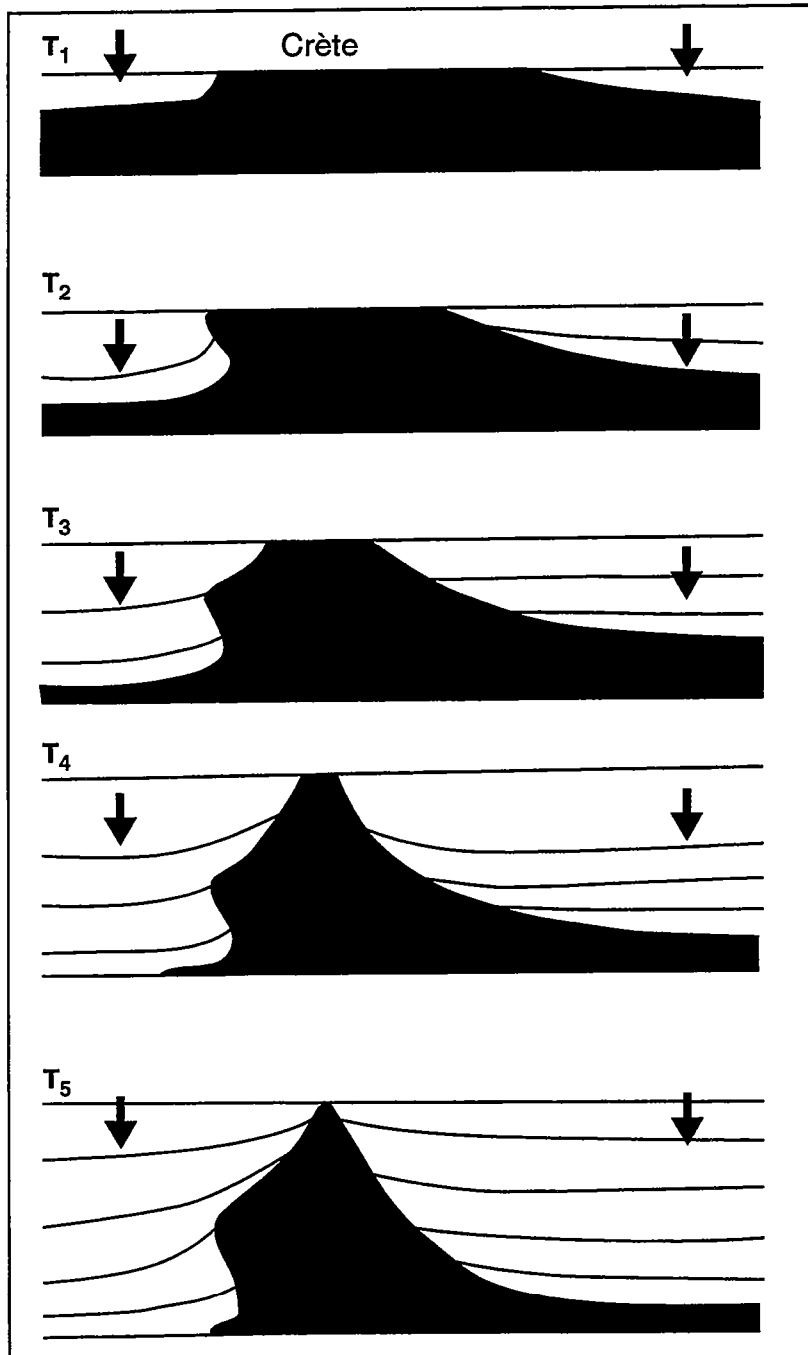


Fig. I. 1 : Une des premières interprétations de diapir d'après Posepny, (1871). Le diapir est discordant contre l'encaissant.

#### 2. Des débuts riches d'idées

Faute de suffisamment de données les premiers chercheurs expliquèrent les structures salifères avec des théories qui peuvent paraître aujourd'hui étranges. Certains auteurs reconnaissaient un emplacement de type plutonique (Lerche, 1893), d'autres pensaient que les diapirs constituaient des îlots résiduels d'une couche évaporitique (Lockett, 1871 ; Hildgard, 1872), d'autres invoquaient une compression locale (Kennedy, 1892 ; Harris and Veatch, 1899), ou une cristallisation expansive (Fenneman, 1906 ; Harris, 1907) ou encore des panaches hydrothermaux (Hill, 1902 ; Hayes and Kennedy, 1903). Cependant, ces premiers travaux sont restés marginaux. En effet, l'ensemble de la communauté scientifique n'a réellement commencé à s'intéresser aux diapirs que lorsqu'a commencé à être comprise leur importance dans la formation de



**Fig. I. 2 :** Evolution d'un diapir par "Down building". Dans ce concept inventé par Barton, (1933), les sédiments détritiques s'enfoncent dans le sel alors que la tête du diapir reste en la surface (Modifié d'après Jackson and Talbot, 1991).

pièges potentiels d'hydrocarbures. Deux théories principales se sont très vite affrontées : l'inversion de densité (Buoyancy) adoptée par une grande majorité d'américains, et une origine tectonique, préférée en Europe où de nombreuses structures compressives impliquant du sel avaient été reconnues.

### 3. L'inversion de densité

Lachmann (1910), est à l'origine de la notion d'inversion de densité "Buoyancy" comme mécanisme pouvant expliquer le diapirisme salifère. Arrhenius (1913), en apporte une validation en termes physiques. Il défend l'idée que le sel perce sa couverture comme de l'huile sous un liquide plus dense. A cette époque, cette notion est très favorablement accueillie car les études disponibles montrent que la densité décroît vers la base de nombreux dômes de sel. A l'exception de Wade (1931), peu de gens sont interpellés par les sérieux problèmes mécaniques que pose cette théorie. C'est alors que Barton (1933), en se basant sur une étude mécanique et des observations de terrain, invente le "downbuilding" (Fig. I. 2). Pour lui, la crête du diapir demeure près de la surface -raison pour laquelle rien ne se dépose au toit bien que les sédiments continuent à s'accumuler autour.

### 4. Un diapirisme compressif européen

Stille (1910, 1917) est le premier à invoquer un raccourcissement pour expliquer les plis coffrés à coeur de Zechstein qu'il observe en Allemagne (Fig. I. 3).

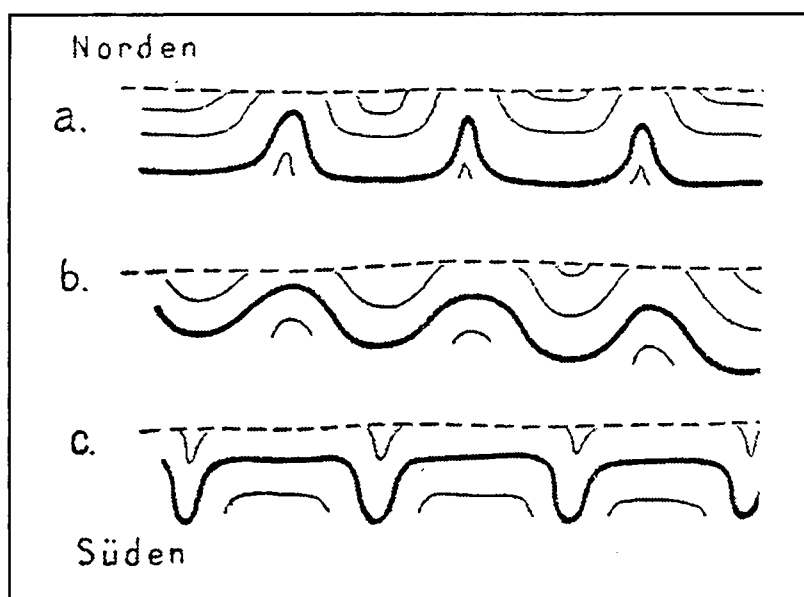


Fig. I. 3 : Premiers plis à coeur de sel (Zechstein) décrits en Allemagne (Stille, (1917), in Jackson , (1995)).

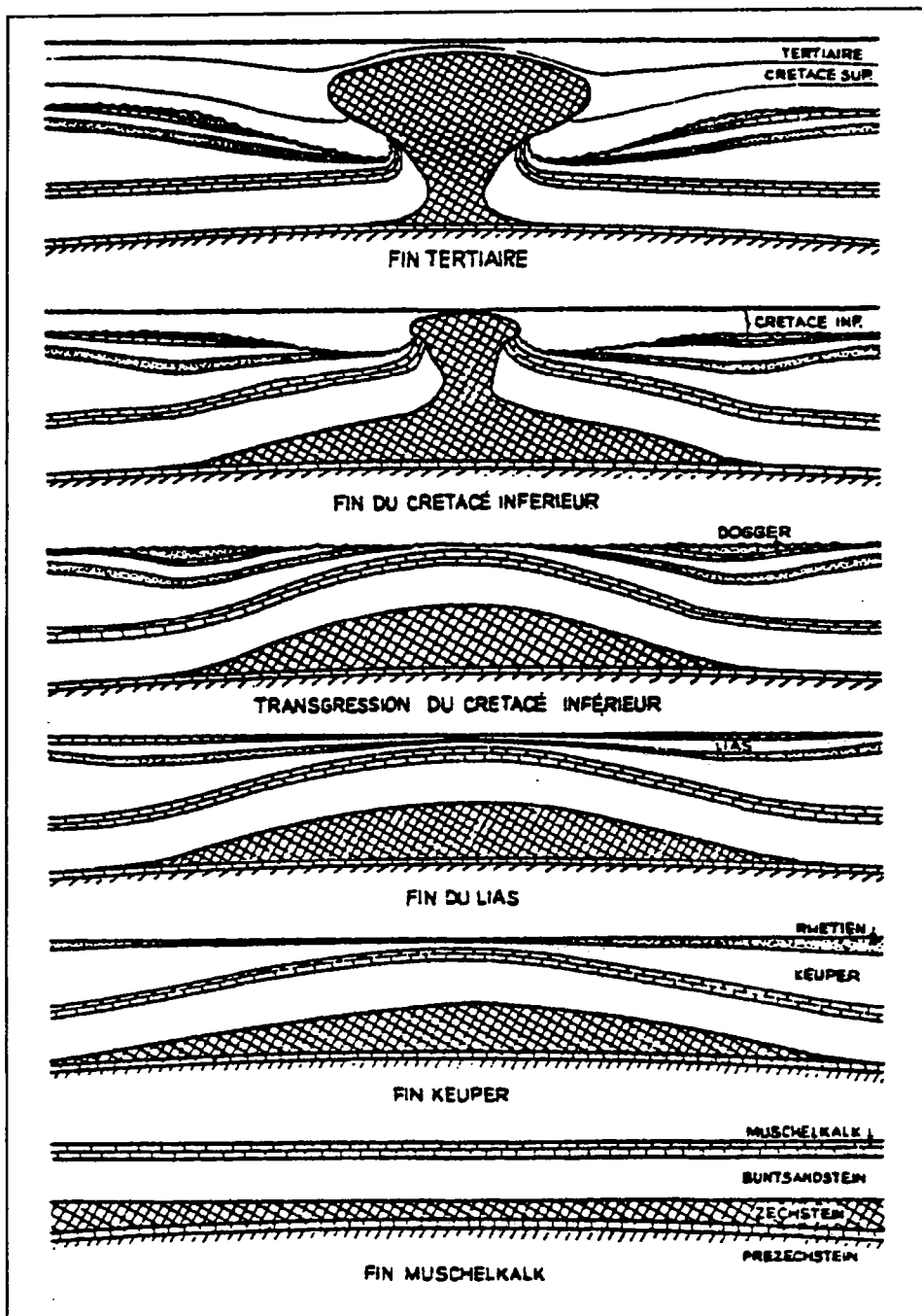


Fig. I. 5: Evolution d'un coussin de sel en un diapir par inversion de densité "halocinèse" (Trusheim, 1960).

Un peu plus tard les bonnes conditions d'affleurement permettent à Yovanovitch (1922) de construire une coupe du Rif marocain (Fig. I. 4) où figurent déjà toutes les expressions de la tectonique salifère en compression. Puis Torrey et Fralich (1926) et Escher et Kuenen (1929) reproduisent expérimentalement les structures et les attitudes de plis reconnues dans les dômes de sel en Allemagne. La bonne similitude constatée entre leurs modèles et les structures observées est à l'origine de leur succès. Au début des années 30, d'autres théories voient le jour. Escher and Kuenen (1929) pensent que le diapirisme nécessite un équilibre entre apports de sel à la base et ablation au toit. Bailey (1931) utilise ce mécanisme pour expliquer la présence de diapirs dans les régions tectoniquement calmes.

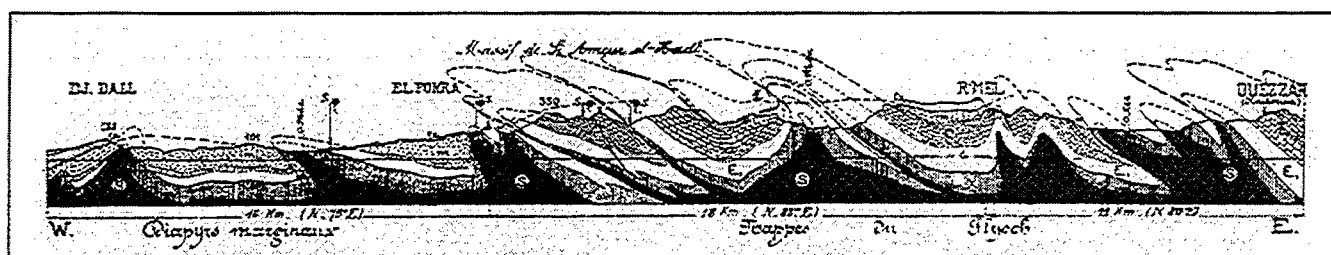


Fig. I. 4 : Coupe de la province du Rif au Maroc, (Yovanovitch, 1922) où figurent déjà toutes les structures compressives actuellement décrites dans les zones en compression.

Par la suite toutes ces théories, plus ou moins pertinentes, vont être progressivement oubliées parce qu'elles sont incompatibles avec la théorie de Rayleigh-Taylor.

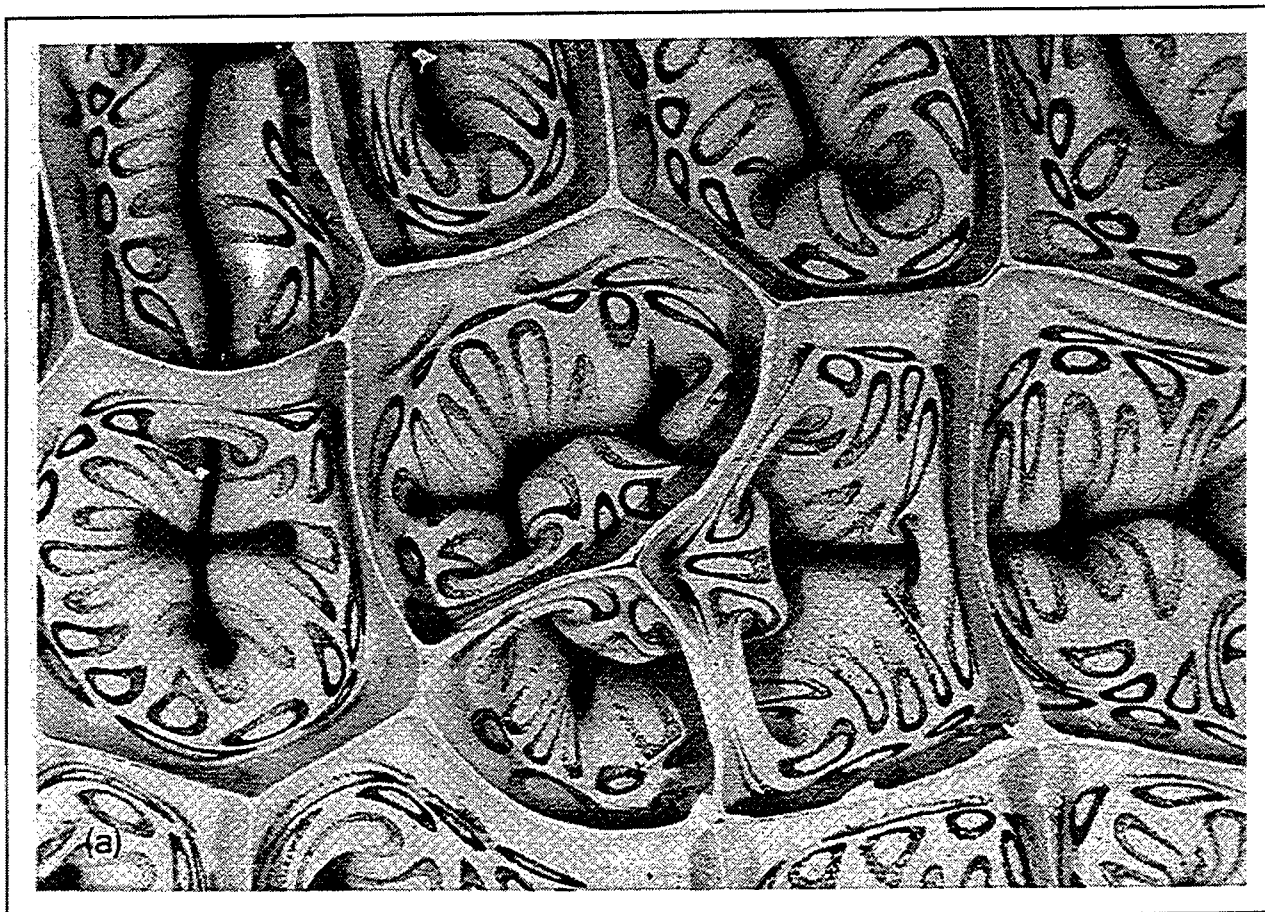
## B. La domination de l'instabilité de Rayleigh Taylor

### 1 Introduction

Quand en 1934, Nettleton en s'aidant d'expériences sur des modèles réduits assimile la mécanique diapirique à des mouvements de fluides (ses expériences sont réalisées sur des fluides de très faible viscosité, huile peu dense et sirop plus dense), il ne se doute sûrement pas que sa théorie va dominer les réflexions sur la dynamique du diapirisme pendant plus de la moitié du siècle. Pourtant, il est le premier -13 ans plus tard- à se poser des questions sur la validité de cette théorie (Nettleton and Elkins, 1947). Pour Trusheim (1957, 1960), la plupart des structures salifères en Allemagne résulte de la montée isostatique du sel, qu'il appelle "halocinèse" (Fig. I. 5). En expliquant comment un coussin de sel évolue en diapir par inversion de densité, -et ce même aux endroits où la couverture est très épaisse-, il offre une solution "clé en main" pour interpréter les structures salifères. Sa méthode est alors appliquée sans être remise en cause.

## 2. Une investigation poussée

Les approches de Nettleton (1934) et de Trusheim, (1957, 1960) vont alors être très largement reprises et fortement développées. Les contrastes de densité, de viscosité, les longueurs d'ondes des structures vont être très longuement discutés, notamment par Ramberg (1967), Schmeling (1987), Talbot *et al.*, (1991) (Fig. I. 6). Alors que pendant cette période, des restaurations palinospatiques ont déjà été réalisées, il est curieux de constater *a posteriori* que la déformation cassante (failles) de la couverture reste majoritairement ignorée des expérimentateurs comme des théoriciens. Le si long succès de la théorie des instabilités de Rayleigh-Taylor est dû à sa simplicité conceptuelle, à son élégance théorique, et au fait qu'elle produise des structures extrêmement harmonieuses évoquant certaines structures naturelles.



**Fig. I. 6 :** Exemple d'inversion de densité de type Rayleigh-Taylor réalisée en centrifugeuse sur des fluides newtoniens. Les diapirs ont des formes polygonales et des structures internes très complexes. (D'après Talbot and Jackson, 1991)

## C. Vers une évolution des concepts

### 1. Introduction

Au début des années 60, deux types de déformation associée au sel, apparemment sans relation, sont invoqués. D'une part, la compression est reconnue comme responsable de domaines de plis et de chevauchements associés en Europe, en Afrique, en Iran. D'autre part l'inversion de densité et "l'halocinèse" sont reconnues et longuement décrites aux Etats-Unis. Les premiers auteurs à faire le lien entre les deux environnements tectoniques, (Ewing and Antoine, 1966 ; Amery, 1969, 1978) invoquent un compromis entre glissement gravitaire et surcharge différentielle pour expliquer le fluage du sel vers le centre du bassin. Humphris (1978), insiste sur le rôle de la surcharge différentielle et explique que les structures salifères en amont sont des résidus de la nappe de sel ayant migré vers l'aval.

### 2. La revanche des modèles fragiles-ductiles

En constatant que les modèles purement fluides ne reproduisaient pas les structures faillées visibles dans le golfe du Mexique, Nettleton et Elkins (1947) ont simulé une couverture fragile avec des matériaux granulaires. Au contraire des modèles purement fluides où l'ascension du diapir est favorisée par une couverture épaisse, ces auteurs ont argumenté le fait qu'un diapir ductile ne peut pas se développer si l'épaisseur de la couverture fragile dépasse une certaine épaisseur critique. Hubbert (1951) apporte une validation théorique à cette approche. Sur cette base théorique, Parker et McDowell (1955) construisent environ 800 modèles de percement diapirique en utilisant pour la couverture des matériaux tant granulaires que liquides. Ils montrent que la croissance d'un diapir peut être arrêtée soit par un "appauvrissement de la source" -i.e. épuisement du niveau de décollement- soit par la sédimentation. Bishop (1978) affirme sur des bases théoriques que la résistance de la couverture comme le taux de sédimentation et son style jouent un rôle très important dans la tectonique salifère. Cependant, ces considérations et ces approches analogiques n'ont pas de réel écho dans un environnement scientifique dominé par l'approche fluide jusqu'à une période très récente.

Depuis deux décennies, l'exploration pétrolière intensive, mettant en oeuvre une imagerie sismique abondante et de grande qualité, a largement contribué à documenter les systèmes de déformation cassante associée à la tectonique salifère. L'approche analogique, impliquant un niveau ductile et une couverture fragile s'est alors revitalisée, que ce soit sur de la paraffine (McGill and Stromquist, 1979) ou de la silicone (Vendeville *et al.*, 1987 ; Vendeville and Cobbold 1987, 1988 ; Vendeville, 1987 ; Cobbold *et al.*, 1989).

## D. Du glissement gravitaire à la tectonique salifère

### 1. Évolution des concepts de déformation gravitaire

Rettger (1935), en se basant sur des modèles expérimentaux, montre qu'une surcharge sédimentaire locale peut induire une déformation gravitaire de la couverture. Par la suite, de nombreuses études ont montré qu'une pile sédimentaire peut glisser sous l'effet de son propre poids même pour de très faibles déclivités basales, soit par glissement rigide, si la base de la couverture comporte un niveau de pression fluide anormalement élevée (Hubbert and Rubey, 1959 ; Hsu, 1969 ; Merle, 1982), soit par glissement visqueux, si la couverture repose sur un niveau de moindre résistance mécanique à la base -i.e. schistes argiles, évaporites- (Price, 1977 ; Kehle, 1970 ; Deramond, 1979 ; Fletcher and Gay, 1971 ; Ramberg, 1977) (Fig. I. 7). A partir des années 70, de nombreuses études de terrain décrivent le glissement gravitaire aussi bien dans les bassins et sur les marges (Wise, 1963 ; Cloos, 1968) que dans les chaînes de montagnes (Huddleston, 1976, 1977, 1980 ; Talbot, 1979, 1981 ; Kligfield, 1979 ; Graham, 1981 ; Merle, 1982).

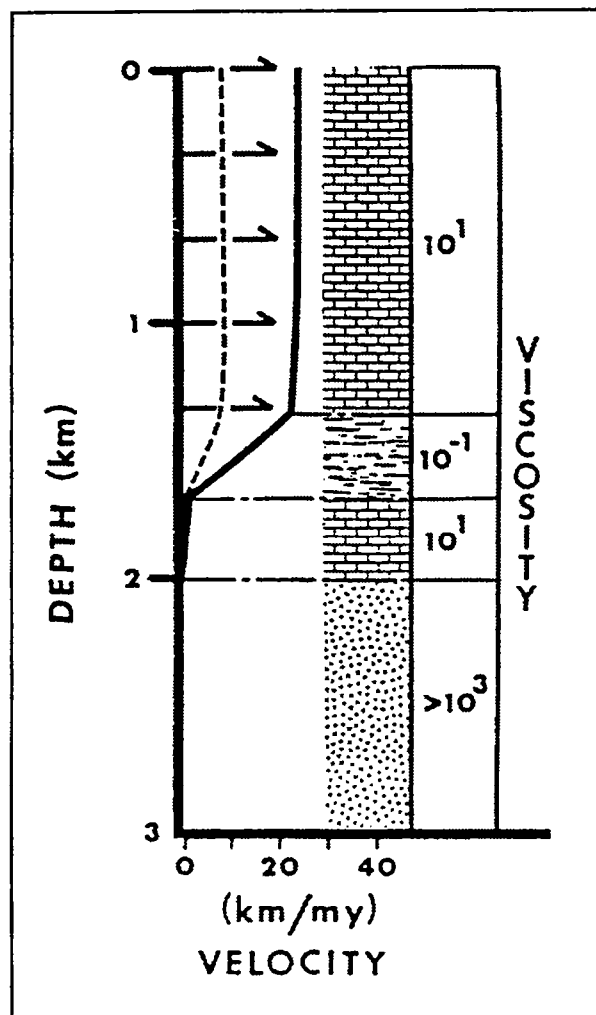


Fig. I. 7: Un des premiers concepts de glissement d'une série sédimentaire comportant un niveau de faible résistance (Kehle, 1970).



Selon Siddans (1984), la direction et le sens de déplacement des nappes gravitaires sont conditionnés par la pente de surface et la pente de la base de la pile sédimentaire (Fig. I. 8 *page suivante*). Sur les marges continentales, la surface comme la base du système sont toutes deux inclinées vers l'océan et ont des effets cumulés. Cependant, selon Crans *et al.*, (1980), le glissement gravitaire n'induit pas une contrainte cisailante basale suffisante pour créer des failles listriques. Seule une forte variation verticale des pressions fluides couplée au glissement gravitaire peut aboutir à une déformation extensive en amont et une déformation compressive en aval (Fig. I. 9).

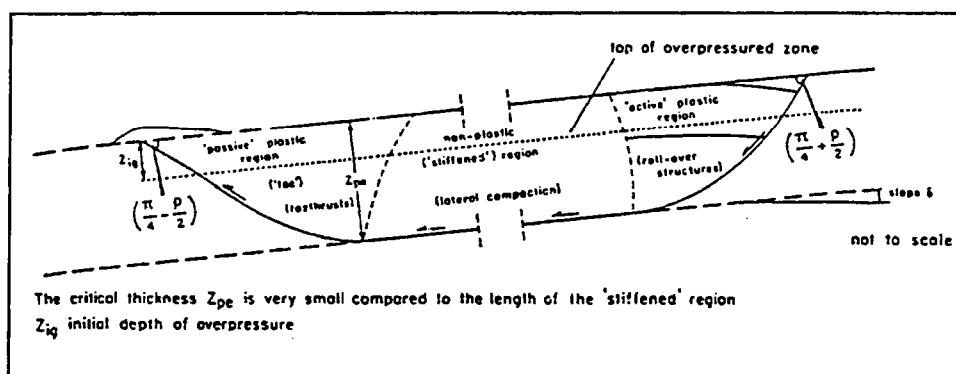


Fig. I. 9: Glissement gravitaire dû à une déclivité et à une forte pression fluide (Crans *et al.*, 1980).

## 2. La déformation gravitaire sur les marges

### 2.a. Introduction

Paradoxalement, le concept de déformation gravitaire n'est généralement pas utilisé par les géologues pétroliers des marges passives avant les années 90. Partout, l'halocinèse et la dissolution (Fig. I. 10) sont invoquées comme mécanismes responsables de l'ensemble de la déformation. Pourtant certains auteurs avaient déjà remarqué que dans tous les exemples de failles de croissance, les séries fracturées comportaient un niveau de faible résistance à la base, -i.e. évaporites, argiles sous forte pression fluide- (Bally *et al.*, 1981 ; Shelton, 1984). Brun et Choukhroune (1983) et Vendeville, (1987), sont parmi les premiers à proposer que la déformation sur les marges passives résulte du glissement gravitaire au dessus d'un niveau de décollement (Fig. I. 11). Pour Vendeville (1987), un bassin évaporitique intra continental de quelques centaines de kilomètres de large, en distension, va subir une subsidence importante entraînant le dépôt de sédiments ayant un comportement fragile. Cette subsidence, en augmentant la pente sur les marges du bassin, induit alors le glissement de la pile sédimentaire fragile sur le niveau de décollement évaporitique. Ce glissement se traduit par de l'extension en amont et de la compression en aval. Par la suite, il est rapidement devenu évident que les structures superficielles observées sur l'ensemble des marges résultaient d'un glissement gravitaire sur un niveau de décollement. De nouveaux

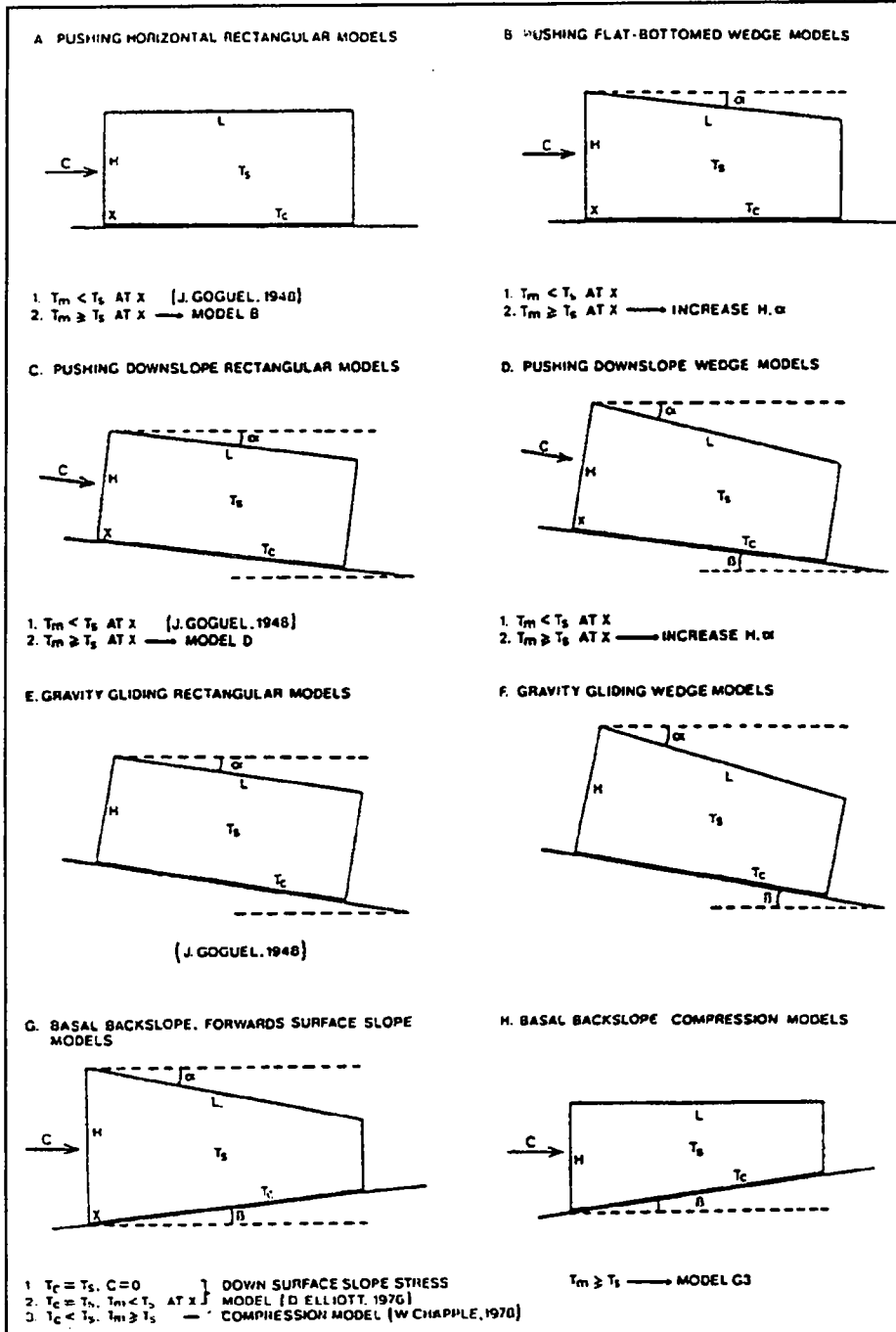
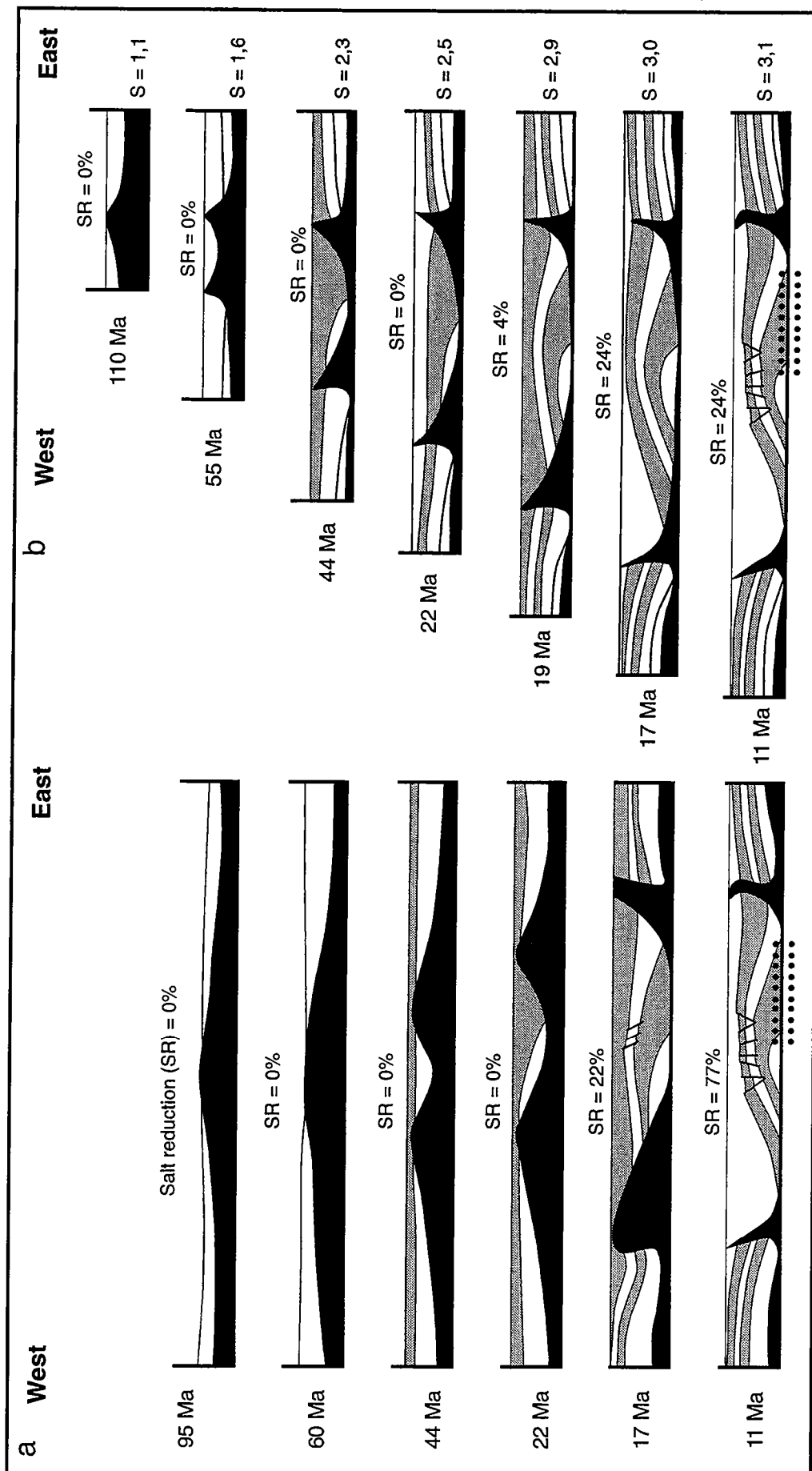
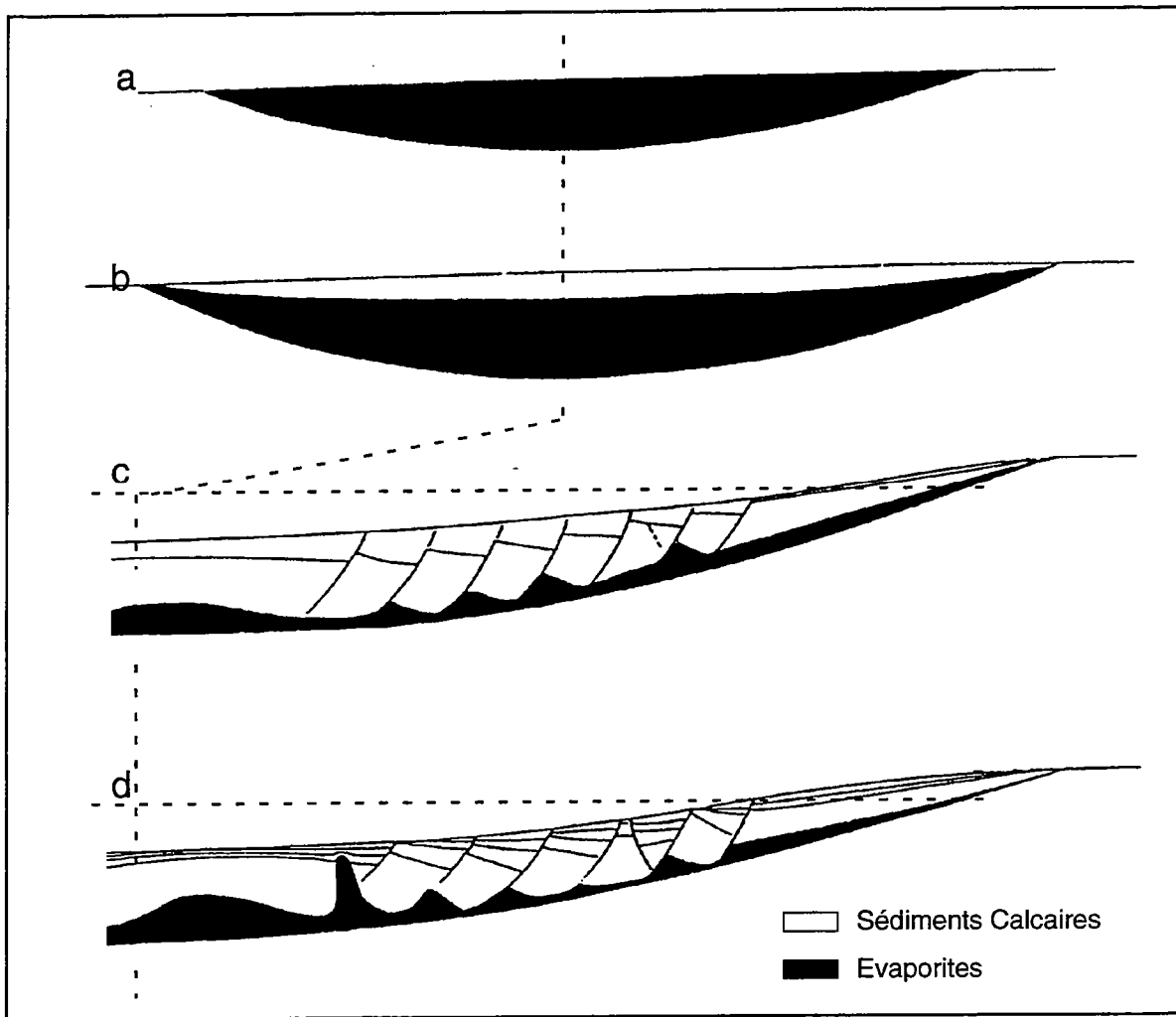


Fig. I. 8: Influence de la pente de surface sur la direction et le sens de déplacement des nappes (Siddans, 1984).



**Fig. 10 :** Deux théories expliquant l'évolution de la déformation sur une marge passive (structure de Quenquela, bassin de la Kwanza, Angola). a) par dissolution du sel. Il n'existe aucune extension mais au contraire la dissolution du sel est énorme (77%) (modifié d'après Masson, 1972). b) par glissement gravitaire, l'extension est de plus de 300% mais la dissolution du sel est minimale (24%) (modifié d'après Duval *et al.*, 1992).

modèles tectoniques sont alors apparus pour les bassins de l'Afrique de l'Ouest (e.g. Lundin, 1992 ; Duval *et al.*, 1992 ; Gaullier *et al.*, 1993) pour la marge du Brésil (e.g. Mohriak *et al.*, 1995 ; Cobbold et Szatmari, 1991, Demercian *et al.*, 1993 ; Szatmari *et al.*, 1996) et le Golfe du Mexique (e.g. Worall and Snelsson, 1989 ; Hongxing *et al.*, 1994).



**Fig. I. 11** : Evolution schématique d'un système de faille de croissance. a : initiation de la distension, b : établissement d'une plateforme calcaire, c : glissement selon la ligne de plus grande pente, pendant la subsidence, d : en amont, apparaissent des failles listriques, en aval des chevauchements plats ou des plis de faible amplitude (modifié, d'après Vendeville, 1987)

## 2. b. La fin de la dissolution et de l'halocinèse

En étudiant le champ de déformation au dessus des diapirs et les propriétés mécaniques des évaporites et de leur couverture, Vendeville et Jackson, (1992 a, b) montrent qu'une intrusion forcée de sel dans la couverture ne peut en aucun cas expliquer

les structures extensives qui au contraire s'intègrent parfaitement dans les schémas d'extension gravitaire. Ces auteurs proposent en outre un inventaire des critères qui permettent d'éliminer la dissolution comme mécanisme responsable de la déformation de la couverture : diapirs d'argiles, inexistence de résidu non solubles (Cap-rock)...

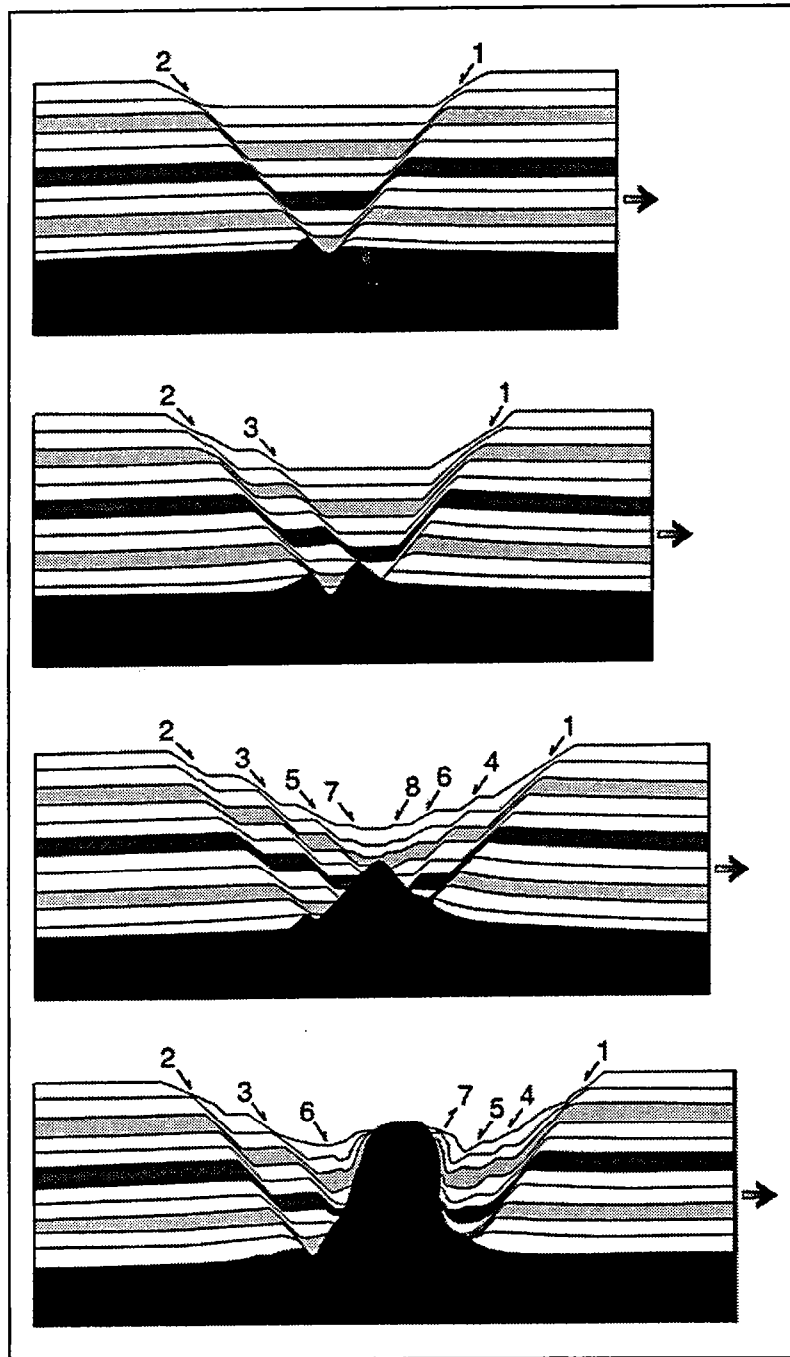
### **3. Etat des connaissances**

#### **3. a. Définition**

La déformation gravitaire résulte du glissement rigide vers l'aval des sédiments. Ce glissement est induit par la gravité sur un niveau de décollement. Il entraîne une déformation extensive de la couverture en amont séparée d'une déformation compressive en aval par une zone non déformée (Crans *et al.*, 1980 ; Letouzey *et al.*, 1995). Cette déformation est découplée de celle affectant le socle (Vendeville and Jackson, 1992 a). L'extension se traduit par la formation de horsts et grabens et ceci, quels que soient les rapports de densité, de viscosité, d'épaisseur, la vitesse d'extension et les lithologies (Vendeville and Jackson, 1992 a). La compression se traduit par des plis, des chevauchements et l'inversion de structures initialement extensives. Dans les zones où la résistance de la couverture est plus faible -i.e. couverture moins épaisse-, le niveau de décollement forme des diapirs. La croissance, l'évolution et la mort de ces diapirs sont alors contrôlées par la quantité d'extension (Vendeville and Jackson, 1992 a, b) (Fig. I. 12 et I. 13). Dans le cas d'une extension continue, les diapirs s'effondrent. Dans le cas d'apports sédimentaires synchrones du glissement, le dépôt se fait préférentiellement dans les dépressions que constituent les grabens. Cette sédimentation synchrone de l'extension se matérialise par des failles de croissance qui s'enracinent dans le niveau de décollement basal. En pied de faille, se forment des rouleaux de sel (salt-rollers, Bally, 1981). L'extension de la couverture sédimentaire s'accompagne d'une réduction de l'épaisseur de sel en amont et d'un épaissement en aval. Lorsque l'amincissement de la couche de sel atteint une épaisseur critique, la déformation de la couverture s'interrompt. L'extension n'affecte plus la couverture que dans le domaine aval où l'épaisseur du niveau de sel n'a pas atteint cette valeur critique (Lundin, 1992).

#### **3. b. Rôle de la sédimentation**

Les apports sédimentaires conduisent à un épaissement progressif de la couverture qui provoque une augmentation de la résistance de la pile sédimentaire et entretient l'instabilité gravitaire du système. Si la localisation des dépôt-centres est contrôlée par celle des failles, le fonctionnement de celles-ci semble être, au moins en partie, dépendant de l'épaisseur et de la nature des dépôts sédimentaires. Pour Vendeville, (1987) le mode de sédimentation sur une marge (uniforme, non uniforme) conditionne le type des structures observées. Une sédimentation uniforme favorise la translation de blocs sans rotation, au contraire une sédimentation non uniforme favorise le



**Fig. I. 12:** Croissance d'un diapir par réaction à l'extension (Reactive diapirism) lors du glissement gravitaire d'un modèle. Quatre coupes de différents modèles pour des taux d'extension croissants (d'après Vendeville and Jackson, 1994).

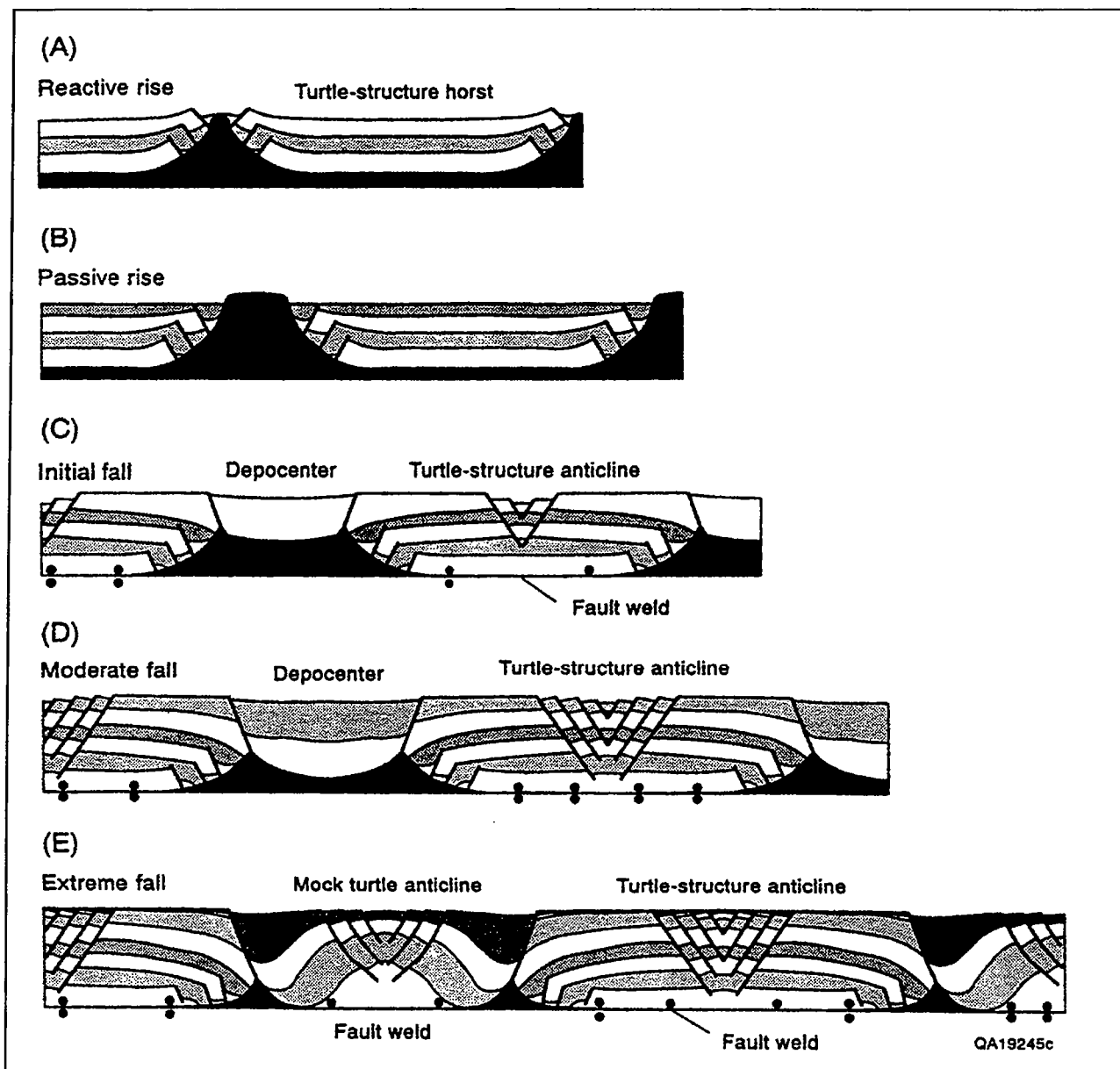
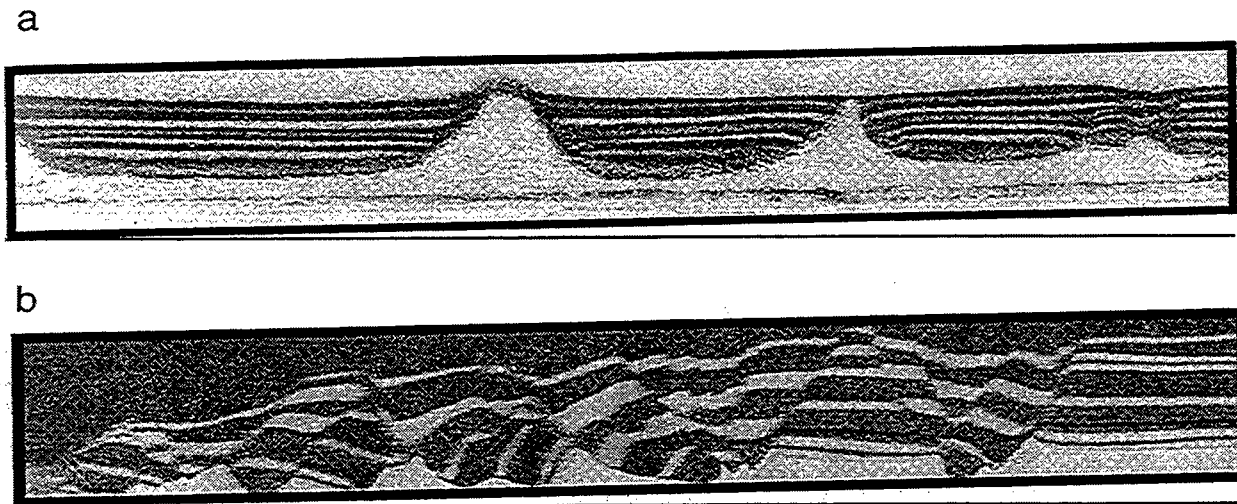


Fig. I. 13: Initiation, amplification et mort d'un diapir lors de l'extension gravitaire et différents types de structures associées (Vendeville and Jackson, 1992).

développement de blocs basculés (Fig. I. 14) : les sédiments comblent alors préférentiellement les dépressions en surface, entretenant ainsi l'instabilité gravitaire au dessus des plans de failles et induisant une dissymétrie des dépôts sédimentaires synchrones.



**Fig. I. 14:** Effet d'une sédimentation uniforme (a) et non uniforme (b) sur des modèles analogiques en glissement gravitaire (Vendeville, 1987).

### E. Les problèmes en suspens

Au début des années 90, il semble donc acquis que la déformation sur les marges passives résulte du glissement sous l'effet de la gravité d'une couverture fragile sur un niveau de décollement évaporitique ou argileux. Cependant les effets de la sédimentation sur la déformation gravitaire restent mal connus et de nombreuses questions restent en suspens :

- Comment évolue de la zonation de la déformation gravitaire sur une marge passive en fonction du taux de sédimentation, de la déclivité ?
- Quel est le rôle du rapport entre vitesse de déformation et vitesse de sédimentation ?
- Quelle est la signification cinématique des différents types de structures se développant dans les sédiments : diapirs, horsts et grabens, blocs basculés, structures en carapace de tortue, failles listriques..., ?
- Quels sont les modes d'évolution progressive des systèmes failles listriques/rollover ?
- Comment évolue la déformation dans les niveaux de décollement et en particulier quelle est la signification des rollers ?



Pour répondre à ces questions, nous avons analysé des données de sismique provenant de la marge du golfe de Guinée -du Nord du Gabon au Sud de l'Angola- afin d'identifier les paramètres contrôlant la tectonique salifère. Puis plusieurs séries d'expériences sur modèles analogiques fragile-ductile ont été réalisées afin d'étudier les effets de ces paramètres sur le développement des structures gravitaires.



# *Chapitre II*

*La marge*

*du*

*Golfe de Guinée*



## II. La marge du Golfe de Guinée

### A. Introduction

Depuis les débuts de la tectonique des plaques, de nombreux auteurs ont essayé de contraindre la cinématique de l'ouverture de l'Atlantique. Les premiers modèles considéraient une ouverture localisée, synchrone ou diachrone le long des continents sud américain et africain. Les modèles plus récents y ajoutent une déformation le long de grandes discontinuités intracontinentales.

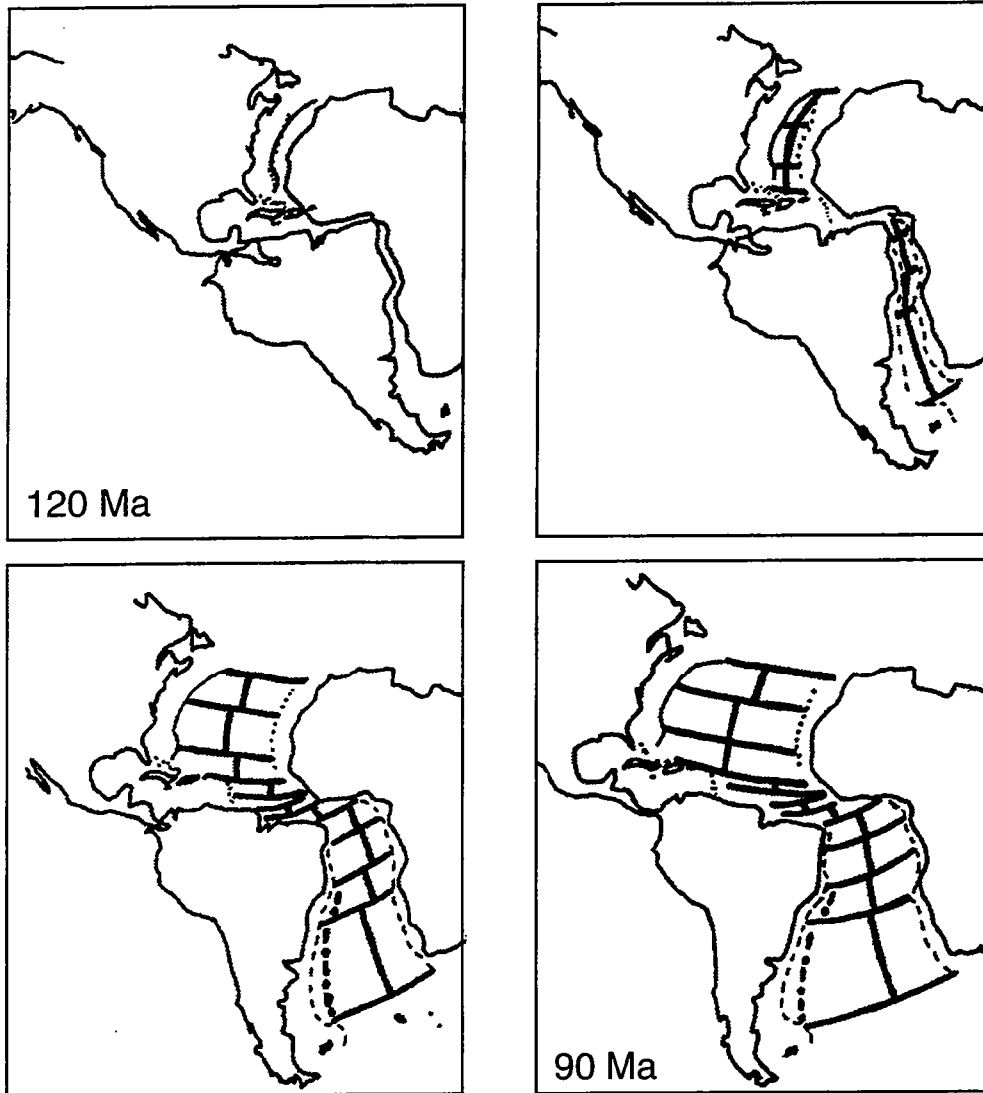
### B Les problèmes de reconstruction de l'assemblage initial

Si la reconstruction de l'assemblage initial des plaques sud américaine et africaine semble simple au premier abord, de nombreux problèmes de recouvrement ou de lacune déjà mis en évidence par le premier modèle existant (Bullard *et al.*, 1965). Ces difficultés subsistent encore aujourd'hui et il semble encore impossible d'assembler correctement les marges au sud de l'axe de Rio Grande-Walvis et les marges équatoriales sans invoquer une déformation intraplaque.

### C. Les principaux modèles d'assemblage de l'Atlantique sud

#### 1. Ouverture synchrone

En se basant sur l'assemblage de Bullard *et al.*, (1965), Le Pichon (1968), utilise les directions des zones de fractures océaniques pour proposer une ouverture de l'Atlantique en deux périodes: de 140 Ma à 80 Ma et post 80 Ma (Fig. II. 1). Ce modèle est conforté par Fail *et al.* (1970). Pendant la première période d'ouverture, de 140 Ma à 80 Ma, l'Atlantique équatorial aurait été constitué de bassins peu profonds, isolés les uns des autres par des hauts topographiques. Ceci aurait induit le dépôt d'évaporites. Cependant, en raison du manque de données, leur interprétation est assez imprécise. Mascle (1976), Sibuet et Mascle (1978) comme Le Pichon et Hayes (1971) tentent de préciser la cinématique du rifting atlantique, sur le même mode que Le Pichon (1968) en se fondant sur les directions structurales des terminaisons orientales des zones transformantes Romanche, Chain, et Charcot. Pour ces auteurs, il existe quatre grandes phases d'ouverture. De 127 Ma à environ 119 Ma (Valanginien), l'océanisation s'initie dans l'Atlantique sud, puis de 119 Ma à 83 Ma, (Hauterivien à Santonien) alors que des bassins salifères se forment dans l'Atlantique sud, d'autres s'individualisent entre les zones de fractures de l'Atlantique équatorial. Les deux dernières phases -83 Ma à 33 Ma puis 33 Ma à l'Actuel- correspondent à des réajustements de l'Atlantique équatorial. Ladd (1974, 1976), apporte une légère variante à ces modèles. Pour lui, il existe 5 phases dans l'ouverture qui sont limitées par des anomalies magnétiques principales (34, 31, 20, 13 et 5).



**Fig. II. 1** : Modèle d'ouverture synchrone de l'Atlantique. La reconstruction est obtenue en supposant que les deux continents américains se sont séparés de l'Afrique simultanément (D'après Le Pichon, 1968).

## 2. Ouverture diachrone

Rabinowitz et La Brecque (1979) optent pour une ouverture diachrone des domaines septentrionaux et méridionaux de l'Atlantique sud (Fig. II. 2). Leur modèle évite un recouvrement au niveau de la marge ouest du golfe de Guinée en se calant sur l'anomalie magnétique (G) qu'ils datent à 135 Ma. Cependant, le calage sur cette anomalie pose quelques problèmes car celle-ci pourrait également résulter d'épanchements basaltiques sur la croûte continentale pendant la phase initiale de rifting (Austin et Uchupi, 1982 ; Currie, 1984 ; Campan, 1995). Ils proposent une phase précoce -entre Berriasien et Aptien- d'océanisation entre les marges d'Afrique du Sud et de l'Argentine, décrite par une rotation dont le pôle eulérien est situé dans l'Atlantique équatorial. En partant du double constat que l'âge des anomalies magnétiques, dans l'Atlantique Sud, est d'autant plus récent que l'on remonte vers l'équateur et, que les anomalies magnétiques antérieures à la séparation complète des continents africain et sud américain sont obliques et sécantes par rapport aux marges, Vink (1982) propose un autre modèle d'une ouverture diachrone, du Sud vers le Nord de l'Atlantique.

## 3. Les modèles avec déformation intraplaque

Devant les difficultés des deux types de modèles précédemment décrits à satisfaire les reconstructions initiales à l'échelle des océans, certains auteurs ont proposé d'introduire une discontinuité sur l'une ou l'autre des deux plaques. Bien que cela pose un problème conceptuel, dans la mesure où l'hypothèse de base de la cinématique est justement la rigidité des plaques, ces modèles semblent plus réalistes. Dès 1974, Burke et Dewey suggèrent que le fossé de la Bénoué (Fig. 2 et II. 3), dont l'évolution aurait précédé l'ouverture de l'Atlantique sud, aurait pu jouer un rôle. Cette hypothèse est reprise par Benkhélil et Robineau (1983), Popoff *et al.* (1983), Maurin (1985), Maurin *et al.* (1986), Fairhead (1986) et Maurin et Guiraud (1993) qui voient dans le rift de la Bénoué une structure décrochante sénestre. Maurin *et al.* (1986) et Fairhead (1986) proposent de découper l'Afrique le long du système de décrochements et de rift centrafricains alors que Maurin *et al.* (1986) relie le bassin de la Bénoué au rift du Niger vers le Nord et à la grande zone de cisaillement centrafricaine comme aux rifts du Soudan vers l'Est (Fig. II. 3). Cependant, pour Pindell et Dewey (1982) il est possible d'améliorer l'assemblage de Bullard *et al.* (1965) en considérant qu'il existait de l'extension au niveau de la Bénoué entre 130 et 110 Ma (Berriasien à Aptien) et que celle-ci aurait ensuite évolué en transtension sénestre. Ceci apparaît impossible pour Currie (1984). Quoi qu'il en soit, toutes ces hypothèses posent des problèmes cinématiques que résume Gueguen (1995).

Pour d'autres auteurs, la majeure partie de la déformation intraplaque a eu lieu sur le continent sud américain. Currie (1984), repris par Unternehr *et al.* (1986, 1988),

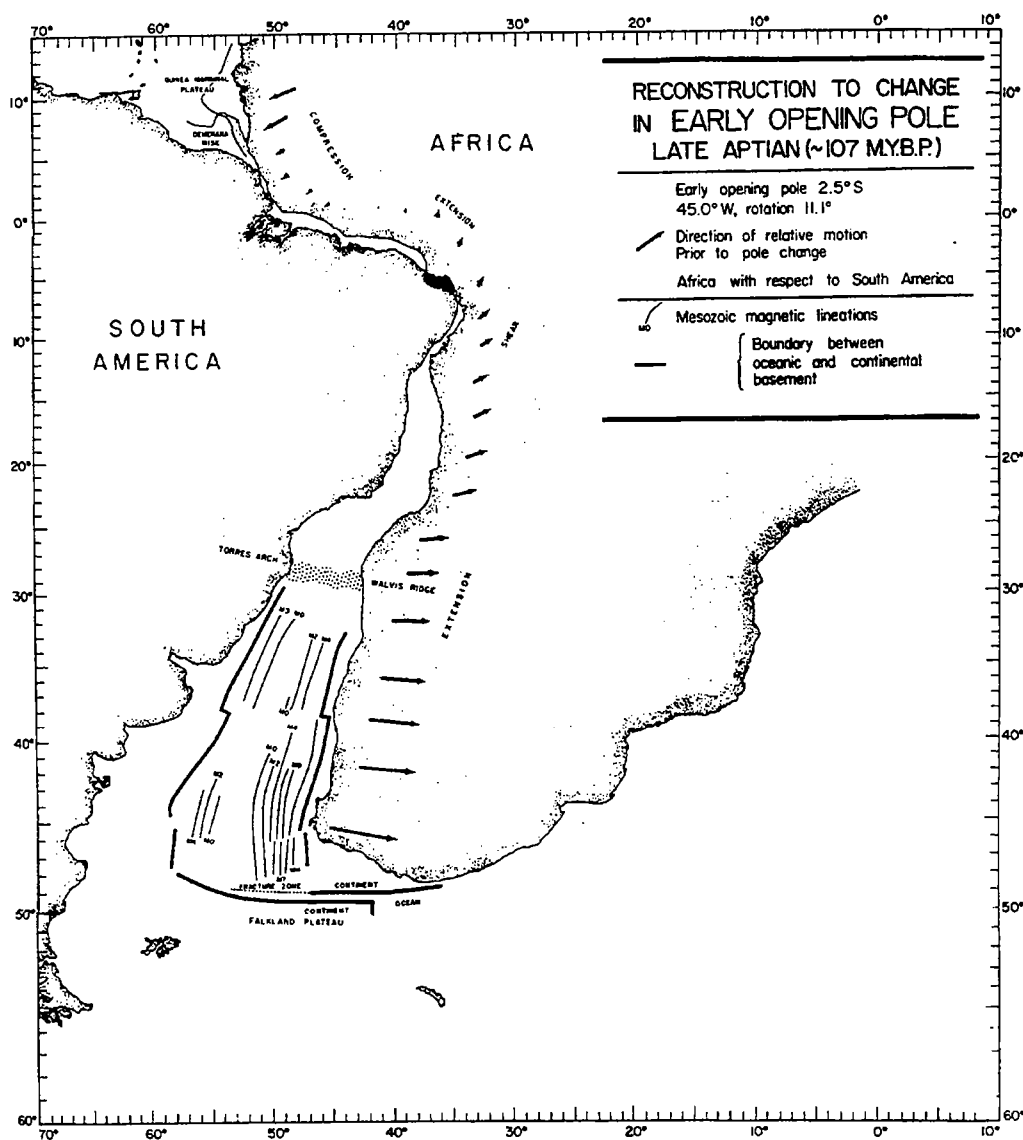


Fig. II. 2 : Modèle de séparation diachrone des plaques américaine et africaine (D'après Rabinowitz et Labrecque, 1979).



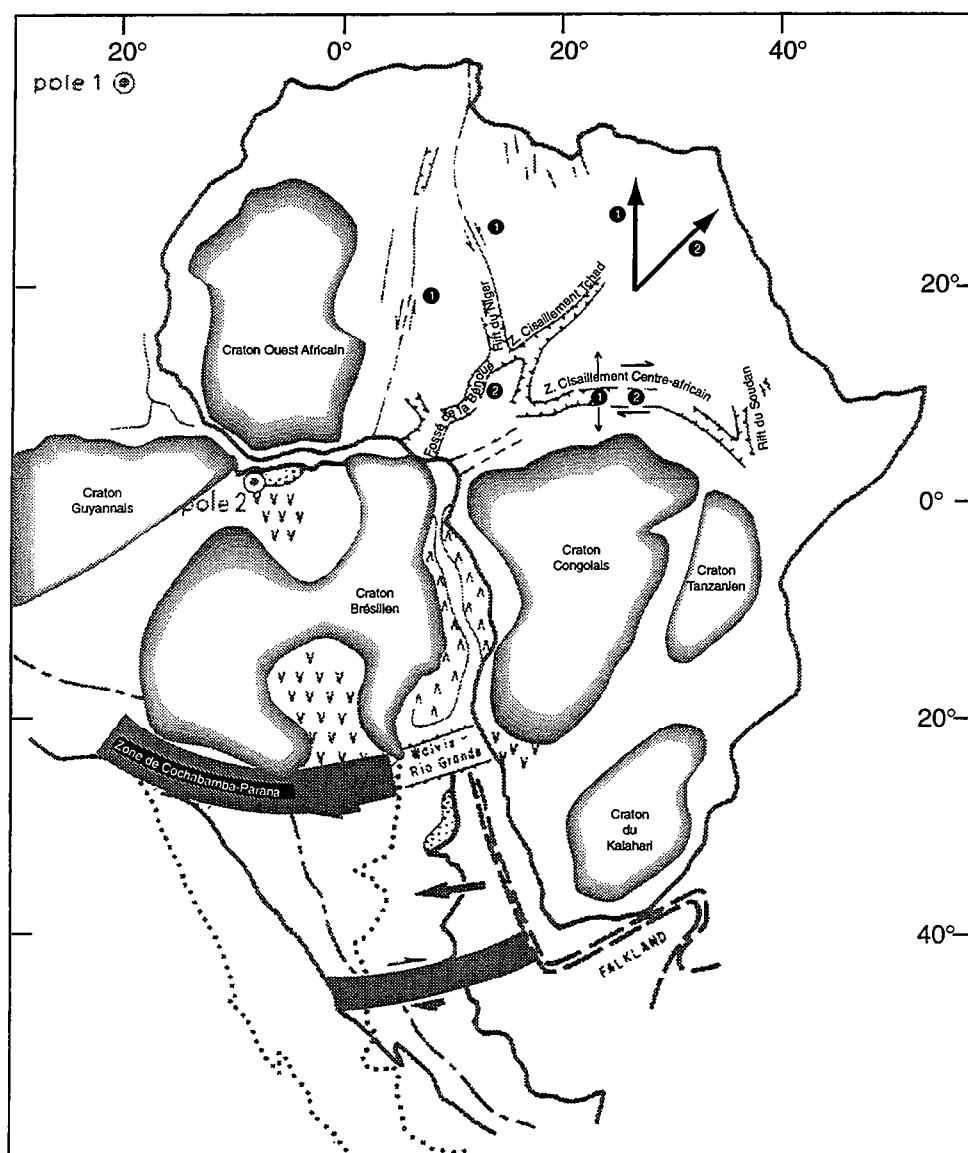
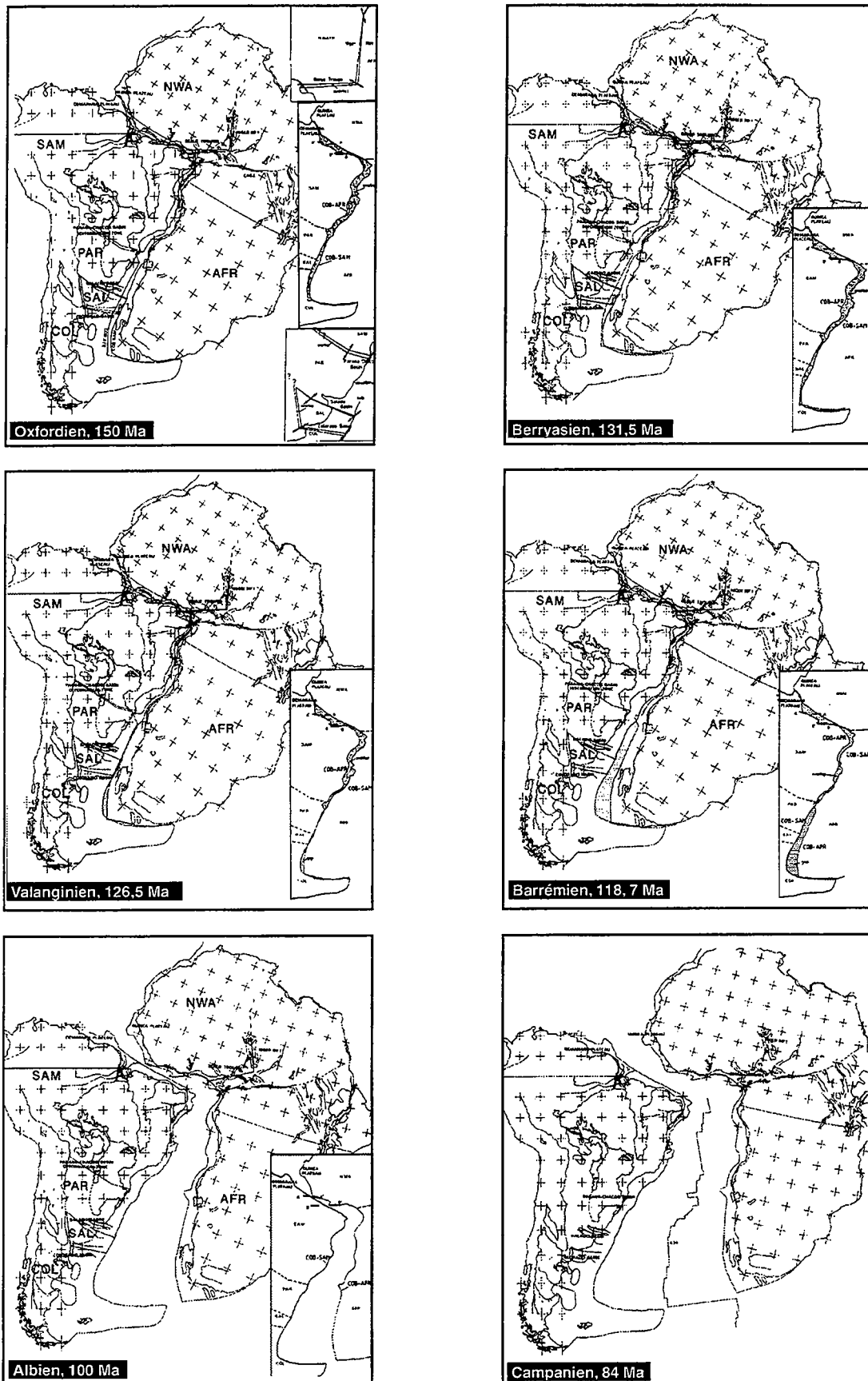


Fig. II. 3 : Modèle d'assemblage initial avec zone de discontinuité secondaire sur les plaques américaine et africaine (Modifié d'après Unternehr *et al.*, 1988).



**Fig. II. 4 :** Cinématique de l'ouverture de l'Atlantique. SAM : craton sud américain, PAR : zone de Parana, SAL : zone de Salado, COL : zone de Colorado, NWA : craton ouest africain, AFR : plaque africaine. (D'après Nürnberg and Müller, 1991).

désolidarise l'Amérique du Sud au niveau de la zone de Parana (Fig. II. 3) qui est le prolongement à terre de la ride de Rio Grande-Walvis. Cette zone aurait subi un décrochement dextre contemporain de l'ouverture de l'Atlantique sud jusqu'à la limite Aptien-Albien (113 Ma). Ces auteurs associent le fonctionnement de cette frontière de second ordre aux importantes émissions tholéitiques du bassin de Parana datées à 120 Ma (Campos *et al.*, 1974) ou 115-135 (Rocha-Campos *et al.*, 1988) et justifient leur hypothèse par le fait que la plateforme sud américaine au nord est vieille et stable depuis le Précambrien alors que la partie sud (patagonienne) plus jeune est affectée depuis le Paléozoïque par plusieurs événements tectoniques. Cependant, le décrochement dans le bassin de Parana, estimé à 400 km, n'a toujours pas été mis en évidence. Il est vrai que si ce décrochement existe, il est recouvert d'une part par des épanchements basaltiques du Crétacé inférieur (Campos *et al.*, 1974) ou du Jurassique supérieur (Rocha-Campos *et al.*, 1988) et d'autre part par une épaisse série cénozoïque. Pour résoudre ce problème, Nürnberg et Müller (1991), proposent un modèle dans lequel la déformation intraplaque se distribue par un système de discontinuités au sein des bassins Colorado, Salado et Parana, en Amérique du Sud, et dans le fossé de la Bénoué en Afrique (Fig. II. 4). Ce modèle présente l'avantage de considérablement limiter les lacunes de recouvrement. Pour ces auteurs, le rifting se propage à partir du Sud de l'Atlantique jusqu'à 38°S entre 150 Ma et 131,5 Ma. Cet épisode est accompagné par une transtension dextre le long des bassins de Colorado et Salado en Amérique du Sud (Fig. II. 4). La propagation ultérieure du Rift vers 28°S entraîne une migration de cette transtension dextre vers les bassins de Parana et de Chacos. L'ouverture de l'Atlantique équatorial quant à elle ne débiterait que vers 120 Ma et serait accompagnée d'une transtension sénestre dans le fossé de la Bénoué. Bien que le principe d'une déformation intraplaque délocalisée sur plusieurs zones de faiblesse soit assez séduisant, cet assemblage initial ne tient pas suffisamment compte des contraintes géologiques (Campan, 1995). Au contraire, Gueguen (1995) dans la continuité du modèle de Currie (1984) propose un assemblage initial du golfe de Guinée qui offre une bonne coïncidence des structures géologiques des deux continents. Il montre comment le bassin Offshore du Gabon vient se placer dans le prolongement du Bassin de Tucano, et comment les bassins salifères situés au nord de la ride Walvis-Rio Grande se referment.

## **D. Cinématique de l'ouverture de l'Atlantique sud**

### **1. Une histoire diachrone**

Depuis que le principe d'une ouverture diachrone de l'Atlantique sud est acquis (Rabinowitz et Labrecque, 1979), des domaines, dont l'initiation de l'ouverture au cours du Crétacé inférieur est décalée dans le temps, ont pu être différenciés (Unternehrr *et al.*, 1986 ; Unternehrr *et al.*, 1988 ; Popoff, 1988). Ces domaines sont les domaines austral, tropical et équatorial (Fig. 2 et II. 5). Leurs frontières correspondent à des discontinuités

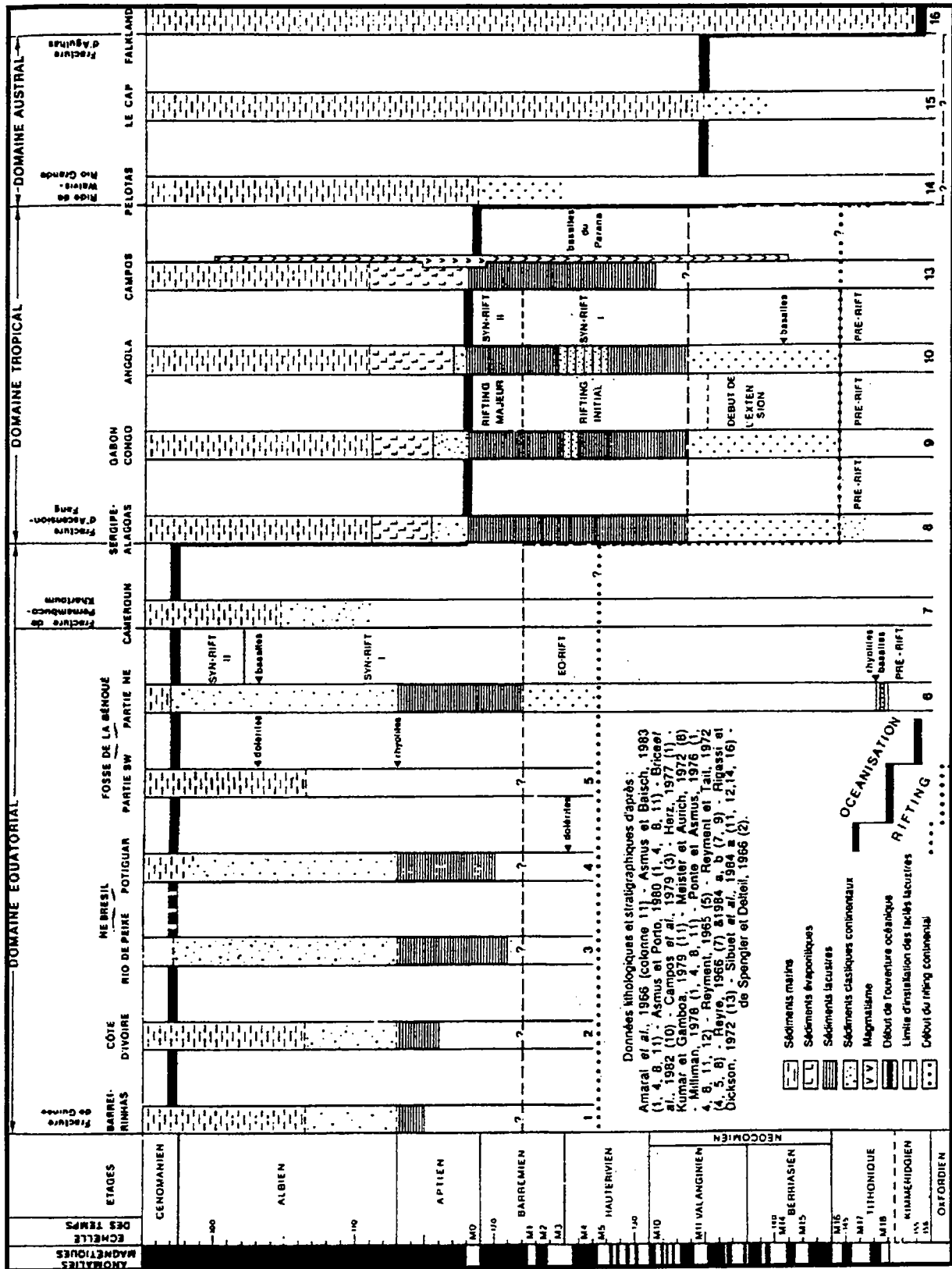


Fig. II.5. : Chronologie comparée des principales séquences sédimentaires, des phases de rifting continental et de début d'océanisation dans les différents domaines austral, tropical et équatorial de l'Atlantique sud (d'après Popoff, 1988).

structurales panafricaines (Popoff, 1988). La limite septentrionale de la zone équatoriale se situe entre les plateaux de Guinée et de Démérara (Sibuet et Mascle, 1978 ; Mascle *et al.*, 1986), et constitue la zone de fracture de Guinée (Fig. 2). La zone de Pernambuco-Birao-Khartoum au Nord du Craton du Congo sépare le domaine équatorial du domaine tropical (Fig. 2). La zone séparant le domaine tropical du domaine austral se situe au sud du craton du Congo (Fig. 2), se prolonge en Amérique du Sud entre le bassin de Santos et le bassin de Campos et constitue la discontinuité de Parana. Pour chaque domaine le scénario est le même : phase de prérift, rifting continental, rifting océanique.

## 2. Chronologie relative

Ces trois segments, longs de 800 à 2000 km, vont acquérir un plancher océanique les uns après les autres. Le domaine austral s'océanise entre le Valanginien et la limite albo-cénomaniennne alors que le segment tropical est en phase de rifting continental et que les premières déformations commencent seulement à apparaître dans la zone équatoriale (Fig. II. 5). En effet, au Néocomien, alors que le segment tropical constituait déjà un rift de 450 km de large, le rift équatorial ne faisait que 200 km (Unterneh *et al.*, 1986). Dans le domaine austral et le domaine tropical, les transgressions marines respectivement du Valanginien et de l'Aptien inférieur font suite à l'océanisation. Sous l'effet d'un climat inter-tropical, d'abondants apports terrigènes continentaux se déposent dans d'étroits et profonds bassins. Dans le domaine tropical, au contraire, un milieu marin peu profond, faiblement alimenté par l'océan austral, entraîne un confinement qui conduit au dépôt d'évaporites à l'Aptien. Dans l'Atlantique équatorial, les premières transgressions n'ont lieu qu'à l'Albien moyen, avant l'apparition d'un plancher océanique à l'Albien supérieur-Cénomanienn inférieur. La jonction des eaux de l'Atlantique central et de l'Atlantique sud ne se fait qu'à l'Albien supérieur avant l'ouverture océanique complète.

Si on admet une propagation homogène depuis le Valanginien au Sud à l'Albien supérieur au Nord, on obtient une vitesse de propagation axiale de l'ouverture de 12 cm/an, comparable aux vitesses actuelles de propagation de l'axe de la mer rouge comme du rift Est Ethiopien (Popoff, 1988).

## 3. Cinématique

Il existe des variations importantes de vitesse et d'orientation de l'ouverture, qui sont corrélables aux phases tectoniques et stratigraphiques majeures que sont le Kimmeridgien, l'Aptien, le Santonien, l'Oligocène et le Miocène. En se basant sur les anomalies magnétiques, Currie (1984), Unterneh *et al.* (1986, 1988), Scotese (1988) et Nürnberg et Müller (1991) proposent une reconstitution détaillée de l'ouverture de l'Atlantique. Selon ces auteurs, l'ouverture dans l'Atlantique sud, au sud de la ride de Walvis Rio-Grande, commence au Crétacé inférieur (148 Ma) avec des vitesses de 2,5 à 3,4 cm/an. De l'Aptien à la base du Sénonien, la vitesse est multipliée par 3 (gamme 6,9 -

9,6 cm/an). Cela conduit à une ouverture, à l'Albo-Cénomaniens (entre 105 et 95 Ma) de 400 à 1000 km. Les cratons africain et sud américain sont alors complètement séparés. A partir du Santonien (80 Ma) et jusqu'à l'Eocène (38 Ma), une réorganisation majeure des plaques se produit. Dans l'Atlantique nord, l'Eurasie commence à s'écarter de l'Amérique du nord à une vitesse voisine de l'océanisation dans l'Atlantique sud. L'Inde se sépare de Madagascar et migre vers l'Asie. La vitesse d'expansion décroît dans l'Atlantique sud alors que se produit un léger changement de pôle de rotation à partir de 20 Ma (Unternehm *et al.*, 1986, 1988).

## **E. Eléments de Géologie africaine**

### **1. Du Gondwana à l'ouverture de l'Atlantique sud**

La plaque africaine est composée de quatre boucliers qui sont, du Nord au Sud : le craton ouest africain -stable depuis 2000 Ma (Maurin et Guiraud, 1993) et affleurant tout au long du golfe de Guinée-, les cratons du Congo et de Tanzanie au centre, et le craton de Kalahari en Afrique du Sud (Fig. II. 3). Ces cratons sont séparés par des chaînes panafricaines d'ages compris entre 750 Ma et 500 Ma (Choubert et Faure Mureta, 1971 ; Nairn et Stehli, 1973 ; Trompette, 1982). De la fin du Panafricain (Cambrien moyen) à la phase de rifting crétacé, se déroule une longue période pendant laquelle l'essentiel de l'activité tectonique est localisée le long de ces chaînes qui constituent autant de discontinuités intérieures (Sykes, 1978 ; Maurin et Guiraud, 1983 ; Maurin, 1986 ; Maurin *et al.*, 1986 ; Popoff, 1988). A cette activité tectonique se superpose une activité magmatique dans les régions du domaine centrafricain (Maurin et Guiraud, 1993). Au Crétacé inférieur, l'étirement de la lithosphère s'intensifie et la magmatisme est très présent au niveau des rifts atlantique, de la Bénoué, au Nord du Cameroun, sur la marge Ghanéenne et au sud de la ride de Walvis (Fig. 2).

Au Jurassique supérieur, s'initie une première phase de rifting selon une direction méridienne qui précède l'ouverture atlantique. Cette extension est responsable de la formation des bassins de la Bénoué, du Sud Tchad et du Nord Cameroun (Fig. II. 3) (Maurin et Guiraud, 1993). Pendant l'Aptien moyen-supérieur et l'Albien, l'ouverture de l'Atlantique équatorial entraîne des décrochements dextres et l'effondrement en pull-apart de ces premiers bassins. A cette période, les mouvements relatifs entre les cratons du golfe de Guinée, du Congo et l'Est de l'Afrique s'accroissent. Du Néocomien à l'Aptien inférieur, la partie orientale se déplace vers le Nord, ce qui se traduit par de l'extension au niveau de sa limite avec le bloc sud et un décrochement sénestre le long du système de failles transsaharien (1 sur Fig. II. 3). De l'Aptien moyen-supérieur à l'Albien, le bloc oriental migre vers le NE, ce qui se traduit par de l'extension au niveau de la limite avec le bloc occidental et du décrochement dextre avec le bloc sud (2 sur Fig. II. 3). Le rifting de l'Atlantique sud, dès le début du Crétacé, est la conséquence du mouvement relatif de ces

blocs le long des zones panafricaines. Au cours du Crétacé-inférieur, l'extension se généralise et affecte l'ensemble de la croûte gondwanienne dans le domaine équatorial.

## 2. Le Golfe de Guinée

### 2. a. Introduction

Le domaine du Golfe de Guinée est composé des bassins du Gabon, du Congo, de la Kwanza et de Mocamedes (Fig. 2 et Fig. II.6). Il est séparé de la partie sud de la marge africaine par la ride de Walvis. Celle-ci a non seulement été séparé au Crétacé inférieur en une marge très volcanique au Sud et une autre, au Nord, qui l'est beaucoup moins. Elle a de plus joué jusqu'au Crétacé moyen un rôle de frontière entre le domaine océanique au Sud et les bassins salifères au Nord. Cela qui explique l'importance des accumulations sédimentaires au Sud de cette ride dans les bassins de Walvis, de Ludéritz et d'Orange (Currie, 1984). En général, les bassins sont parallèles à la côte, de profondeur assez constante et relativement symétrique. Les subsidences totales sont estimées entre 4 et 6 km au Nord de la ride de Walvis et à environ 9 km au Sud. Le taux de subsidence moyen chute de  $110 \text{ m.Ma}^{-1}$ , de la phase d'initiation du rifting jusqu'à l'Aptien supérieur à  $80\text{-}90 \text{ m.Ma}^{-1}$  pendant le Crétacé, et aux alentours de  $20 \text{ m.Ma}^{-1}$  pendant le Tertiaire (Dingle, 1982).

L'histoire tectono-sédimentaire du golfe de Guinée se traduit par trois principales unités stratigraphique : une séquence continentale à dominante lacustre dont la base est datée du Jurassique inférieur, une unité centrale avec des faciès évaporitiques d'age Aptien, qui reflètent la présence d'une mer épicontinentale (Pautot, 1973 ; Franks et Nairn, 1973) et enfin une unité marine débutant à l'Albien par des dépôts caractéristiques de mer ouverte.

### 2. b. Du Jurassique au Crétacé inférieur

Du Jurassique au Crétacé inférieur, la propagation du rifting atlantique se traduit par une surrection généralisée des bassins intracratoniques (Fig. II. 7a) des deux continents suivant une direction proche des lignes de côtes actuelles (Douglas *et al.*, 1973) et par une fracturation du socle (Fig. II. 7b) aboutissant à la formation d'un graben où s'installe un profond lac anoxique (Fig. II. 7c). Ce lac d'environ 80 km de large qui s'étendait de l'Angola au Nord du Gabon était parallèle à la côte actuelle (Brice *et al.*, 1982). Il est rapidement comblé par des séries volcaniques importantes dans le bassin de la Kwanza puis par des séries turbiditiques argilo-gréseuse de plus en plus riches en matière organique qui évoluent vers des argiles dolomitiques. L'Hauterivien est caractérisé par d'importants mouvements de socle qui entraînent une réactivation des failles préexistantes et une érosion majeure (Fig. II. 7d) qui affecte son toit, alors que le Barrémien constitue une série de transition d'un environnement continental vers un environnement marin (Fig. II. 7d). La puissance maximale des séries du Crétacé

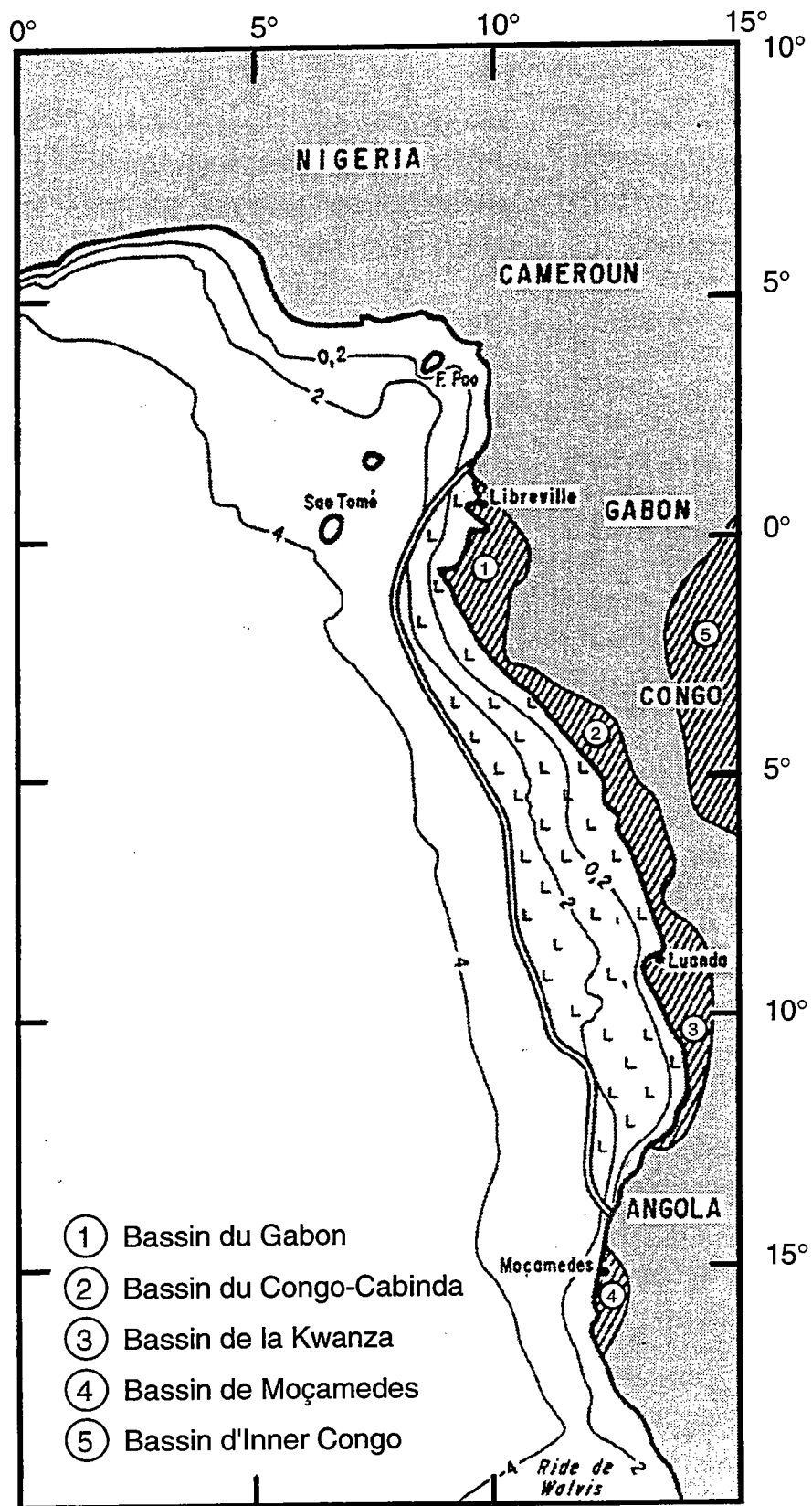


Fig. II. 6. : Carte des bassins salifères ouest africains. Les contours de la bathymétrie sont en km. (Modifié d'après Currie, 1984)



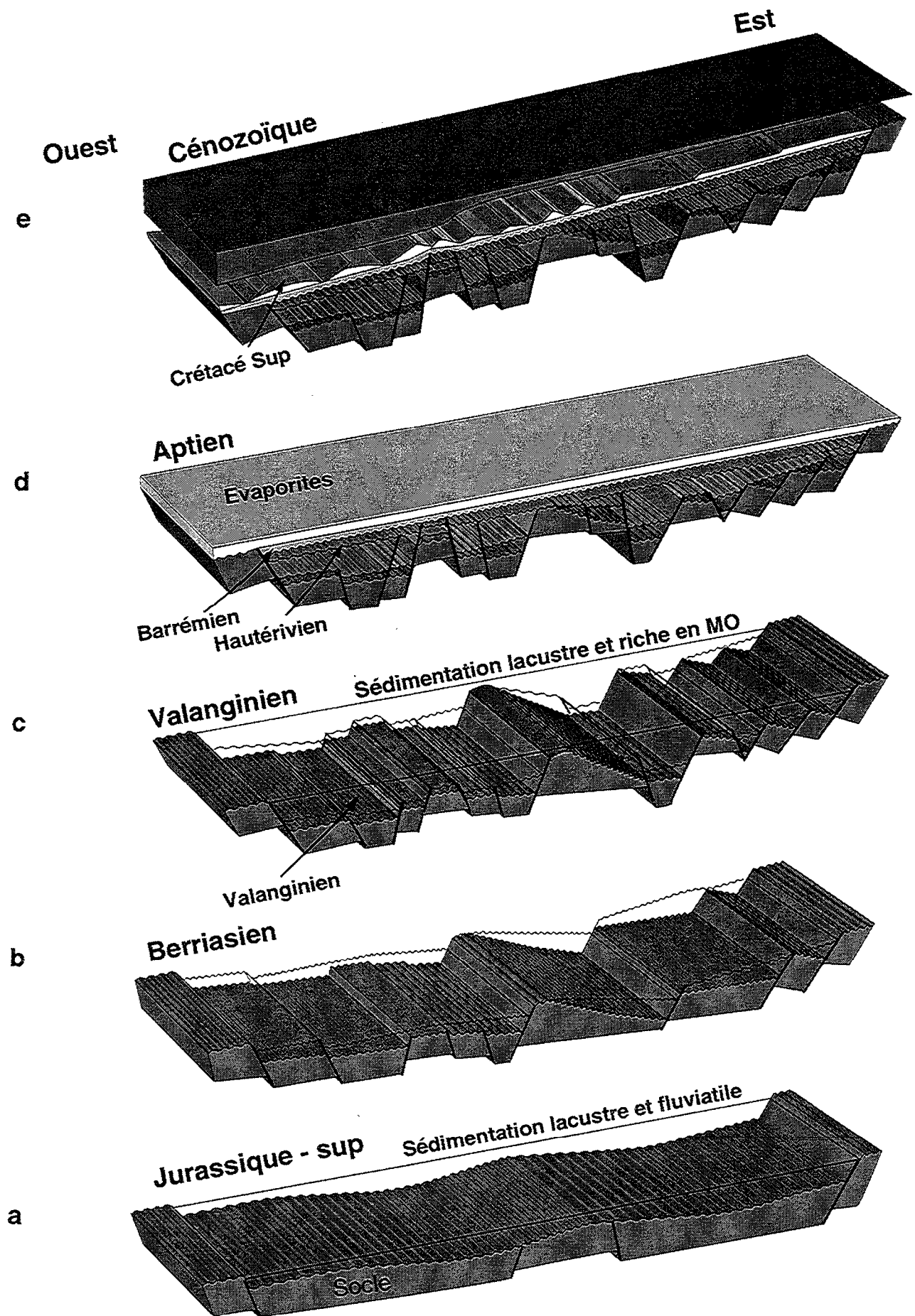


Fig. II. 7 : Histoire géologique simplifiée de la marge ouest africaine.

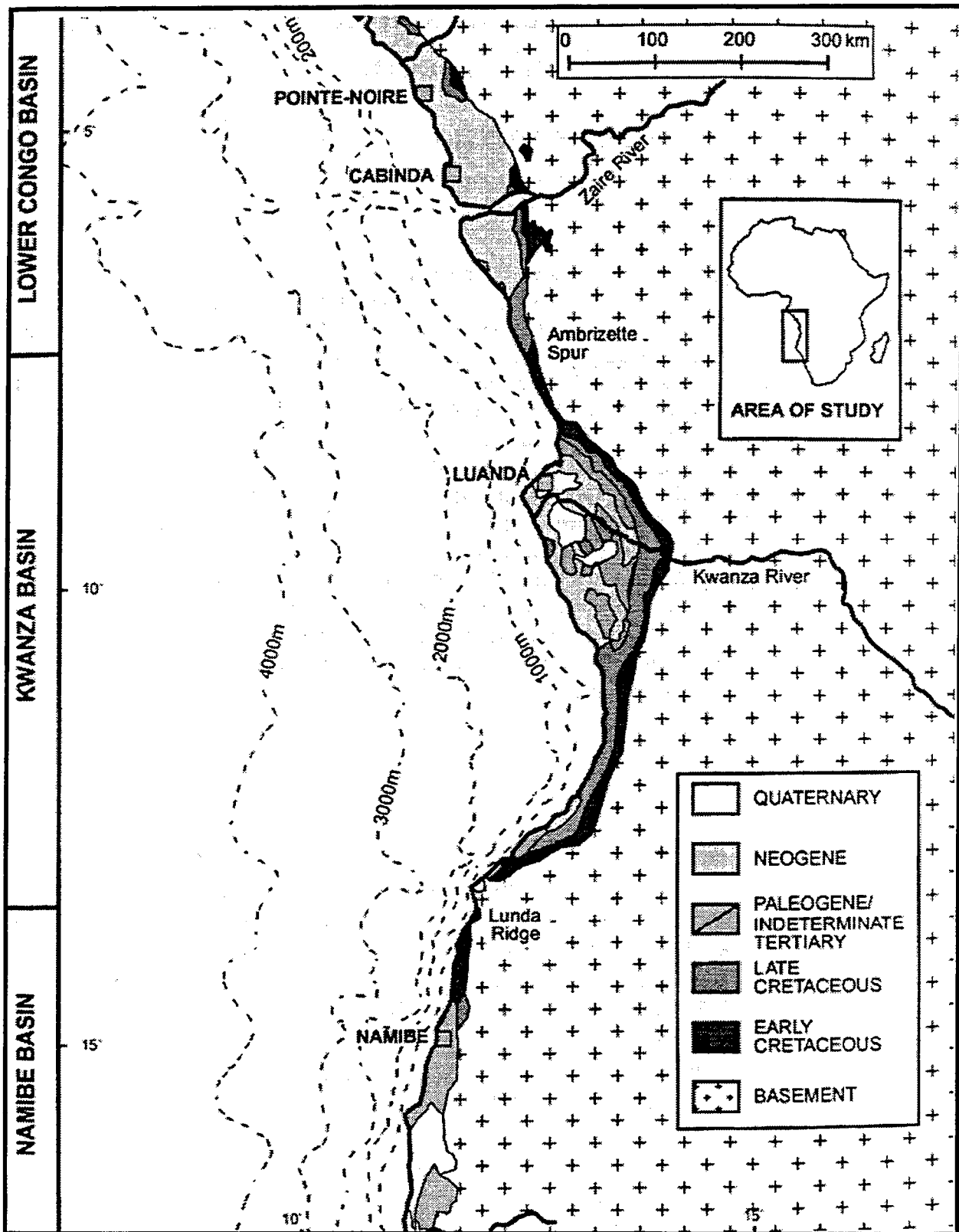


Fig. II. 8 : Localisation et géologie des bassins du Bas Congo et de la Kwanza (modifié d'après Spathopoulos, 1995).

inférieur (épaisseurs décompactées entre parenthèses) varient de 1000 m (1660 m) en Guinée à 2500 m (4000 m au Gabon) (Dingle, 1982).

### **2. c. L'Aptien-Albien**

L'Aptien constitue une période de transition pendant laquelle se dépose un épais niveau évaporitique de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur pouvant atteindre 3000m au centre du bassin de la Kwanza (Bolli, 1978 ; Dingle, 1982) (Fig. II. 7d). Pendant l'Albien se dépose une plateforme carbonatée rapidement affectée par une extension gravitaire se traduisant par des grabens et par des failles listriques majoritairement synthétiques du glissement (Brice *et al.*, 1992).

### **2. d. Le Crétacé supérieur**

Pendant le Cénomaniens-Turonien, une transgression majeure permet le dépôt de sédiments silico-clastiques continentaux qui comblent les dépressions affectant la plateforme carbonatée (Duval *et al.*, 1992) (Fig. II. 7e). Au Sénonien, la transgression se poursuit. Le Coniacien et le Santonien sont composés de sédiments deltaïques progradants alors que le Maastrichien et le Paléocène inférieur sont affectés par une érosion majeure. L'épaisseur de ces séries du Crétacé supérieur varie de 1050 m (1481 m) au Cabinda à 4500 m (6795 m) dans le bassin d'Orange (Dingle, 1982).

### **2. e. Le Cénozoïque**

Au Paléogène, la régression régionale initiée à la fin du Campanien se poursuit. Pendant cette période, l'ensemble de la couverture post-salifère glisse vers le bassin. L'uplift épi-orogénique de l'Afrique initié pendant le Crétacé supérieur (Sahagian, 1988) entraîne à l'Oligocène un important basculement vers l'Ouest de la marge. Le réseau hydrographique évolue d'un réseau de petits fleuves côtiers vers un réseau de fleuves aux bassins versants beaucoup plus importants (Niger, Zaïre, Kwanza...) qui contribuent à la formation d'énormes dépôts-centres. L'uplift de l'Afrique australe au Miocène (Lunde *et al.*, 1992) entraîne le dépôt de turbidites et de sédiments argilo-gréseux qui en comblant les grabens, contribuent aussi à la déformation gravitaire. La puissance de ces séries varie de 300 m (402 m) au Gabon à 1000 m (1400m) en Guinée et dans la Kwanza (Dingle, 1982). Les séries néogènes ont une puissance comprise entre 500m et plusieurs milliers de mètres.

## **3. Le bassin de la Kwanza**

### **3. a. Introduction**

Le bassin de la Kwanza s'étend sur 300 km de long et 170 km de large. Il est situé entre 8°S et 11°30'S de latitude (Fig. II. 8). Les séries anté-aptiennes se sont déposées dans des sous-bassins dont la taille croît vers l'Ouest. Une érosion majeure est

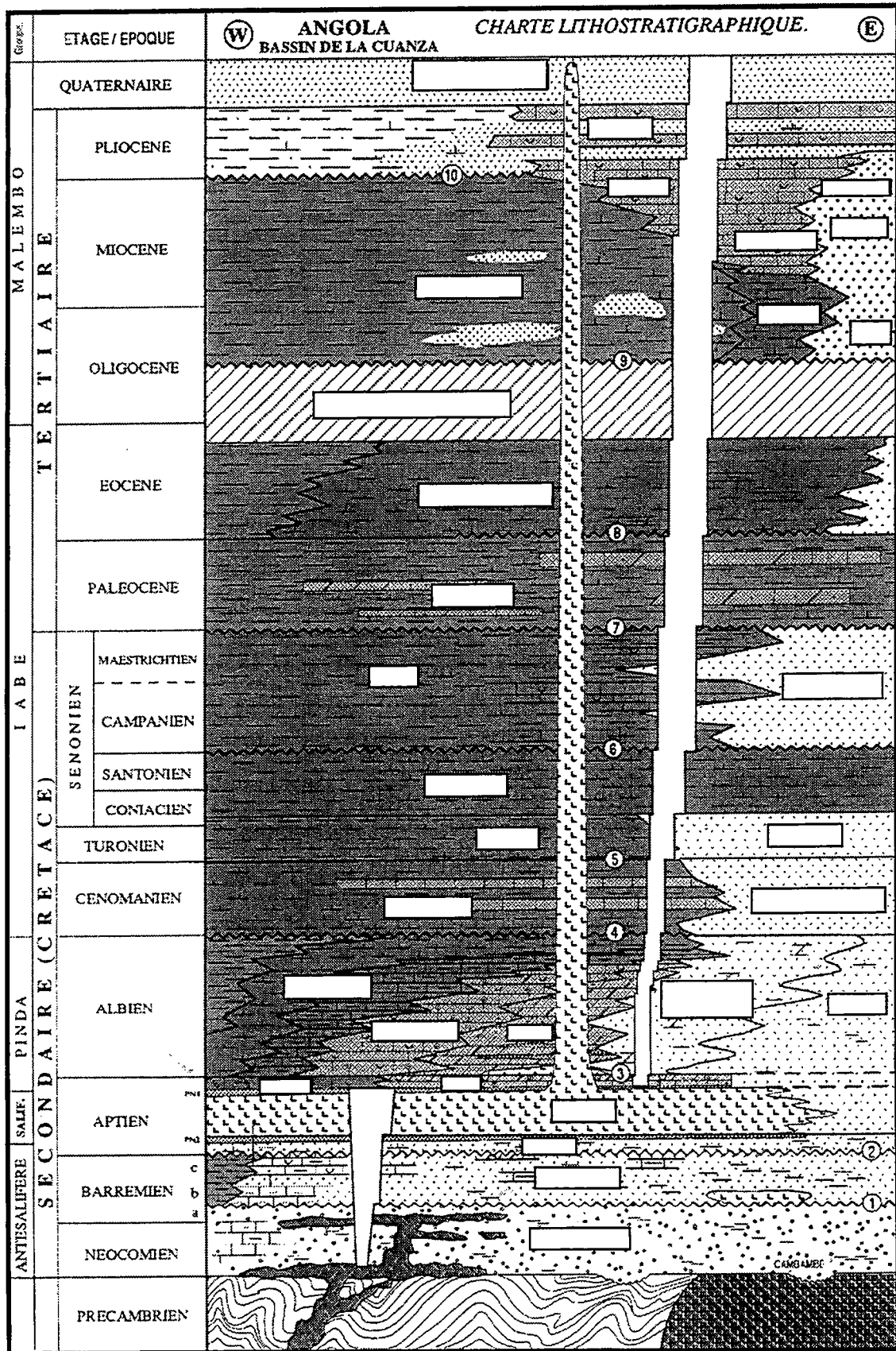


Fig. II. 9 :Nomenclature stratigraphique officielle anonimée pour le Bassin de la Kwanza (D'après Wolhuter, 1990).

responsable de la pénéplation de ces séries avant l'épisode évaporitique aptien. L'Albien et le Crétacé-supérieur constituent des plateformes discontinues alors que le Cénozoïque est composé de larges prismes détritiques.

### **3. b. Les séries anté-salifères**

Cette dénomination comprend les séries cristallophyliennes précambriennes et les séries triasiques à barrémiennes (Fig. II. 9). Ces dernières sont caractérisées par des faciès continentaux déposés dans de petits bassins structurés en blocs basculés pendant la phase d'ouverture du rift (Brognon et Verrier, 1966 ; Brice *et al.*, 1982). Le Néocomien est composé de séries volcaniques et fluvio-deltaïques. Ces dernières sont principalement des carbonates, des argiles lacustres ou alluviales que sont venues recouvrir des séries silico-clastiques fluviales et lacustres lors de la subsidence thermique, au Barrémien. Localement des marnes noires se déposent, très riches en matière organique. L'ensemble de ces séries peut atteindre une puissance de 6 km à l'Ouest. A l'Aptien, la subsidence des parties occidentale et centrale du bassin induit une première transgression qui permet le dépôt d'une série évaporitique (formation Loémé) (Lundin, 1992).

### **3. c. Les séries post-salifères**

#### **3. c. 1. L'Albien et le Crétacé supérieur**

Ces séries d'origine marine (Tillement, 1987) ont une puissance qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres. L'Albien inférieur est composé d'une plateforme carbonatée (François *et al.*, 1991) dont la puissance n'excède pas 500 m. Dès le début de l'Albien inférieur, cette plateforme carbonatée est déformée. Alors qu'à l'Est, les structures albiennes sont séparées par des dépôts-centres d'âge crétacé supérieur ou tertiaire, à l'Ouest, l'Albien est structuré en blocs basculés puis en horst et graben au sein desquels émergent des diapirs. En aval de cette zone, le sel forme une couche continue, tabulaire peu déformée dont l'épaisseur est supérieure à 1000 m, au dessus de laquelle la puissance des séries postsalifères décroît vers le large.

#### **3. c. 2. Le Cénozoïque**

L'environnement de dépôt au Paléocène et à l'Eocène est assez semblable à celui de l'Albien. Cependant les apports restent modérés et localisés à l'Est. A l'Ouest, où les dépôts sont très fins, les argiles se chargent en carbonates. Sur ces sédiments du Paléogène inférieur, 7000 m de sédiments oligocènes à actuels se déposent en discordance. L'ensemble des séries tertiaires de ce bassin est alors érodé de la bordure orientale jusqu'au talus continental actuel (Kwanza Onshore), de sorte que dans l'ensemble du bassin, ces séries tertiaires ne sont plus visibles sauf dans les résidus de dépôts-centres situés entre les séries céno-turonniennes en onshore et sur les rafts en Offshore.

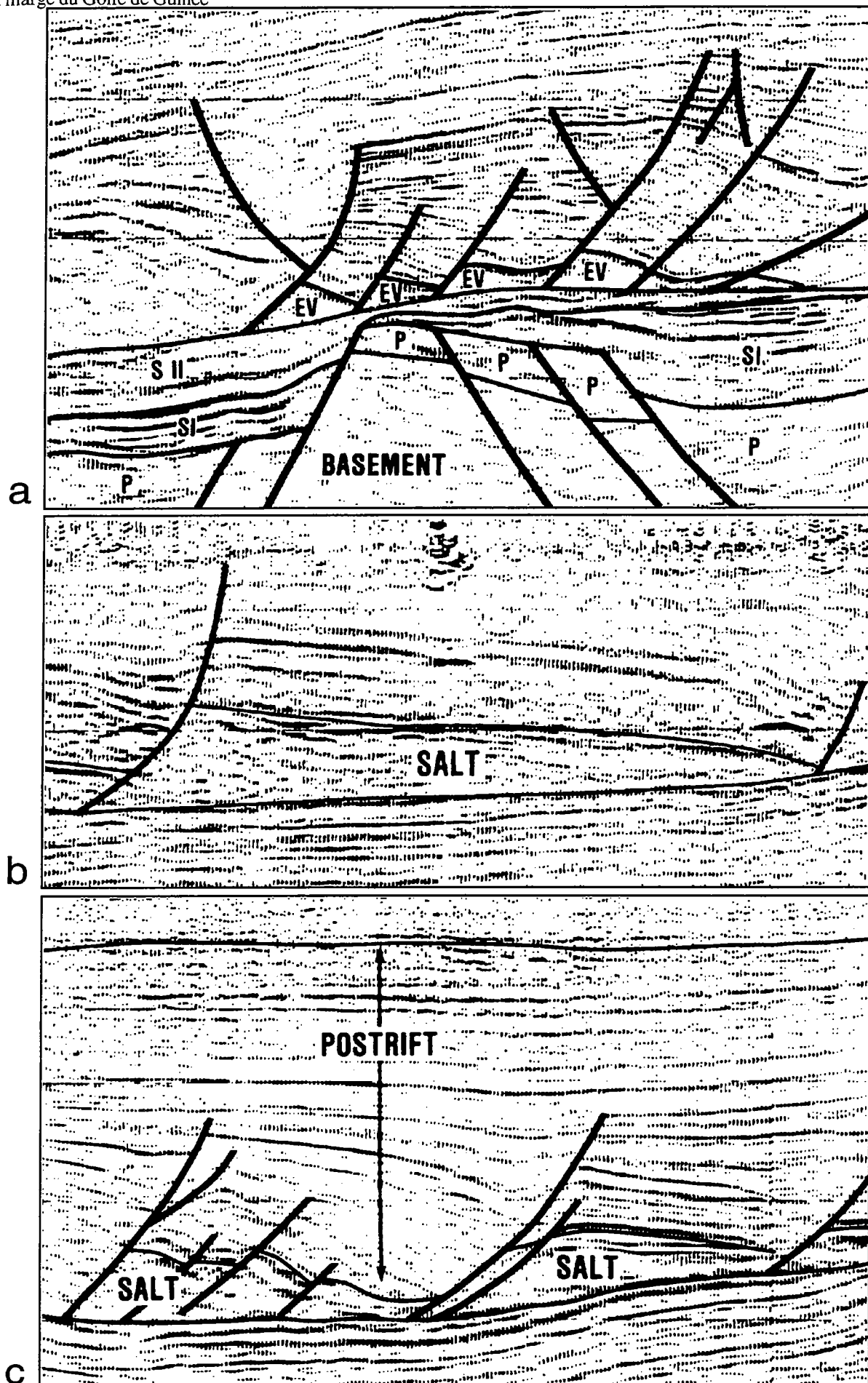


Fig. II. 10 : Caractères sismiques des séries antésalifères (a), salifères (b) et postsalifères (c) dans le bassin du Bas Congo. (D'après Brice, 1982).

## 4. Le bassin du Bas Congo

### 4. a. Introduction

Le bassin du Bas Congo est centré sur la latitude 7°S (Fig. II. 8). Il s'étend du Congo à l'Angola. Il a été alimenté principalement par le fleuve Zaïre dont l'important bassin versant a permis une accumulation importante de sédiments tertiaires. Comme pour la partie angolaise de la marge, le rifting de l'Atlantique sud a contrôlé les différents régimes tectono-stratigraphiques de ce bassin dès le début du Mésozoïque, de sorte qu'il est possible de distinguer dans une séquence, dont la puissance totale atteint 12 km, cinq unités principales.

### 4. b. Les séries anté-salifères

Les premiers sédiments déposés dans ce bassin sont des sables et des silts fluviolacustres du Jurassique et du Crétacé (140 Ma) dont la puissance totale est d'environ 1000 m. Ces séries se sont déposées sur le socle avant l'initiation du rifting continental (Fig. II. 7a) (série pré-rift de Brice *et al.*, 1982). Des passées volcaniques d'une trentaine de mètres d'épaisseur caractérisent le toit de cette série. La série du Crétacé inférieur est lacustre à turbidites de plus en plus riches en matière organique. Elle évolue vers des argiles dolomitiques. Son toit est affectée par une érosion. L'épaisseur maximale de la série est de 1500 m. Sa signature sismique correspond à des réflecteurs très concordants dus aux bancs riches en matière organique et corrélables sur de grandes distances (P sur Fig. II. 10a).

Les séries barrémo-aptiennes, d'une puissance d'environ 500 m, sont composées de carbonates lacustres déposés en milieu peu profond et de sables et sédiments détritiques alluviaux. La signature sismique de cette série de carbonates massifs intercalés avec des bancs de sable se caractérise par des réflecteurs forts concordants et de faible pendage (Fig. II. 10a).

### 4. c. Les évaporites

La série évaporitique marque le début de l'incursion marine dans le bassin par le Sud (Brice *et al.*, 1982). Alors qu'à l'Aptien inférieur, seuls quelques sous-bassins sont ennoyés, à l'Aptien supérieur, l'ensemble du Cabinda est recouvert. Sur les sections sismiques, cette série est généralement transparente, à forte vitesse et se termine par un réflecteur énergétique (Fig. II. 10b).

### 4. d. Les séries post-salifères

Pendant l'Albien et le Crétacé supérieur, la transgression majeure va permettre le dépôt d'une alternance de carbonates et de séries détritiques puis d'argiles et de marnes en milieu plus profond. Pendant la régression régionale, du Campanien au Paléogène supérieur, une épaisse série (6000 m) oligo-miocène se dépose rapidement sur l'ancienne

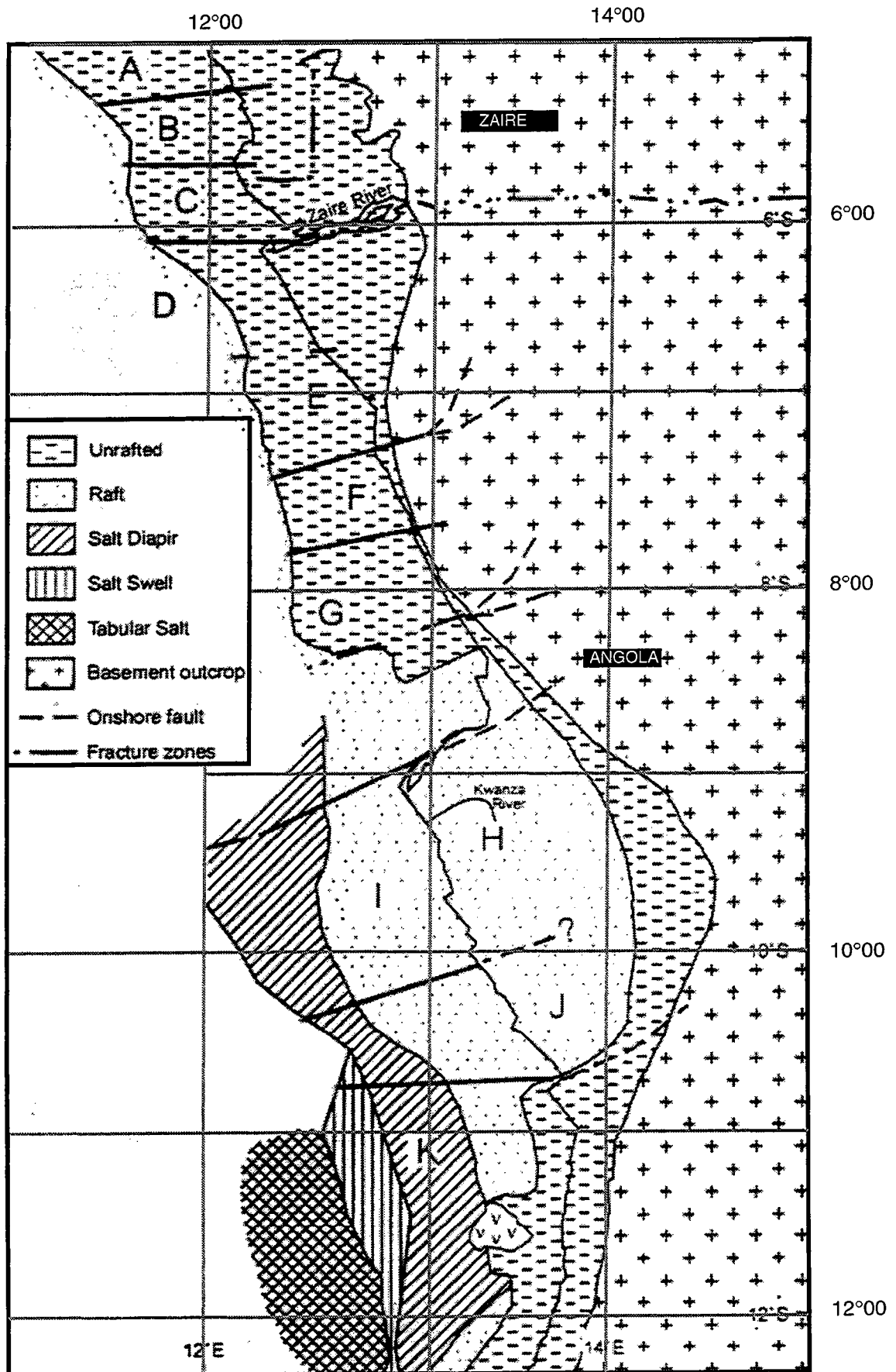


Fig. II. 11 : Carte géologique synthétique simplifiée de la marge angolaise (modifié d'après Spathopoulos, 1996)



plateforme (Brice *et al.*, 1982). A l'Oligocène et au Burdigalien, ce bassin est constitué de grands dépôt-centres comblés par des cônes d'épandages turbiditiques et par des sédiments provenant du paléo-Zaïre. La base du Miocène supérieur est également caractérisée par une érosion. Le taux de sédimentation, dans cette partie du bassin, est énorme et estimé supérieur à  $200 \text{ m.Ma}^{-1}$  (François *et al.*, 1991). Jusqu'au Pliocène, ce taux de sédimentation décroît alors que les dépôts se font de plus en plus vers le Nord. Au Pliocène, une érosion majeure affecte l'ensemble des séries tertiaires, et du Crétacé supérieur de l'Est du bassin. Le fleuve Zaïre incise alors son propre delta, ce qui entraîne la création d'un spectaculaire canyon.

Les caractères sismiques sont complexes à la base alors que les réflecteurs sont concordants au toit (Fig. II. 10c).

## **F. Déformation gravitaire dans le golfe de Guinée**

### **1. Les bassins du bas Congo et de la Kwanza**

Dans les années 70, alors que l'ensemble des géologues travaillant sur les marges invoquent l'halocinèse ou la dissolution comme mécanismes responsables des déformations observables (Cf. Chapitre I), Burollet (1975) identifie une déformation gravitaire dans le bassin de la Kwanza. Depuis, la tectonique salifère est reconnue comme le processus dominant la déformation dans le golfe de Guinée. Ce processus crée un régime de contrainte globalement extensif en amont, et compressif en aval. De plus, la segmentation de la marge a entraîné des variations dans la vitesse de subsidence (Spathopoulos, 1996) de sorte qu'il existe de nombreuses variations dans l'expression de la déformation le long de cette marge (Fig. II. 11). La largeur de la zone déformée varie également : dans le bassin du Bas Congo, elle semble avoir une largeur d'environ 50 km au Nord de l'estuaire du Zaïre, et atteindre 120 km de large au Sud en raison d'un très large dépôt-centre tertiaire (90 à 100 km) (Fig. II. 11) ; dans la partie centrale du bassin de la Kwanza, la zone serait plus étroite entre  $8^\circ$  et  $9^\circ$  de latitude Sud, et plus large entre  $9^\circ$  et  $11^\circ$  de latitude Sud. Toutefois ces informations sont à considérer avec réserve dans la mesure où la largeur de la zone déformée connue dépend surtout de la largeur du domaine d'investigation, vers le large.

A terre, l'épaisseur du niveau de décollement salifère est très variable (de 0 à 1000 m) et la déformation restreinte. Plus en aval, la plateforme carbonatée albienne est déformée sous forme de blocs basculés et de radeaux (Burollet, 1975) comblés par des sédiments du Crétacé supérieur (Fig. II. 12). Sur la plateforme, d'importants systèmes failles listriques avec roll-overs se développent alors que le bas de la plateforme est caractérisé par une alternance de radeaux carbonatés et de roll-overs tertiaires dont la longueur est comprise entre 5 et 40 km (Brognon et Verrier, 1966 ; Verrier et Castello-Blanco, 1972 ; Duval *et al.*, 1992 ; Lundin, 1992) (Fig. II. 13). Dans les régions où la profondeur d'eau est supérieure à 500 m, le sel forme des diapirs, dont la longueur

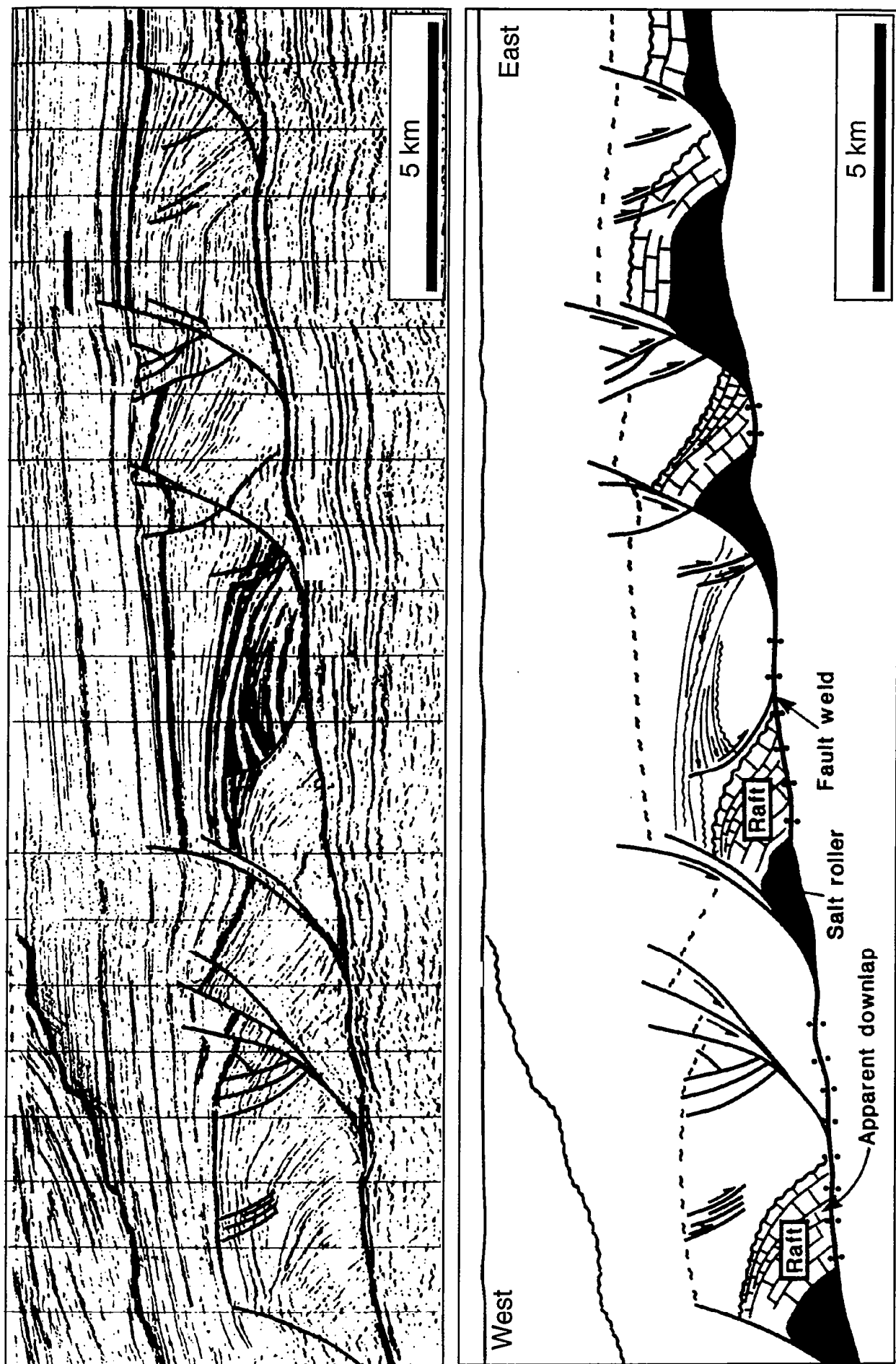


Fig. II. 12 : Ligne sismique (a) et interprétation (b) des différentes structures présentes dans la zone en extension du bassin de la Kwanza (D'après Duval *et al.*, 1992)

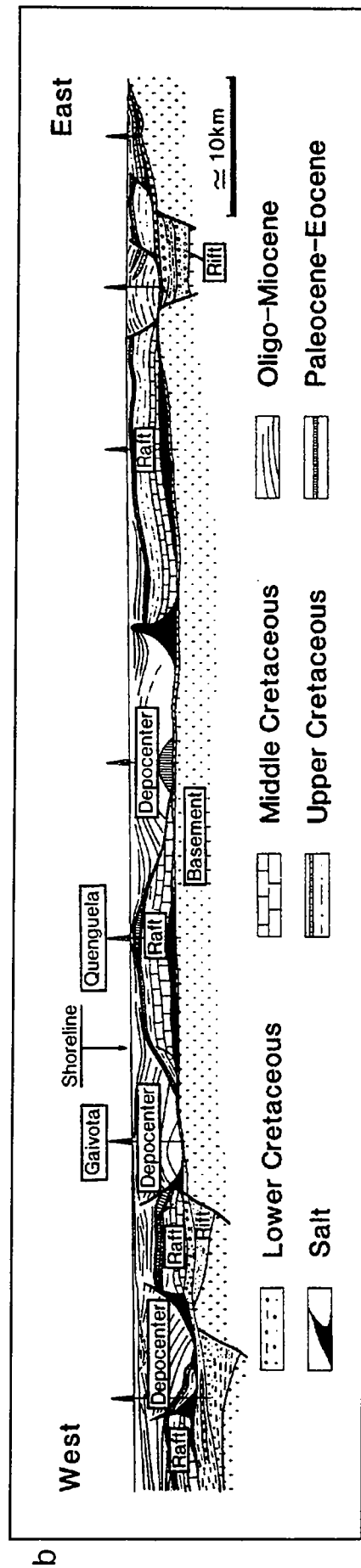
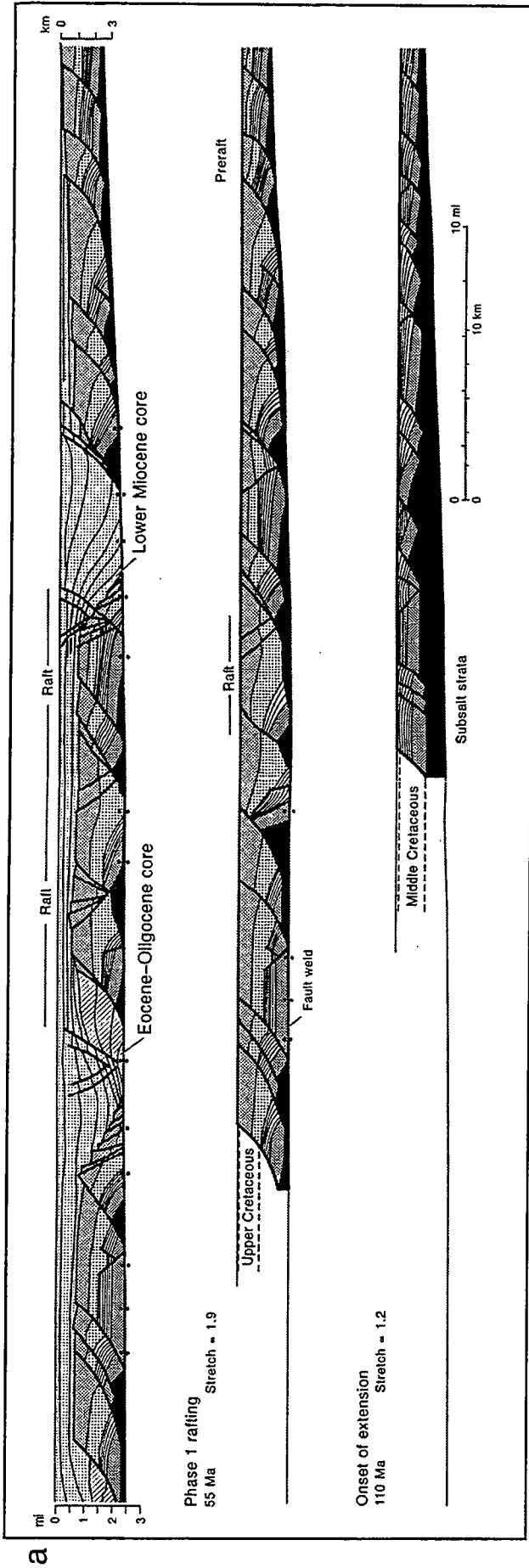


Fig. II. 13 : Coupes synthétiques restaurées à travers le bassin de la Kwanza (a) illustrant les effets de deux phases de rafting dans la partie amont du bassin et coupe synthétique dans la zone des rafts et gros dépôt-centres (b) (D'après Duval *et al.*, 1992).

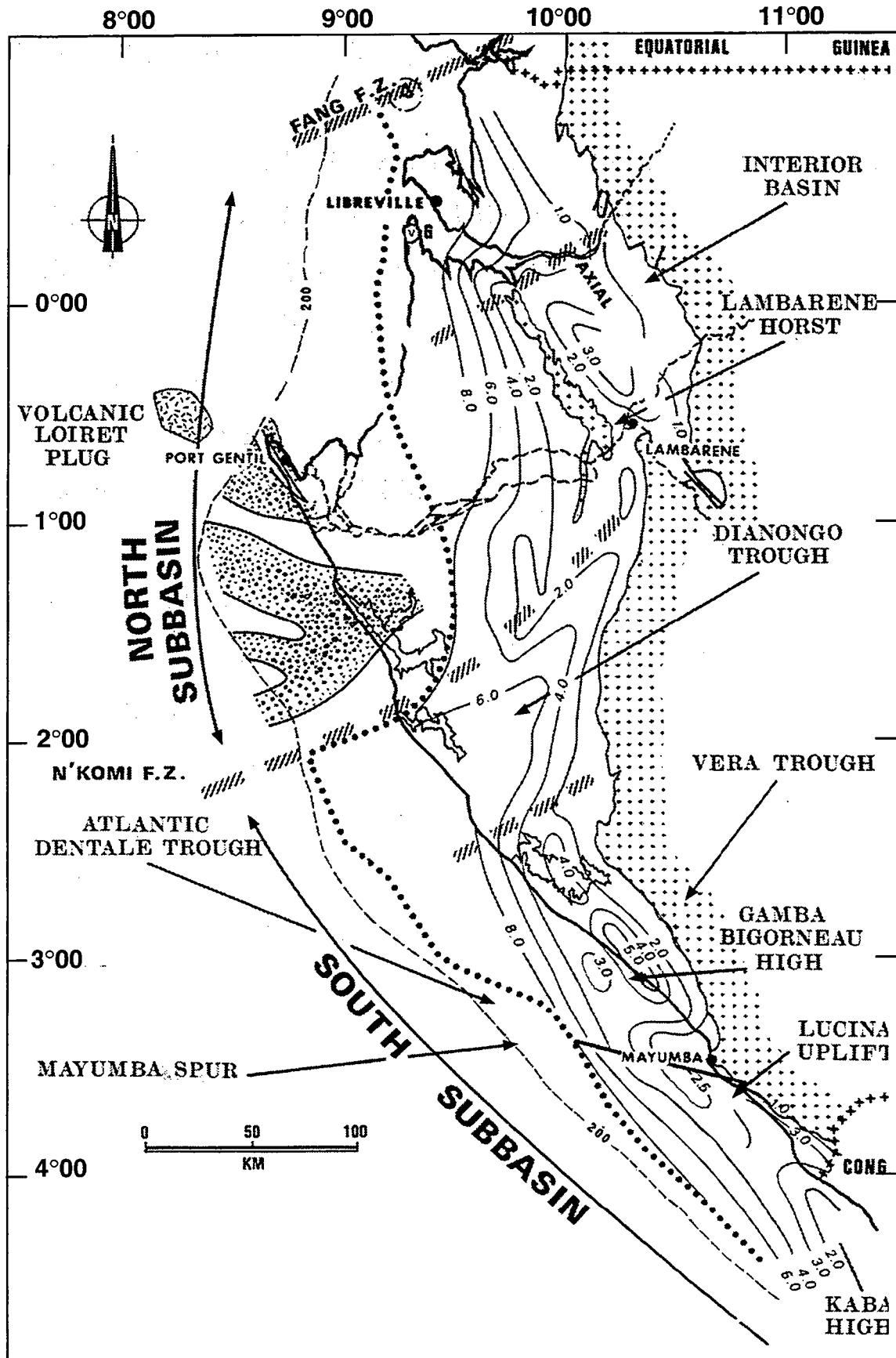


Fig. II. 14 : Schéma structural du bassin Gabonais (Modifié, d'après Teisserenc and Villemin, 1989).

maximale est de 45 km (Jenyon, 1986), parallèles à la côte. Ces diapirs séparent les rafts (Fig. II. 11) et semblent d'autant plus épais que la profondeur d'eau est importante. En aval, (plus de 1500 m d'eau), le sel semble non déformé et recouvert par une couverture d'âge albien à actuel.

## **2. Le Gabon**

### **2. a. Introduction**

Le bassin du Gabon s'étend de 1°N à 4°S, -de la Guinée Equatoriale au Congo- à terre comme en mer (Fig. 2 et II. 14). A terre, il s'étend sur 175 km vers l'Est et couvre une surface de 90 000 km<sup>2</sup> entre le socle et l'isobathe 200 m. Ce bassin s'est initié lors du rifting de l'Atlantique sud, dès le début du Jurassique supérieur, sur la suture entre les cratons de Sao-Paulo et du Congo appelée zone de Mayumbe (Fig. II. 14). Cette suture correspond à un bassin précambrien -synclinal de Nyanga- repris pendant l'orogénèse panafricaine (Teisserenc et Villemin, 1989).

Le bassin du Gabon est constitué de trois sous-bassins appelés bassins nord, sud et intérieur (Fig. II. 14). Les bassins intérieur et nord Gabon, caractérisés par une géométrie en horst et graben, sont séparés par l'important horst du Lambaréné (Fig. II. 14). Celui-ci n'a permis l'accumulation de sédiments dans le bassin intérieur que jusqu'à l'Albien (Teisserenc et Villemin, 1989). Le bassin nord a été limité, jusqu'au Miocène, sur sa partie occidentale par un second horst (zone haute de l'Anguille) qui a joué un rôle de barrière pour la pénétration des eaux océaniques. Ces deux sous-bassins sont séparés du bassin sud par la fracture N'Komi (N60°) (Fig. II. 14).

Les premières séries déposées sont du Barrémien supérieur dans le bassin sud alors qu'elles sont de l'Aptien moyen dans le bassin nord (Brink, 1974 ; Teisserenc et Villemin, 1989 ; Liro et Coen, 1995). L'ensemble de l'enregistrement sédimentaire se subdivise en trois mégacycles séparés par des discordances majeures. Ces mégacycles correspondent, comme sur l'ensemble de la marge, aux phases de rifting, de transition et d'accrétion océanique.

### **2. b. Un exemple : le sous-bassin du Sud Gabon.**

Ce bassin intracratonique a été repris lors de la phase de rifting allant du Néocomien au Barrémien. Les premières séries sont continentales et correspondent à des environnements lacustres et de deltas (Teisserenc et Villemin, 1989). La fin du Néocomien est caractérisée par des argiles (Fig. II. 15) et des sédiments déposés lors d'une forte activité tectonique (Mélania). A la fin du Barrémien, alors que l'activité tectonique diminue, des sédiments deltaïques lacustres pouvant atteindre 2 à 3 km d'épaisseur se déposent plus à l'Ouest. L'Aptien inférieur est caractérisée par des dépôts lacustres, fluviaux, littoraux et de

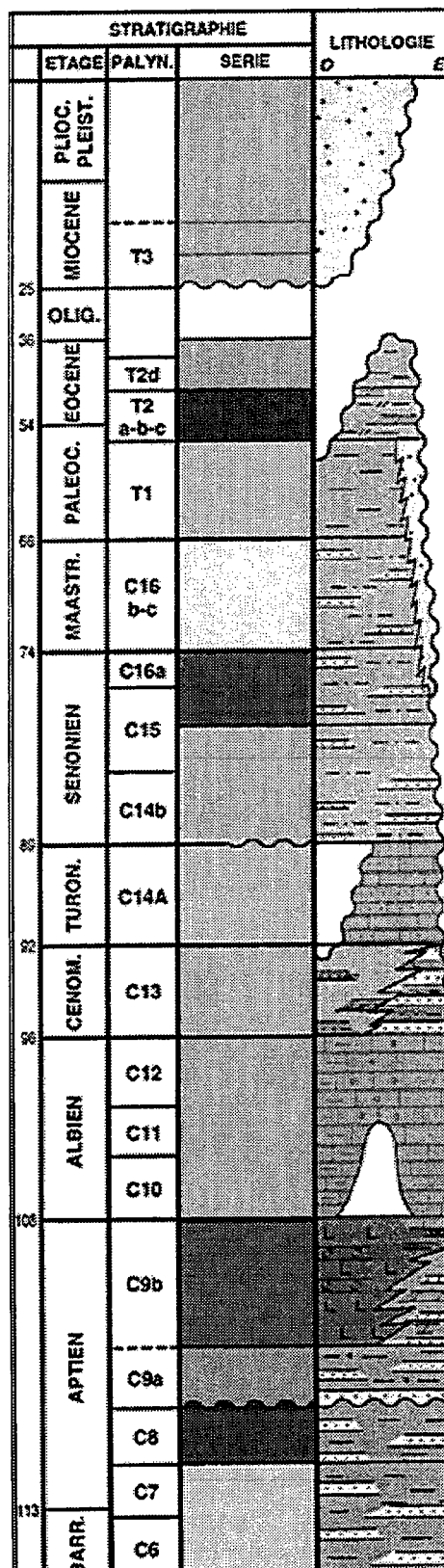


Fig. II. 15 : Colonne stratigraphique schématique de la marge gabonaise.

fan-delta alors que l'Aptien supérieur, d'une puissance pouvant atteindre 800 m, est caractérisé par des dépôts évaporitiques fins traduisant un environnement confiné. Lors de l'Albien, deux cycles transgressifs-régressifs entraînent le dépôt d'alternances de séries argilo-carbonatées et de grès. Le Cénomaniens correspond à un important cycle transgressif-régressif pendant lequel se déposent des argiles silteuses dans le bassin et des grès sur la plateforme à l'Est. Pendant la transgression turonienne, les séries deviennent franchement marines, pélagiques, riches en matière organique avec des faciès plus grès-carbonatés sur la plateforme. Au Sénonien, ce bassin subit une forte flexuration qui entraîne l'érosion de la plateforme céno-mano-turonienne et le développement de séries turbiditiques dans le bassin.

### **2. c. Déformation gravitaire au Gabon**

Comme sur l'ensemble de la marge, la morphologie anté-aptienne a contrôlée l'épaisseur du dépôt de sel. Elle semble avoir permis une accumulation supérieure dans la partie occidentale (Teisserenc et Villemin, 1989). Comme pour les bassins de la Kwanza et de Bas Congo, il existe 3 grandes unités morphostructurales orientées parallèlement à la côte et limitées en amont et en aval par des zones non déformées (Fig. II. 16 et II. 17). Ces zones sont d'Est en Ouest : un domaine où la plateforme albienne est structurée en blocs basculés et en radeaux et où le sel forme des salt-rollers. (Fig. II. 16 et II. 17). Au large de Libreville, comme dans le sous-bassin sud, cette zone est caractérisée par des failles majeures antithétiques (Charpentier, 1982 ; Liro et Coen, 1995). Plus en aval, il existe de gros diapirs qui alternent avec des séries intensément déformées (Fig. II. 16). Enfin, la déformation est compressive et s'exprime par des failles inverses, des plis de faible amplitude et des diapirs écrasés.

La particularité du bassin gabonais est l'étroitesse du système gravitaire sénonien. De ce fait la zone en compression se situe très près des côtes.

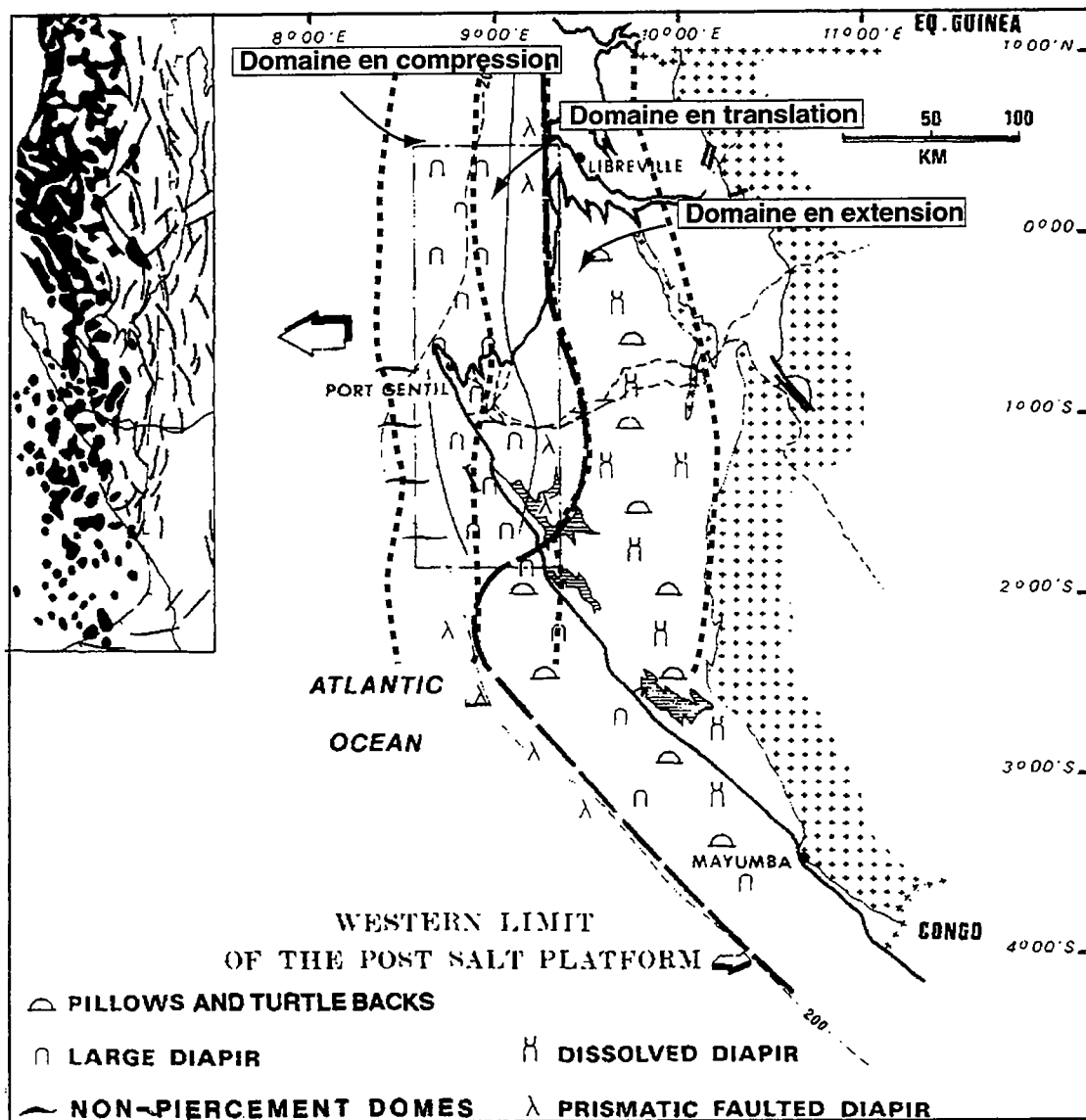


Fig. II. 16 : Principaux domaines de déformation sur la marge gabonaise, (modifié d'après Teisserenc and Villemin, 1989). Les contours des différents domaines, ne sont indiqués qu'à titre indicatif et ne correspondent pas à la réalité.



## G. Conclusions

Le rifting de l'Atlantique sud, découpe la marge du Golfe de Guinée en segments dont les histoires sont le plus souvent diachrones. Cependant ces segments subissent des histoires tectoniques et sédimentaires comparables. Les premiers stades de rifting se traduisent par le dépôt de sédiments continentaux fluviaux et lacustres, puis les premières incursions marines, dans des bassins peu profonds, à l'Aptien, entraînent le dépôts évaporites. Ces évaporites constituent un niveau de décollement qui permet le glissement gravitaire de la couverture sédimentaire post aptienne. Ce niveau de décollement qui est partout d'âge Aptien est présent sur l'ensemble de la marge.

Les segments n'ont sur la carte ni la même orientation ni la même largeur, et présente en coupe des inclinaisons basales variables du niveau de décollement. La couverture pré-cinématique (plateforme carbonatée albienne) a également une épaisseur variable d'un segment à l'autre. Au cours de l'évolution de la marge, il existe des segments où les apports sont importants, et d'autres où ils le sont beaucoup moins. Tous ces éléments expliquent que la déformation gravitaire puisse s'exprimer sous des formes différentes et très variables.

La marge ouest africaine présente donc tous les critères satisfaisants pour une étude générale des processus du glissement gravitaire. De plus la richesse en données pétrolières (lignes sismiques et données de puits) contribuent à faire de cette région un objet d'étude privilégié.

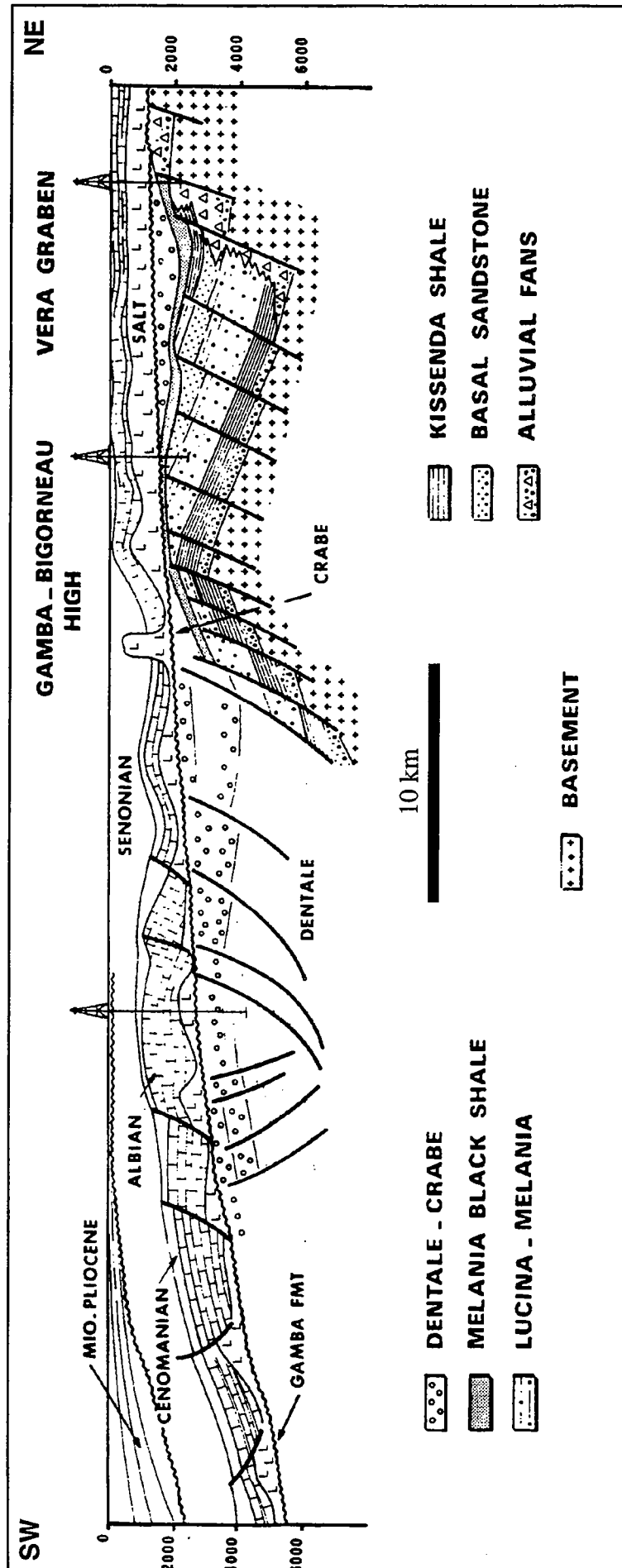


Fig. II. 17 : Coupe synthétique de la déformation sur la marge sud gabonaise (d'après Teisserenc and Villemain, 1989).

# *2<sup>eme</sup> Partie*

*Systemes gravitaires*

*élémentaires*



# *Chapitre III*

*Déformation progressive en  
extension syn-sédimentaires dans  
les systèmes fragiles-ductiles*



### III. Déformation progressive en extension syn-sédimentaire dans les systèmes fragiles-ductiles

#### III. 1. Introduction

La plupart des structures synsédimentaires affectant la couverture sédimentaire des marges passives sont attribuées au glissement gravitaire de cette couverture sur un niveau de décollement (du sel ou des argiles). Cette déformation extensive est amplifiée par une forte sédimentation synchrone de la déformation et par des séries en progradation vers le domaine océanique. Des articles très récents traitant de l'exploitation pétrolière ont produit des images de très bonne qualité que ce soit sur la Marge Africaine (e.g. Jackson and Cramez, 1989; Duval *et al.*, 1992; Lundin, 1992; Liro and Coen, 1995; Spathopoulos, 1996) et brésilienne (e.g. Cobbold and Szatmari, 1991; Demercian *et al.*, 1993; Mohriak *et al.*, 1995; Cobbold *et al.*, 1995; Szatmari, 1996), le Golfe du Mexique (e.g. Worall and Snellson, 1989; Diegel *et al.*, 1995; Peel *et al.*, 1995; Schuster, 1995; Rowan, 1995), comme en Mer du Nord (Rommelts, 1995, Hooper and Moore, 1995, Coward and Stewart, 1995; Stewart *et al.*, 1996) ou la Mer Rouge (Heaton *et al.*, 1995).

L'étude de la déformation gravitaire par modélisation analogique utilise ici des modèles bicouches fragile-ductiles (sable-silicone), où la silicone représente le sel, et le sable la couverture fragile. Dans ces expériences afin de pouvoir analyser la déformation dans le niveau ductile celui-ci est constitué de silicone de deux couleurs différentes (rose et violet) (Fig. III. 1). Les coupes de ces modèles en fin d'expérience permettent d'obtenir une image de la déformation finie. Devant la nécessité d'avoir une vision de la déformation en cours d'expériences nous avons construit d'autres modèles utilisant une silicone transparente (PDMS) et contenant une grille de marqueurs passifs verticaux parallèles à la direction de glissement.

Ces deux types d'expériences ont permis de visualiser la déformation progressive en extension syn-sédimentaire et d'illustrer la genèse, l'évolution et la cinématique des rouleaux de sel. En effet, en raison des artefacts liés à la proximité des évaporites, les images sismiques de ces structures, associées aux failles normales en base de blocs basculés ou sous les failles listriques, sont souvent très floues. De plus la sismique ne procure aucune information quant à leur structure interne. Paradoxalement ces structures très répandues n'ont fait l'objet d'aucune étude depuis que Bally, (1981) les a baptisés "salt rollers".

Nous tentons dans l'article présenté dans ce chapitre de décrire les différentes formes possibles. Nous illustrons les structures internes et discutons leur signification cinématique dans la tectonique salifère.





## Salt Rollers: Structure and Kinematics

J. P. Brun and T. Mauduit

Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France

### ABSTRACT

Salt rollers are low amplitude deflections of the upper surface of a salt layer which occur below zones of normal faulting in the overlying sediments. They are widely recognized in association with tilted blocks or listric fault rollover systems. Laboratory experiments on brittle ductile models made of sand and silicone putty are used to study the modes of development, the external shape and the internal structures of these salt rollers. Firstly, flow and strain patterns within décollement zones are described. Finite strain combines layer-parallel perpendicular shortening and layer-parallel shear. Additional flow cells, within rollers perturb the laminar flow of the décollement, inducing a passive folding of planar markers. The same type of flow and strain patterns occur in all types of rollers, ranging from those occurring below tilted blocks to those associated with listric faults. Finally, an analysis of roller shapes through the measurement of aspect ratios and asymmetry ratios shows that the shapes of tilted blocks rollers and listric fault rollers-which differ at initiation-tend to converge with increasing deformation.

### INTRODUCTION

The term "salt roller" has been used after Bally (1981) to describe low-amplitude deflections of the upper surface of a salt layer at the lower termination of normal faults in the overlying sediments (Fig. 1). Typical salt rollers have two limbs, which can be either planar or upward concave, and which correspond, on one side, to the base of a fault footwall block and, on the opposite side, to the fault contact of salt with the hangingwall. Intensive seismic exploration in sedimentary basins has demonstrated their widespread occurrence in two forms : i) below tilted blocks (Fig. 1a) and ii) in listric fault/rollover systems (Fig. 1b). However, due to usual seismic artifacts in the vicinity of salt structure and of the fault, images of salt rollers (Fig. 1) are often unclear. Consequently, their precise external shape is generally poorly constrained. In other respects, seismics do not provide information on the internal structure. Although, salt rollers are, extremely common, they nevertheless remain, very poorly understood.

Using laboratory experiments on brittle-ductile models designed to simulate gravity gliding of sedimentary layers above salt, we attempt here for the first time: (1) to describe the variety of their external shapes and internal structures and (2) to define their structural and kinematic significance in salt tectonics.

SW (Seaward)

(Landward) NE

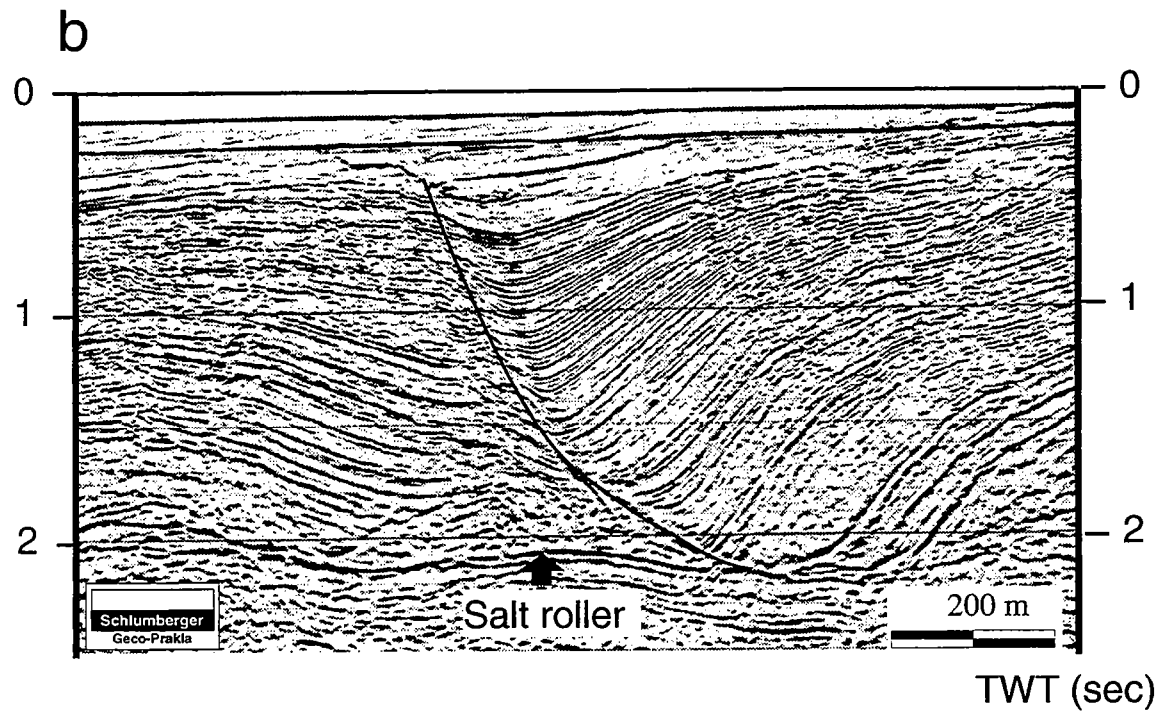
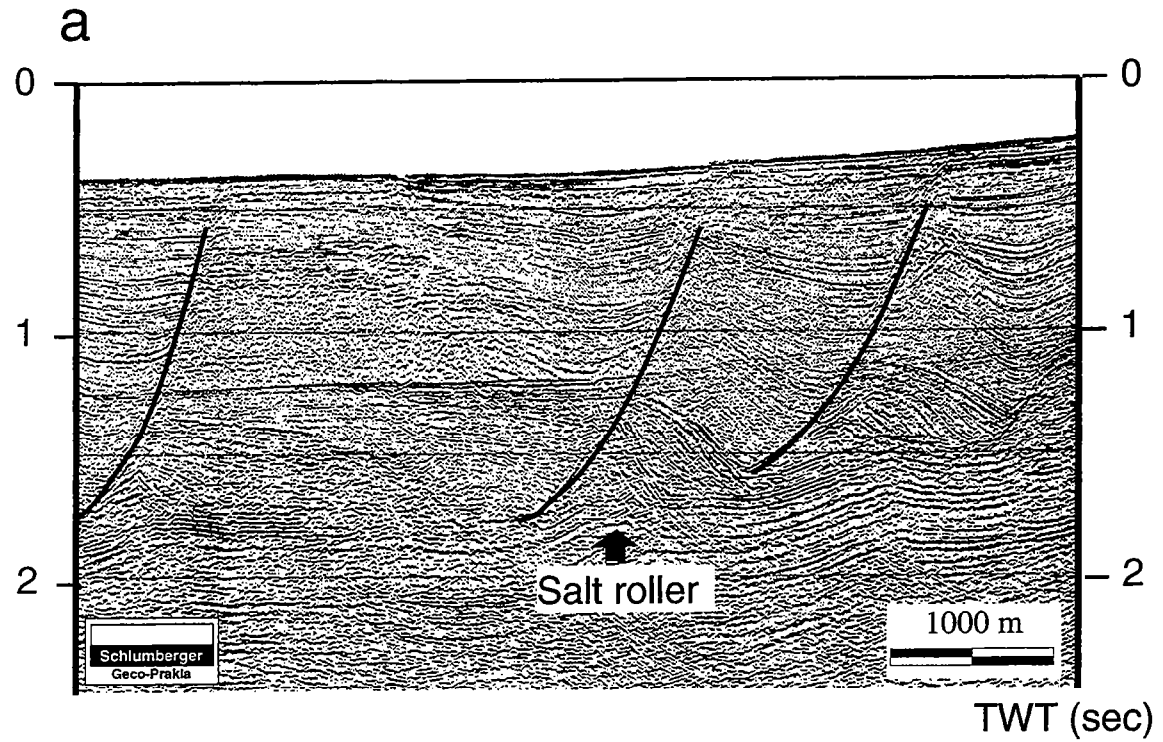


Fig. 1: Seismic images of salt rollers. a) below tilted blocks, b) below a listric fault "The seismic section illustrated comes from a non-exclusive proprietary survey owned by Geco-Prakla (U.K) Limited. Permission to use this data is gratefully acknowledged".

### SMALL-SCALE MODELLING

The models presented here consist of two-layer slabs made of Newtonian silicone putties at the base to represent salt and sand on top to represent the overlying sediments. Deformation is due to gravity alone, the silicone putties being able to flow under their own weight. Frontal spreading occurs when models are not inclined and gliding of the whole slab when the base of models is inclined at a few degrees (Brun and Merle, 1985; Merle, 1986, 1989; Mauduit *et al.*, submitted). This kind of model has already been found useful in simulating the processes of gravity induced deformation of a sedimentary pile gliding above salt with or without synchronous sedimentation (Vendeville *et al.*, 1987, Vendeville and Cobbold, 1987, 1988, Vendeville, 1989, Cobbold *et al.*, 1989; Cobbold and Szatmari, 1991; Vendeville and Jackson, 1992 a,b; Szatmari *et al.*, 1996). Detailed descriptions of the equipment, rheology of materials and analysis of models are given elsewhere in Faugère and Brun, (1984), Vendeville and Cobbold (1987), Gaullier *et al.*, (1993) or in Mauduit *et al.*, (submitted).

In the present study, some significant results concerning the structure and kinematics of salt rollers are selected from a series of more than 70 experiments.

Two specific techniques are used to study the patterns of flow and strain within the basal ductile layer. In most models, the silicone layer is made up of bars of two alternating colours but with similar viscosities arranged perpendicularly to the bulk flow direction. Vertical joints between neighbouring bars provide efficient passive markers to reveal variations in layer-parallel shear. The analysis of passive marker deformation can only be made at the end of experiments by a dissecting models in serial vertical sections parallel to the direction of gliding. In a few models, the silicone putty is transparent (PDMS, see Weijermaars, 1993) with a vertical grid of passive markers arranged in the middle of the layer lying parallel to the bulk flow direction. The progressive deformation can be monitored and photographed from the sides of the models during deformation.

### DEFORMATION WITHIN THE DÉCOLLEMENT LAYER

The type of small-scale experiment described here has been shown to enable realistic simulation of many synsedimentary structures which commonly occur in deltas or within gliding sedimentary covers on passive margins (Vendeville, 1987; Vendeville and Cobbold, 1987; Vendeville and Jackson, 1992; Gaullier *et al.*, 1993; Nalpas and Brun, 1993): diapirs, synthetic or antithetic normal growth faults and associated rollovers, tilted blocks, horst and graben structures, turtle back structures... In these experiments, faulting separates blocks in the upper brittle layer, when the brittle-ductile slab begins to glide. Since rates of displacement increase downslope, blocks tends to separate more rapidly downslope than upslope. As gliding increases, the underlying ductile layer accommodates variations in the displacement of overlying blocks. This gives rise to bulk flow patterns which combine two components. Layer-perpendicular

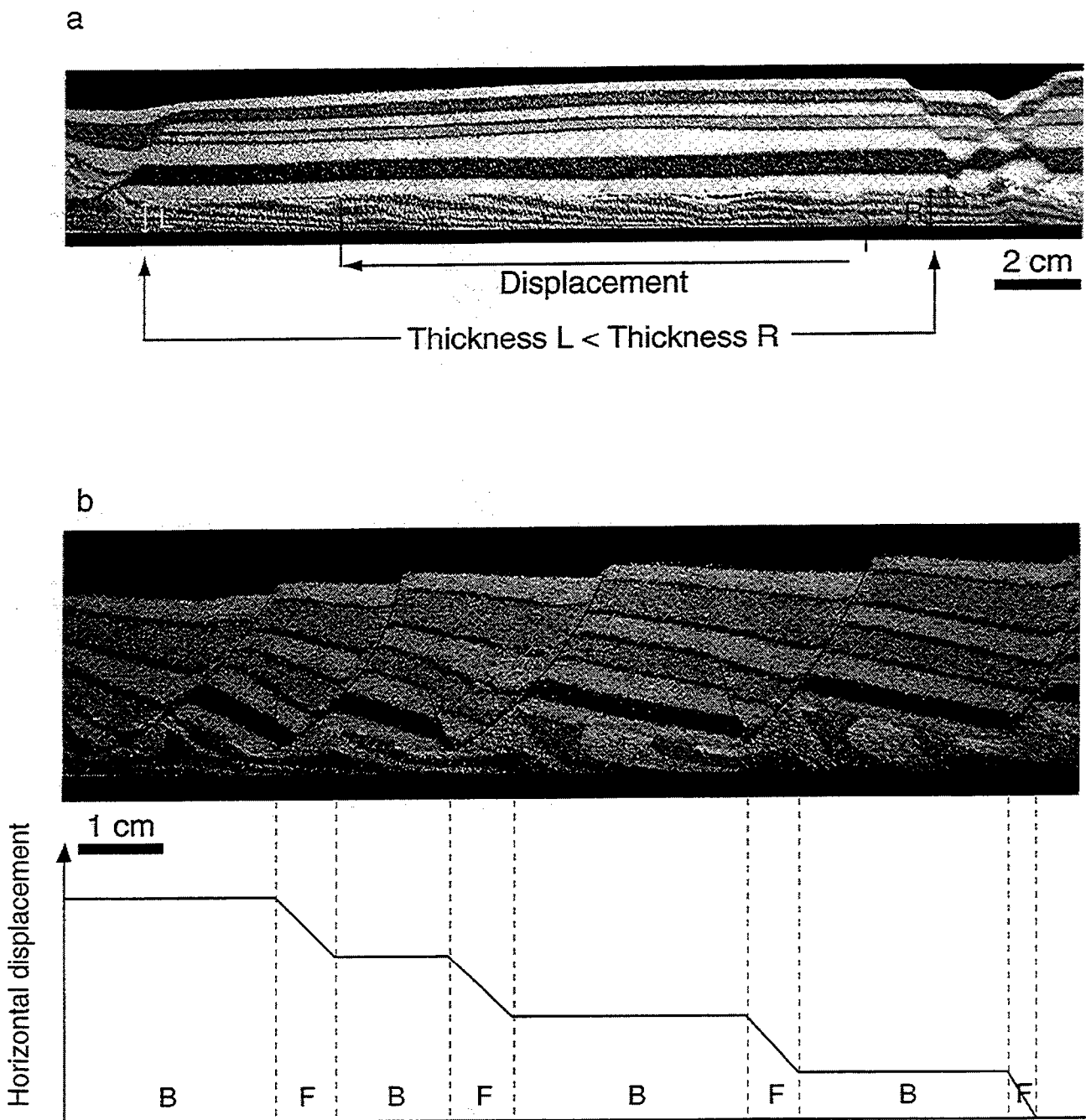


Fig. 2: Deformation within the décollement layer. a) below raft, b) below a frontal series of tilted blocks.

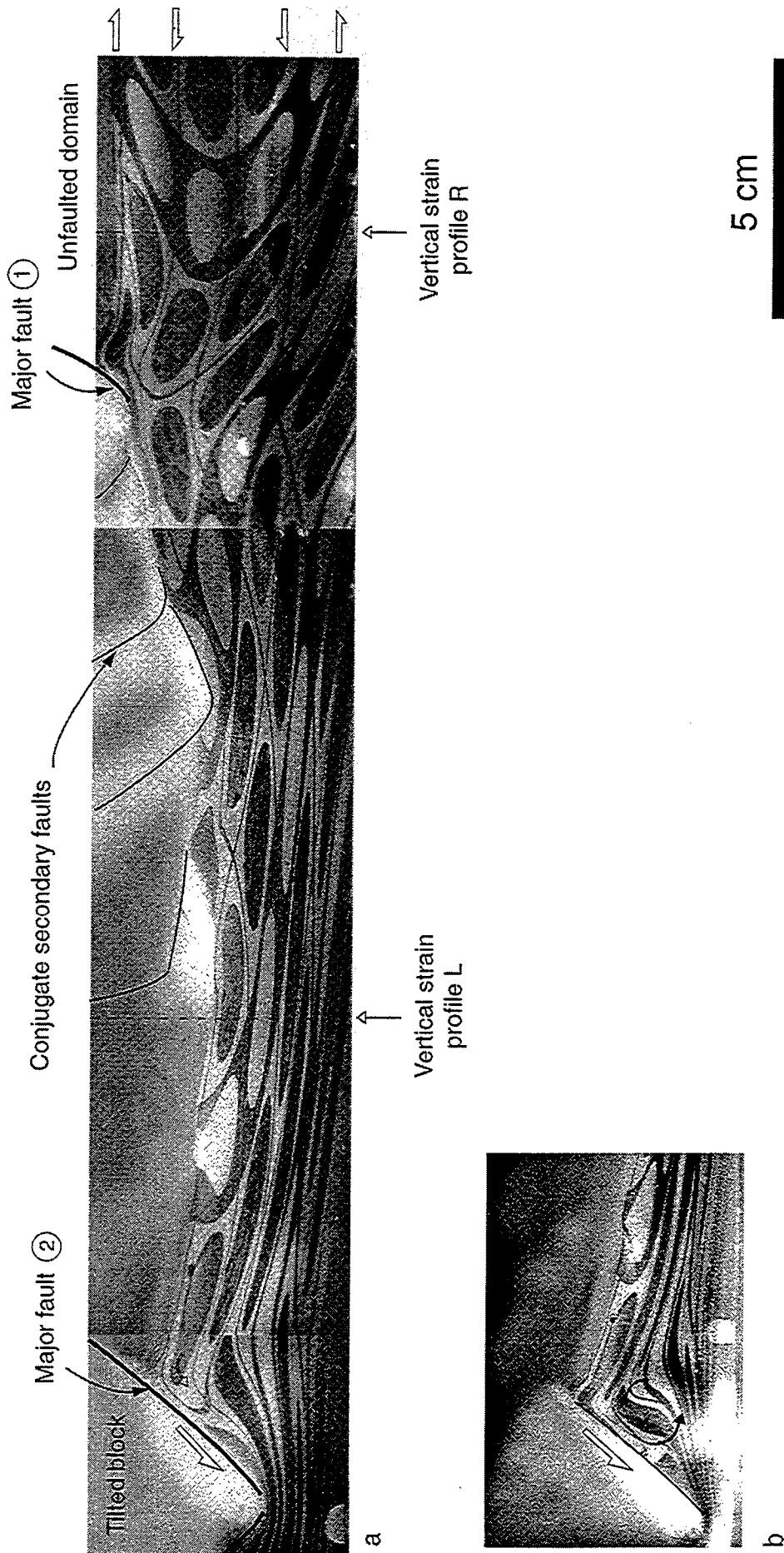
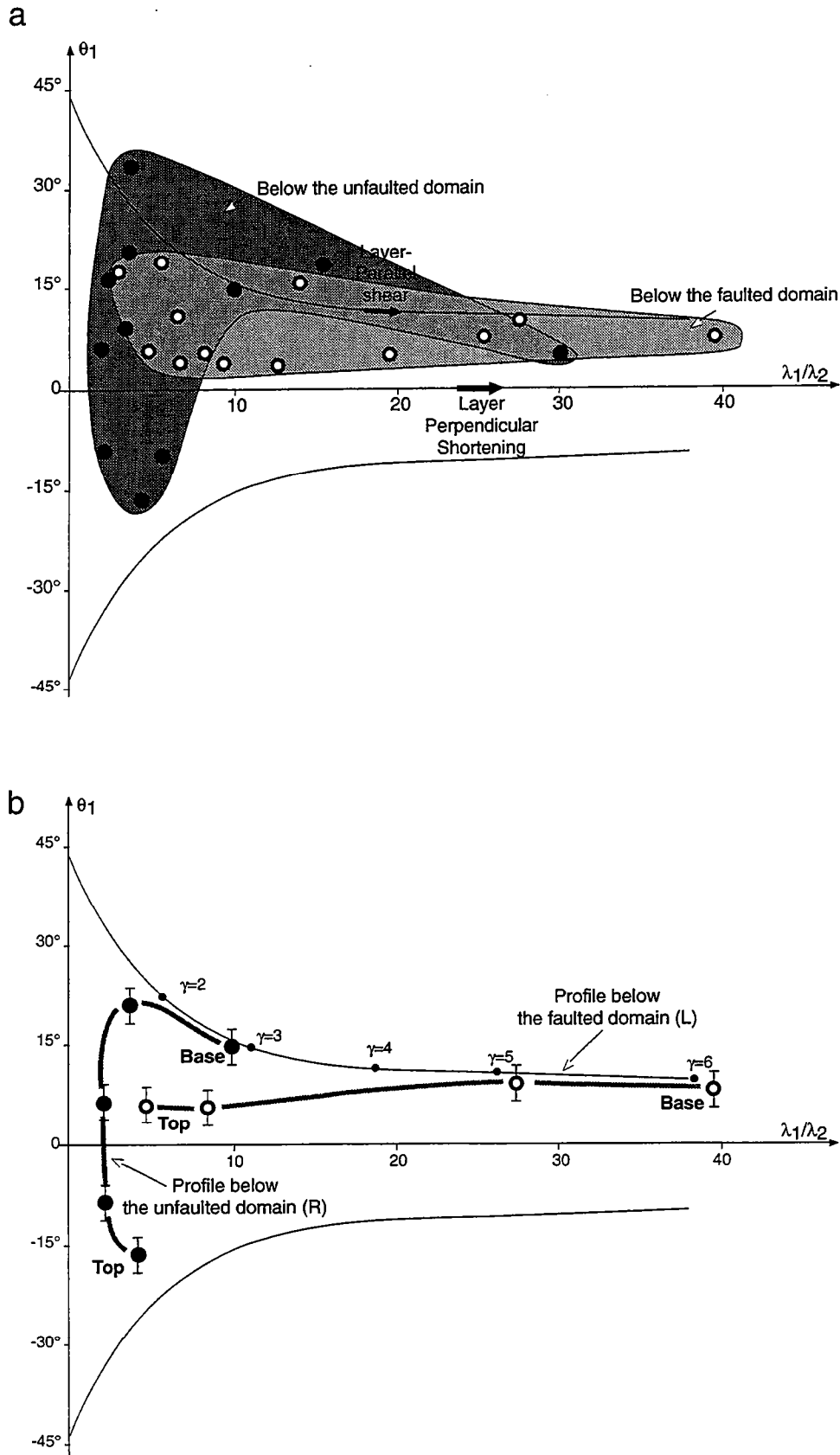


Fig. 3: Strain pattern within the décollement layer. a) general view, b) detailed view of the roller associated with fault 2 at a more advanced stage.



**Fig. 4:** a) Strain plots of data shown on figure 3a of  $\theta_1$  (angle between the long axis  $\lambda_1$  of the strain ellipse and basement) as a function of  $\lambda_1 / \lambda_2$  (ratio of principal axes of strain ellipses with  $\lambda_1 \geq \lambda_2$ ). b) strain profiles (see location on Fig. 3a).

shortening is due to lengthening of the upper brittle layer while the total volume of ductile material does not change. Therefore, the ductile layer thickness decreases with increasing slab length. A component of layer-parallel shear results from the downslope displacement of upper-layer blocks with respect to the underlying basement. The resulting deformation within the ductile décollement layer is a combination of simple shear and pure shear.

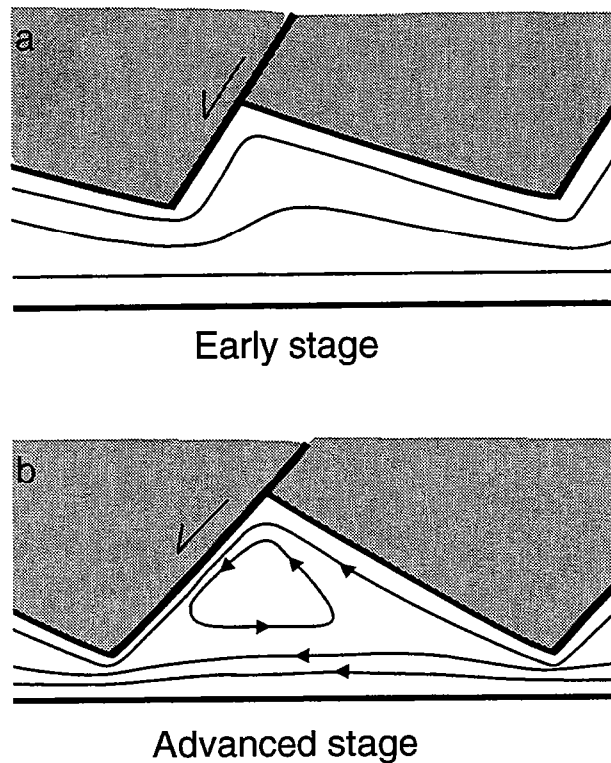
Figure 2a shows the distortion of initially vertical markers below a rafted block with a high aspect ratio. The amount of layer-parallel shear is directly obtained from the geometry of the deformed markers. Layer thinning is slightly greater downward (left) than upward (right). This observation indicates that deformation below the block combines a homogeneous component of layer-parallel shear and a component of layer-perpendicular shortening which increases downward.

Figure 2b shows a series of tilted blocks at the front of a slab undergoing frontal spreading. Below these tilted blocks, markers are sheared top to the front with a frontward increase in the amount of layer-parallel displacement (see diagram in Fig. 2b) and a frontward decrease of the mean layer thickness. In addition, markers are heterogeneously distorted below the faults of the overlying layer. The upright folding of shear markers indicates a local component of uprising flow in the triangular domains (so-called "rollers") which are bounded by a normal fault on one side and by the base of a tilted block on the opposite side. Here also, the bulk flow pattern combines a layer-parallel shear and a layer perpendicular shortening whose intensities increase toward the front (i.e., in the sense of flow). Local perturbations of this mean flow pattern occur at the intersection of the sedimentary cover faults with the ductile layer.

Figure 3 shows an experiment carried out with transparent silicone putty (PDMS) that allows progressive strain to be continuously observed during deformation. The cross section of figure 3a shows the deformation of a vertical grid of passive markers embedded in the middle of the silicone layer-parallel to the flow direction. On top of the photograph the interface between sand and silicone is seen obliquely from below. Its wavy aspect is due to second order normal faults which affect the sand layer between two major normal faults (1 and 2 on Fig. 3a). Due to the irregular shape of the sand/silicone interface the upper line of the grid of strain markers is partly hidden. A major fault (1) separates two domains, faulted (on the left) and unfaulted (on the right), another major fault (2) is the first of a series of faults that define tilted blocks at the front of the slab.

Below the unfaulted domain, the ductile layer is extruded downward (i.e., toward the faulted domain) as demonstrated by the horizontal bending of initially vertical marker lines and the reversal of shear sense from top to base. A plot of  $\theta_1$  (angle between the long axis of strain ellipses and the model basement) against  $\lambda_1/\lambda_2$  (ratio of principal axes of strain ellipses with  $\lambda_1 \geq \lambda_2$ ) shows that finite strain results from a combination of layer perpendicular shortening (pure shear) and layer-parallel shear (simple shear) (Fig. 4a). Two vertical strain profiles (Fig. 4b; see location on Fig. 3a) illustrate the increase in

strain intensity (i.e. increasing value in  $\lambda_1/\lambda_2$ ) from top to base below the unfaulted (profile R) and faulted (profile L) domains. In both profiles, the highest strain intensities correspond to simple shear or nearly simple shear. A comparison between these profiles also reveals an increase in strain intensity from back (R) to front (L). The upward bending of initially horizontal markers lines indicates a component of uprising flow below major faults. On figure 3b, which represents a later stage of development, the offset of normal fault 2 has significantly increased and a return flow has started to develop in the roller. During the early stages (Fig. 5a), the flow lines are only slightly distorted by the fault cross-cutting the brittle-ductile interface. The transition to the advanced stage (Fig. 5b), where an isolated flow cell is present, can be attributed to the strong layer thinning occurring below the lower corner of the hangingwall block. The ductile material dragged downward by the fault cannot flow into the channel that undergoes narrowing below the hangingwall block and then returns within the roller.



**Fig. 5:** Sketch diagram showing the evolution of flow lines.



### INTERNAL STRUCTURES OF ROLLERS

Figure 6a shows a model with no sedimentation during deformation. Upper layer thinning within a graben allows the lower ductile layer to uprise and to reach the surface (i.e., as a piercing diapir). Initially vertical markers in the ductile layer are strongly sheared and rotated to a low angle of dip prior to graben opening. At the diapir base and below the bounding upper layer blocks, the markers are rotated into near parallelism with the underlying basement. The internal structure of the diapir, as displayed by deformed passive markers, is asymmetric, whereas its external shape is only slightly asymmetric. The ductile material tends to rise up vertically within the opening gap between separating blocks. The simultaneous displacement of blocks shifts the diapir in the sense of layer-parallel flow. This brings about the development of a flow cell, within the diapir, which corresponds to the vorticity induced by layer-parallel shear. Below the blocks bounding the diapir, layer-parallel shear is entirely transformed into internal strain.

Figures 6b and c show models with synkinematic sedimentation where ductile rollers are buried at two different levels below the sedimentary cover. In Figure 6b, the roller hinges nearly arrive at the surface. In this experiment, a sequential deposition of sand layers is used to simulate sedimentary progradation towards the front of the model. The ductile layer starts to flow before the upper layer is deposited. This explains why up to seven markers are present within the rollers. Passive markers are so intensely sheared before deposition of the upper layer that, when rollers start to develop, they are superposed onto each other in near parallelism with the basement. This provides more detail on the internal structure of rollers. From right to left, the three rollers display an increasing internal asymmetry, whereas their external shape remains nearly symmetrical. The right-hand roller developed under a nearly symmetrical graben, as indicated by the geometry of layers and faults in the sedimentary cover. In addition, the internal structure of the roller is nearly symmetrical, with a mushroom-type geometry. In this example, which is exceptional in the present experiments, roller growth occurs in a nearly coaxial deformation environment and, in terms of flow pattern, corresponds to two flow cells with opposite senses of rotation. The two other rollers of the same model show an internal asymmetry increasing toward the left (i.e., towards the front). This simply results from the forward displacement of upper layer blocks with respect to the basement. The internal asymmetry of rollers is accompanied in the sedimentary cover by variations of tilt and thickness in the synkinematic layers and in forward-dipping major faults. The two left-hand rollers are developed below asymmetric grabens. They both display an asymmetric mushroom-type internal structure, indicating a dominant flow cell whose sense of rotation is compatible with the dominant sense of shear in the ductile layer. In other words, and from a comparison with the right-hand roller, layer-parallel shear tends to inhibit the development of flow cells whose sense of rotation is opposite to the vorticity

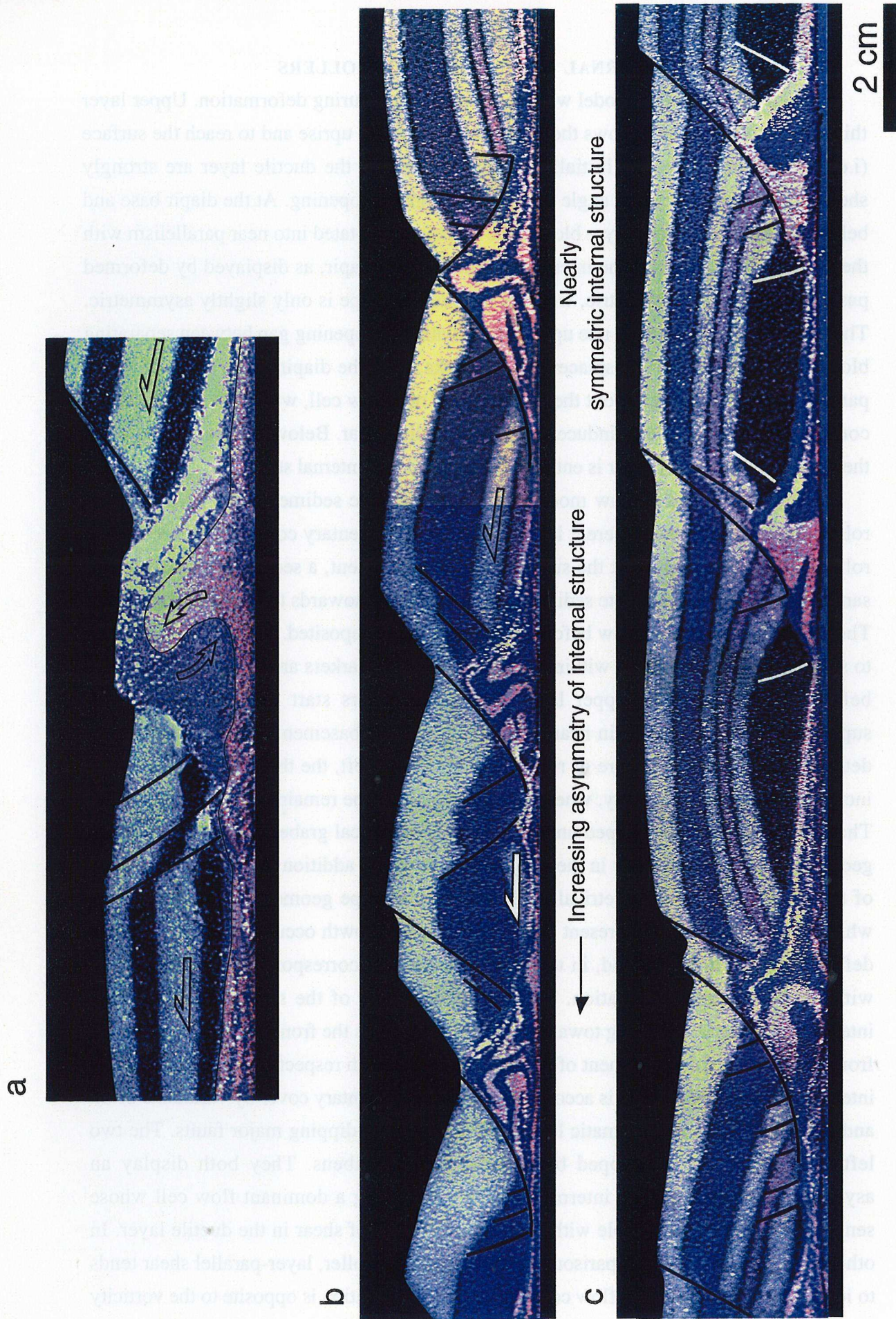


Fig. 6: Internal structure of rollers. a) roller without sedimentary cover - i.e. piercing diapir -, b) nearly emergent rollers, c) buried rollers.

of layer-parallel shear, but on the contrary, it enhances flow cells with similar sense of rotation.

In figure 6c, roller hinges throughout the experiment are more deeply buried than in the previous model (Fig. 6b) and the sedimentary pile is thicker. Rollers occur between slightly tilted blocks, but are clearly separated by major normal faults which all dip towards the front. The three rollers exhibit an internal deformation of passive markers, giving rise to asymmetric "mushrooms" comparable to those in the previous model and having a similar frontward increase in internal asymmetry.

In the models shown in figures 6 b and c, it is noteworthy that the degree of internal asymmetry is independent of the external shape and size of the roller. The degree of internal asymmetry clearly increases as a function of upper-layer block displacement with respect to the basement and the resulting amount of finite shear in the décollement layer. The size and shape of rollers is controlled by the relative rate of block separation and synchronous sedimentation.

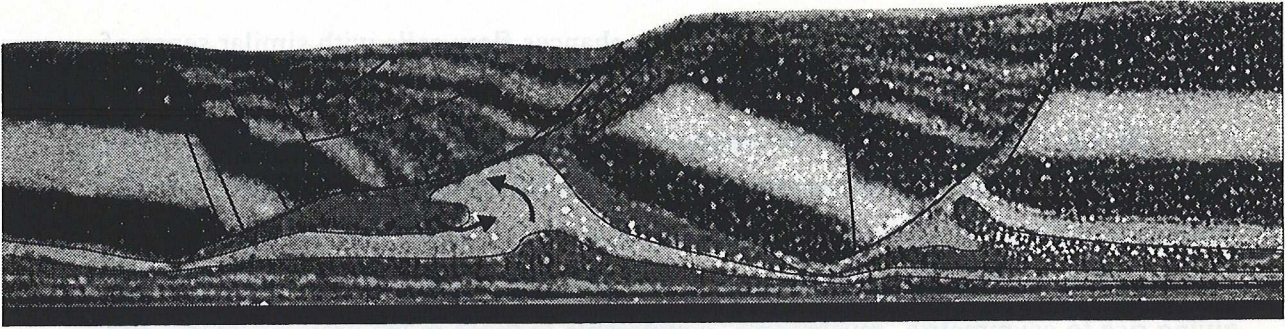
The close similarities existing between the models without synkinematic sedimentation (i.e. pure diapirism) (Fig. 6a) and with sedimentation (at low rate: Fig. 6b; at higher rate: Fig. 6c) demonstrates that the frontward increase in internal asymmetry in models shown in figures 6b and 6c is a direct consequence of the frontward increase of upper-layer block displacement and, subsequently the intensity of layer-parallel shear in the lower ductile layer.

Figure 7 shows three examples of listric growth faults with associated rollovers. At an early stage of development (Fig. 7a) the roller displays an asymmetric mushroom-like internal structure fairly similar to those observed in previous models (Fig. 6). At more advanced stages (Figs 7b and c) the internal asymmetry is strongly amplified, but exhibits deformed patterns of markers broadly similar to those in figure 7a. During rollover growth, the rollover base comes into progressive parallelism with the basement, thus inducing a strong layer-parallel shear in the décollement layer (Fig. 7b and c). Within the roller, shearing is intense at the base and along the listric fault, while a flow cell remains active at all stages of development.

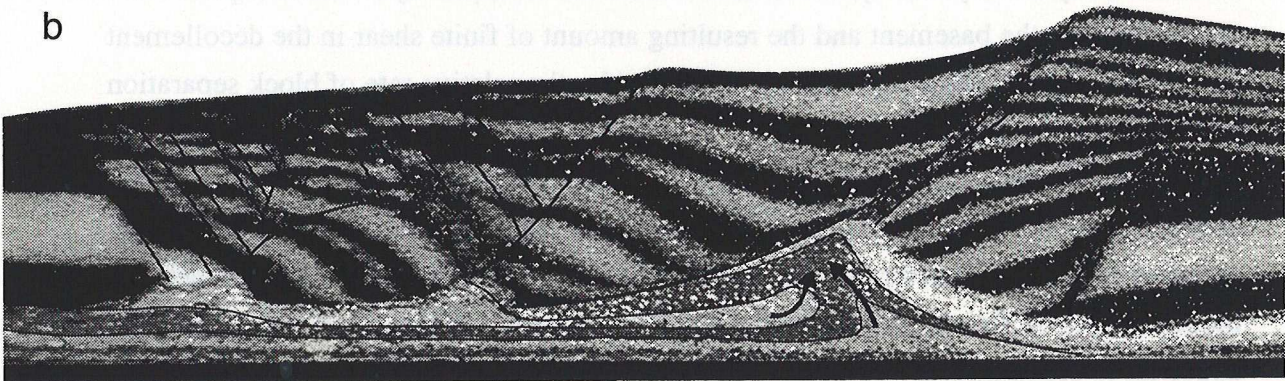
#### EXTERNAL SHAPE OF ROLLERS

On Figure 8, the aspect ratio  $W/A$  of rollers is plotted as a function of the asymmetry ratio  $W/Wh$ , where  $W$  is the width,  $A$  the amplitude, and  $Wh$  the horizontal projection of the hangingwall limb ( $h$ ). Two distinct clusters of points represent the rollers associated with tilted blocks and those associated to listric faults and rollovers. The location and shape of each of these clusters reflect the mode of roller development. The arrows indicate the trend of development during progressive deformation.

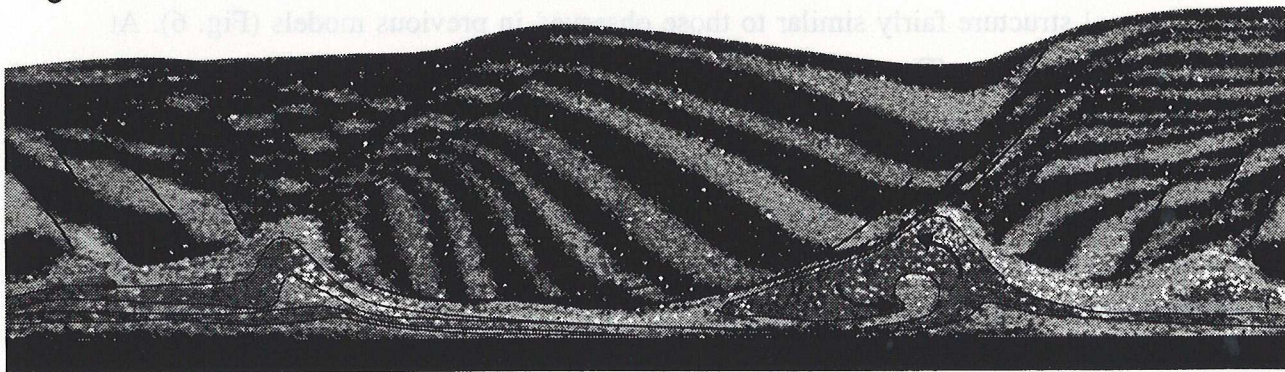
a



b

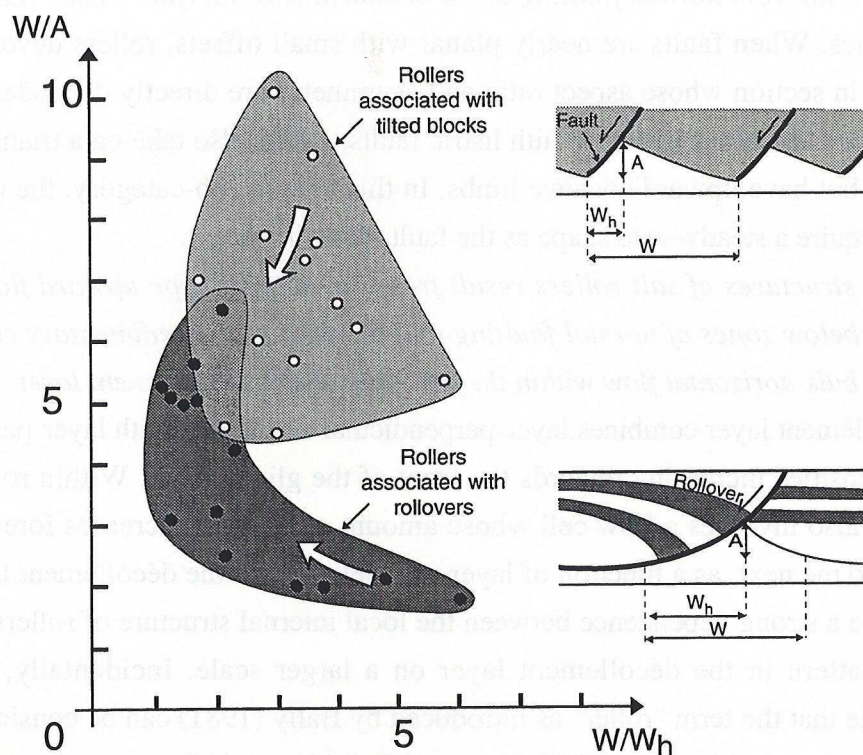


c



5 cm

Fig. 7: Rollers associated with listric faults and rollovers. a) early stage, b) and c), advanced stage.



**Fig. 8:** External shape of rollers. The aspect ratio  $W/A$  ( $W$ : the width,  $A$  amplitude) is plotted against the asymmetric ratio  $W/Wh$ , ( $Wh$ : horizontal projection of the hangingwall ( $h$ ) limb).

The ratios  $W/A$  and  $W/Wh$  decrease during block tilting (see arrow on cluster). But because both ratios are dependent on the initial value of  $W$  (fault spacing), which is widely variable, the resulting cluster of points is scattered. During rollover growth, the horizontal projection of listric faults (rollover lengths) increases, while the width  $W$  of the roller decreases and the amplitude  $A$  remains nearly constant. This leads firstly to a decrease in roller asymmetry  $W/Wh$ , and secondly to an increase in the aspect ratio  $W/A$ . The resulting cluster of points exhibits a boomerang-type shape. It is noteworthy that the development of both types of roller shape are convergent, especially if we consider that they have significantly different lifetimes: short for tilted blocks and long for rollovers.

### DISCUSSION-CONCLUSIONS

Salt rollers make up a category of structures that are very commonly observed on seismic images of environments showing salt tectonics, but are far less spectacular than salt diapirs or rollover depocentres. This could partly explain why they have attracted little interest up to now. The present study is a first attempt aimed at defining the structural setting of salt rollers and describing their external shape and internal structures. The present analysis is based on laboratory experiments using analogue models of gravity gliding; it leads to the following conclusions:

(1) *Salt rollers result from normal faulting of the sediment-salt interface.* They fall into two sub-categories. When faults are nearly planar with small offsets, rollers develop a triangular shape in section whose aspect ratio and asymmetry are directly dependent on fault spacing, offset and block tilting. With listric faults, rollers also take on a triangular shape in section but have upward concave limbs. In this second sub-category, the roller shape tends to acquire a steady-state shape as the fault offset increases.

(2) *The internal structures of salt rollers result from the diapiric-type upward flow of ductile material below zones of normal faulting and thinning of the sedimentary cover, superposed onto bulk horizontal flow within the flat lying ductile décollement layer.* Bulk flow in the décollement layer combines layer-perpendicular shortening with layer-parallel shear, with intensities increasing towards the front of the gliding slab. Within rollers, the flow pattern also involves a flow cell whose amount of rotation increases forward from one roller to the next, as a function of layer-parallel shear in the décollement layer. There is therefore a strong dependence between the local internal structure of rollers and the bulk flow pattern in the décollement layer on a larger scale. Incidentally, it is interesting to note that the term "roller" as introduced by Bally (1981) can be considered premonitory even though this concept lacked any explicit kinematic interpretation at that time. The existence of an internal flow cell, revealed in the present experiments, *a posteriori* fully justifies the term from the point of view of its kinematic implication.

It is also important to note that the diapiric uprise observed within rollers is not a primary and independent phenomenon due to an inverse density gradient -i.e. Rayleigh Taylor instability- but is merely a consequence of cover faulting. This is in agreement with similar conclusions previously drawn up by Vendeville and Jackson, (1992a, b) and by Nalpas and Brun, (1993). The upward flow of ductile material below zones of cover faulting and thinning corresponds to local isostatic readjustment. However, rollers belong to a particular category of diapirs since they do not continuously amplify through time. Their aspect ratios show no significant variation with time nor as a function of sedimentation.

(3) The present study will have some further impact, in particular in seismic interpretation. Rollers represent local zones of salt concentration that produce the usual artifacts on seismic images observed in and around salt structures. A better knowledge of the internal and external structure of rollers could help in defining new procedures of seismic processing. In other respects, improved seismic images of salt rollers would probably facilitate seismic interpretation around and below rollers.

*Acknowledgments*

This work was financed by Elf Aquitaine Production. Experimental data were acquired during the MARGES project (*Modélisation Analogique des Relations entre la Gravité Et la Sédimentation*, Géosciences Rennes-Elf Aquitaine Exploration Production) which aimed to study the interactions between sedimentation and faulting during gravity driven deformation. The authors acknowledge Elf for the autorisation to publish this paper and Schlumberger Geco-Prakla for permission to use seismic data. We also, thank J.J. Kermarrec for invaluable technical assistance during the experiments, and M.S.N. Carpenter for improving the English.

**REFERENCES**

- Bally, A. W., Bernouilli, D., Davis, G. A. and Montadert, L. 1981. Listric Normal Fault. *Oceanologica Acta* N° SP, 87-101.
- Brun, J. P. and Merle, O. 1985. Strain Patterns in Models of Spreading-gliding Nappes. *Tectonics* 4, N°7, 705-719.
- Cobbold, P., Rossello, E. and Vendeville, B. 1989. Some Experiments on Interacting Sedimentation and Deformation above Salt Horizons. *Bull. Soc. Geol. France* 3, 453-460.
- Cobbold, P. R. and Szatmari, P. 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics* 188, 249-289.
- Faugère, E. and Brun, J. P. 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 299, 365-370.
- Gaullier, V., Brun, J. P., Guerin, G. and Lecanu, H. 1993. Raft Tectonics: the effects of residual topography below a salt décollement. *Tectonophysics* 228, 363-381.
- Mauduit, T., Guerin, G., Brun, J. P. and Lecanu, H. 1997. Raft Tectonics: the effects of basal slope value and sedimentation rate on progressive deformation. *accepted to Jour. of Struc. Geol.*
- Merle, O. 1986. Patterns of Stretch Trajectories and Strain Rates within Spreading Gliding Nappes. *Tectonophysics* 124, 211-222.
- Merle, O. 1989. Strain Models within Spreading Nappes. *Tectonophysics* 165, N°1-4, 57-71.

- Nalpas, T. and Brun, J.-P. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics* **228**, 349-362.
- Szatmari, P., Guerra, M. C. M. and M.A. Pequeno 1996. Genesis of large counter regional fault by flow of Cretaceous Salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil, In Alsop, G.I., Blundell D.J. & Davison, I. (Eds), "Salt Tectonics". *Geol. Soc. Spec. Pub.* **100**, 259-264.
- Vendeville, B. 1987. Champs de failles et tectonique en extension : Modelisation expérimentale. *Mem. et Docs du CAESS*, **15**.
- Vendeville, B. and Cobbold, P. R. 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux. *C. Acad. Sci. Paris* **305**, 1313-1319.
- Vendeville, B., Cobbold, P. R., Davy, P., Brun, J. P. and Choukroune, P. 1987. Physical models of extensional Tectonics at various scales. In: *Continental Extensional Tectonics* (edited by M. Coward, J. F. Dewey, P.L. Hancock). London, **28**, 95-107.
- Vendeville, B. and Cobbold, P. R. 1988. How Normal Faulting and Sediments Interact to Produce Listric Fault Profiles and Stratigraphic Wedges. *Jour. Struc. Geol.* **10**, 649-659.
- Vendeville, B. and Jackson, M. P. A. 1992a. The Rise of Diapirs During Thin Skinned Extension. *Mar. Petrol. Geol.* **9**, 331-353.
- Vendeville, B. and Jackson, M. P. A. 1992b. The Fall of Diapirs During Thin Skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.* **9**, 354-371.
- Weijermars, R. 1986. Polydimethylsilohexane flow defined for experiments in fluid dynamics. *Appl. Phys. Lett.* **48**, 109-111.



# *Chapitre IV*

*Cinématique*

*des*

*systèmes*

*failles listriques/rollovers*

# Chapitre IV

## Cinématique

des

systèmes

à liaisons multiples

## IV. Cinématique des systèmes failles listriques/rollover

### IV. 1. Introduction

Les systèmes "faille listrique/rollover" sont très communs dans les bassins sédimentaires, en particulier deltas et marges passives. Ils se développent lorsque le glissement gravitaire est autorisé par la présence d'un niveau de décollement -i.e. roches au comportement ductile : évaporites ou argiles sous compactées-. L'imagerie sismique intensive menée pour l'exploration pétrolière a produit une quantité considérable de ces images dans des environnements géologiques différents. En conséquence et notamment à cause de leur intérêt économique ils ont, à la différence des rollovers précédemment décrits, stimulé de nombreuses études, des plus académiques aux plus appliquées. La déduction de la profondeur des failles dites listriques, en fonction de la géométrie des strates dans les rollovers associés, a été modélisée pour plusieurs types de déformation (Verrall, 1981 ; Gibbs, 1983; Davison, 1986; White *et al.*, 1986, White, 1987; Williams and Vann, 1987; Dula, 1991). Des expériences analogiques sur sable ont été utilisées pour étudier la déformation, pour des failles de formes prédéterminées (Davison, 1986, Mc Clay, 1987; Mc Clay and Ellis, 1987; Ellis and Mc Clay, 1988; Mc Clay, 1989; Mc Clay, 1990, Mc Clay and Scott, 1991; Mc Clay *et al.*, 1991). La plupart de ces analyses expérimentales suppose généralement une géométrie initiale de la faille qui ne change pas au cours du temps. Une telle hypothèse doit être débattue dans la mesure où les systèmes faille de croissance/rollovers résultent de la double interactions entre, niveaux fragiles (sédiments) - niveaux ductiles (sel) et entre déformation et sédimentation (Vendeville, 1987, Vendeville and Cobbold, 1988; Vendeville and Jackson, 1992 a, b; Mauduit *et al.*, 1996, Brun and Mauduit, 1996).

Nous présentons dans ce chapitre une nouvelle interprétation en terme de cinématique des systèmes faille de croissance/rollover. Après avoir rappelé le modèle communément accepté, pour les failles dites listriques nous montrons sur la base de modèles analogiques que ce modèle est inadapté. Un modèle cinématique expliquant simultanément les failles synthétiques et failles antithétiques est proposé.

## IV. 2. Kinematics of Listric fault/rollover systems

### IV. 2. 1. Résumé

Les failles listriques et les rollovers associés qui se développent en contexte d'extension gravitaire sont soit synthétiques soit antithétiques du déplacement. Sur la base d'expériences sur modèles analogiques nous montrons que le modèle cinématique communément accepté ne s'applique pas aux deux situations. Une ré-interprétation de la cinématique des systèmes failles listriques/rollovers est donc proposée. La validité des modèles qui postulent une courbure initiale et permanente des failles est discutée.

IV. 2. 2. Article

Article soumis à *GEOLOGY*

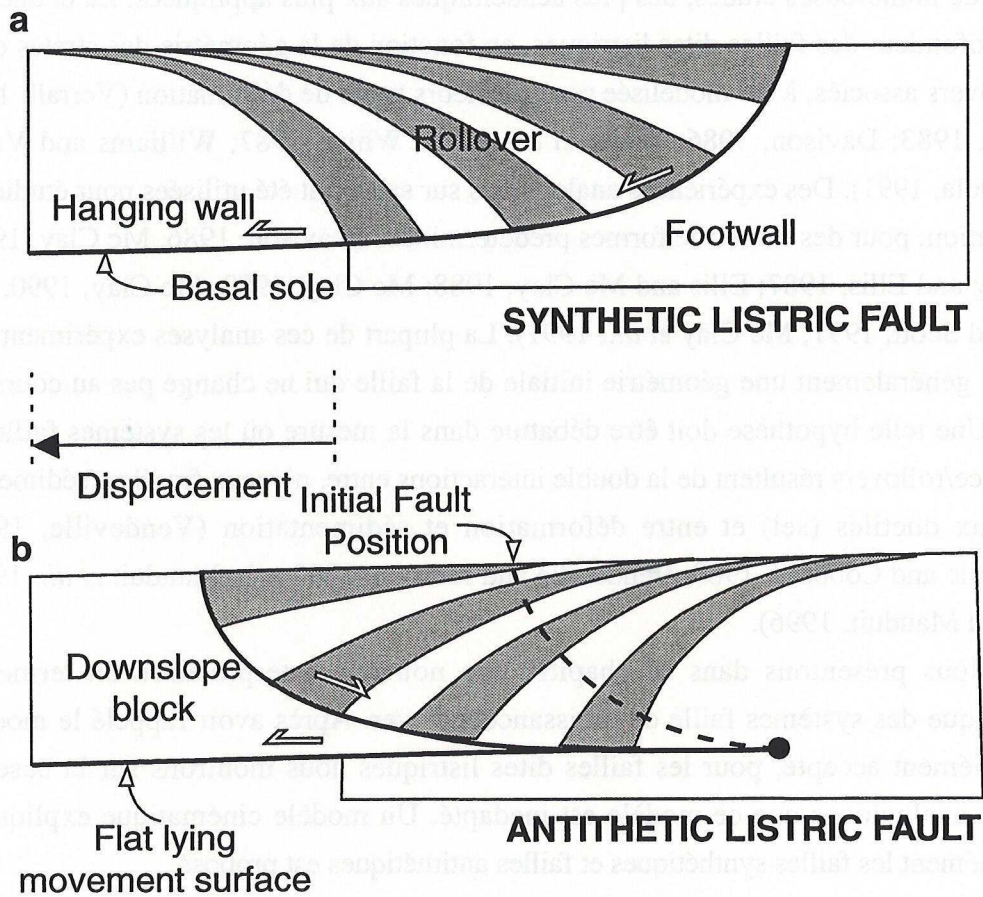


Fig. 1: a: Commonly accepted picture of a listric normal fault. b: antithetic listric fault.

## Kinematics of Listric fault/rollover systems

J. P. Brun and T. Mauduit

Géosciences Rennes, UPR 4661 Centre National de la Recherche Scientifique,  
Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu 35042 Rennes, France

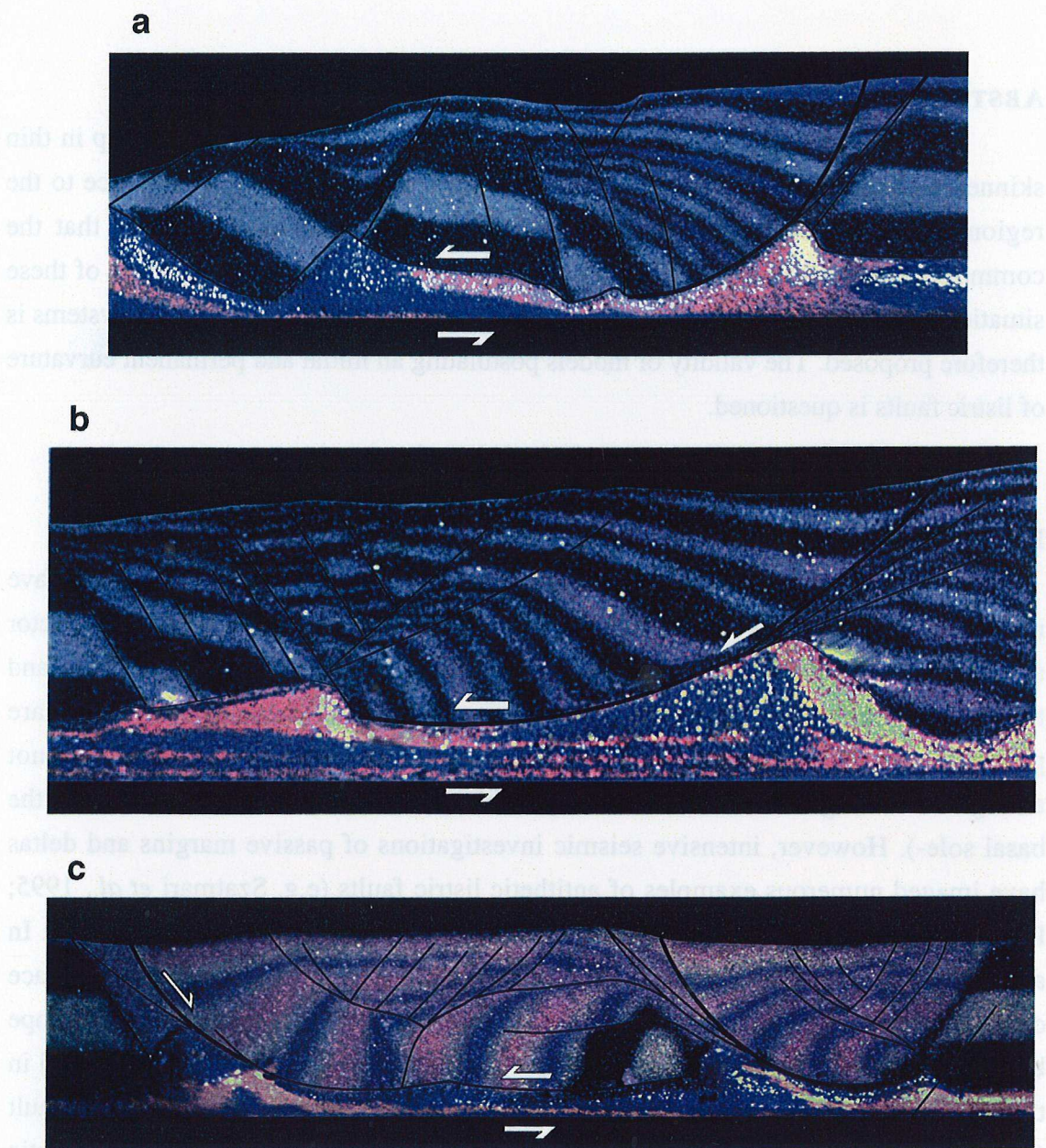
### ABSTRACT

Listric growth faults and associated rollovers which commonly develop in thin skinned extensional systems can be either synthetic or antithetic with reference to the regional sense of displacement. Using laboratory experiments it is shown that the commonly accepted kinematic model of a listric fault does not apply to either of these situations. A reappraisal of the kinematic significance of listric faults/rollover systems is therefore proposed. The validity of models postulating an initial and permanent curvature of listric faults is questioned.

### INTRODUCTION

The commonly accepted picture of a listric normal fault is an upward concave movement surface which continuously transforms a steeply plunging displacement vector at the surface to a nearly horizontal one at depth (Fig. 1a). The hanging-wall block and the wedge shaped sedimentary layers deposited during fault displacement are progressively down bent giving birth to a so called rollover. This picture is not ambiguous as long as the listric fault is synthetic (-i.e. dipping in the same sense as the basal sole-). However, intensive seismic investigations of passive margins and deltas have imaged numerous examples of antithetic listric faults (e.g. Szatmari *et al.*, 1995; Liro and Coen, 1996) which do fit with the above geometry and kinematics pattern. In antithetic listric fault/rollover systems, the rollover part does not necessarily displace downwards and a flat lying movement surface must exist below the moving downslope block (Fig. 1b). Moreover, even if it is easy to separate a hangingwall from a footwall in the classical model of a listric fault (Fig. 1a), this is not possible for an antithetic fault (Fig. 1b). The above considerations show that the more generally accepted kinematic models of listric normal faults do not apply to either synthetic or antithetic normal growth faults.

In the present study, both synthetic and antithetic listric growth faults were obtained in small scale experiments of syn-sedimentary gravity gliding. Some results are presented here which help understanding the kinematic significance of listric faults/rollover systems.



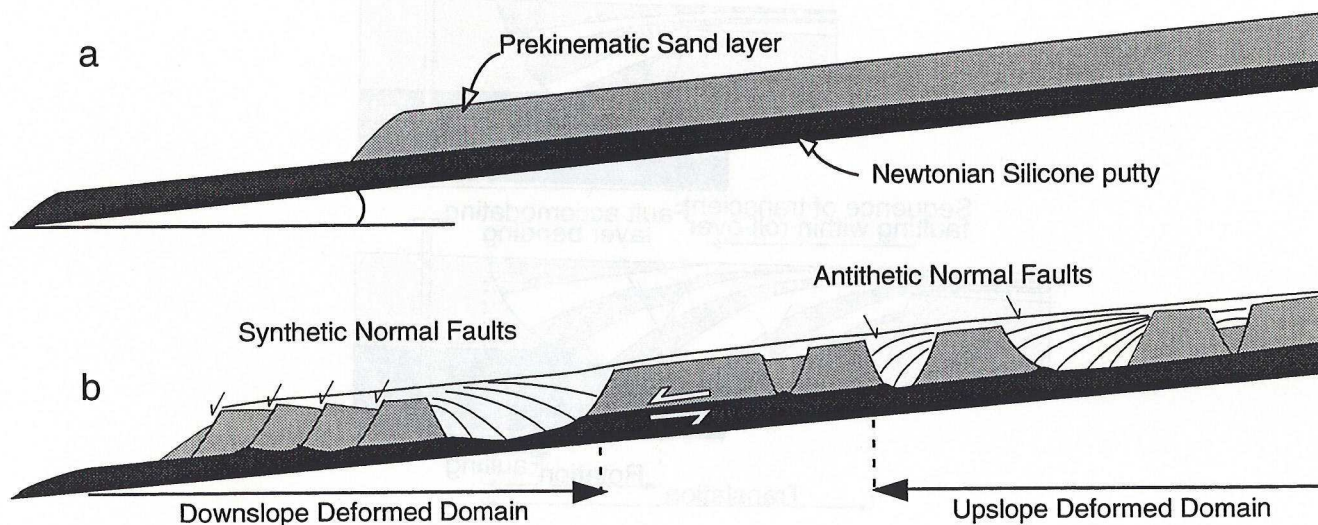
**Fig. 2:** Listric fault/rollover systems obtained in sand-silicone analog experiments (See Fig. 3). (a) and (b) show early and evolved stages of synthetic systems, respectively. (c), antithetic system. Initially vertical passive markers indicate the sense of shear within the basal silicone layer.

**LABORATORY MODELS**

Figure 2 presents rollover type depo-centers obtained in gravity gliding experiments. All models are initially made up of a basal layer of Newtonian silicone putty overlaid by a constant thickness layer of sand. The base of the model is inclined at a constant angle of a few degrees allowing the model to flow downslope under its own weight. Sedimentation is made at regular time intervals during deformation (see Vendeville and Cobbold, 1987). For basal slope angles higher than 2°, two deformation domains develop (Fig. 3). Synthetic normal faults dominate in the downslope domain. Both synthetic and antithetic faults commonly coexist in the upslope domain. Deformation of the sand layer always starts with small grabens, which generally evolve asymmetrically giving tilted blocks and/or listric growth faults (Fig. 3)

Figures 2a and b illustrate two characteristic stages of development of rollover associated with synthetic normal faults. Figure 2c shows two neighbouring rollovers associated to antithetic normal faults. In both synthetic and antithetic examples a series of normal faults dipping opposite to the main growth fault -or a fan of conjugate normal faults- are seen to accommodate the rotation of layers within the rollover.

The basal silicone layer is made up of bars of two alternating colors giving passive shear markers. Below rollovers, associated with both synthetic and antithetic growth faults, passive markers indicate a downslope sense of shear (see arrows on Fig. 2). For antithetic growth faults (Fig. 2c), there is therefore an apparent kinematic contradiction between senses of shear on the fault and below the rollover structure.



**Fig. 3:** Initial (a) and final (b) sections of gravity gliding experiment of a sand-silicone model.

**KINEMATIC MODELS**

The following conceptual models help understand what is observed in the above experiments.

**Synthetic growth fault**

Deformation starts with the initiation of a graben which separates an upslope block from a downslope block in the brittle layer (Fig. 4). The upslope block is pinned to the basement in such a manner that displacement on the main growth fault is entirely transformed into ductile shear along the décollement layer situated below the downslope block and the growing rollover. Once deposited, new layers undergo friction along the fault until they come into contact with the ductile layer. Then, the fault trace is first rotated and later passively translated nearly parallel to the top of the basement. Rotation of the fault trace and the layers is accommodated by transient normal faults within the rollover. Progressive capping by layers deposited during deformation indicates a sequential development of these faults toward the main growth fault (Fig. 2).

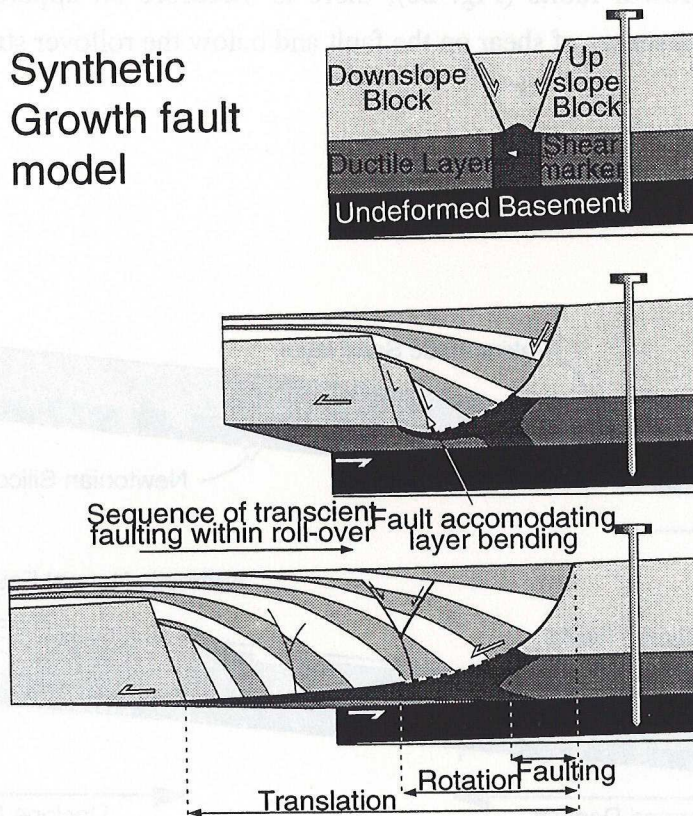
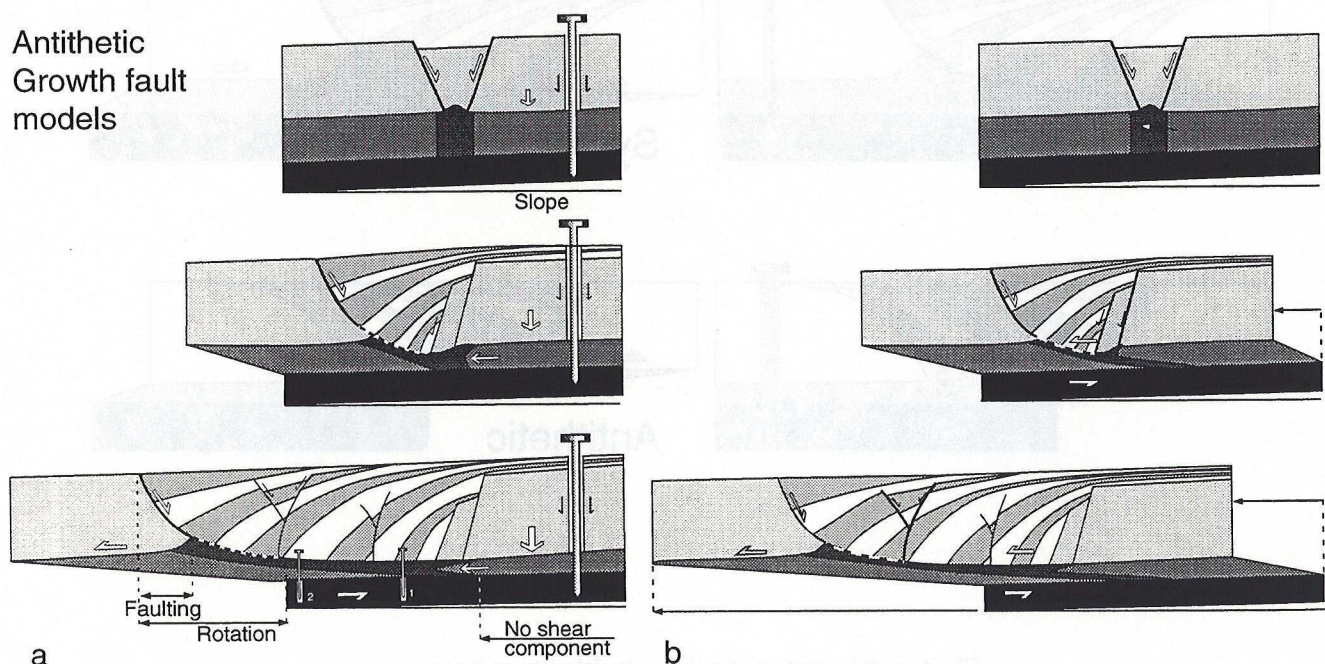


Fig. 4: Synthetic growth fault model with upslope block pinned to the basement.

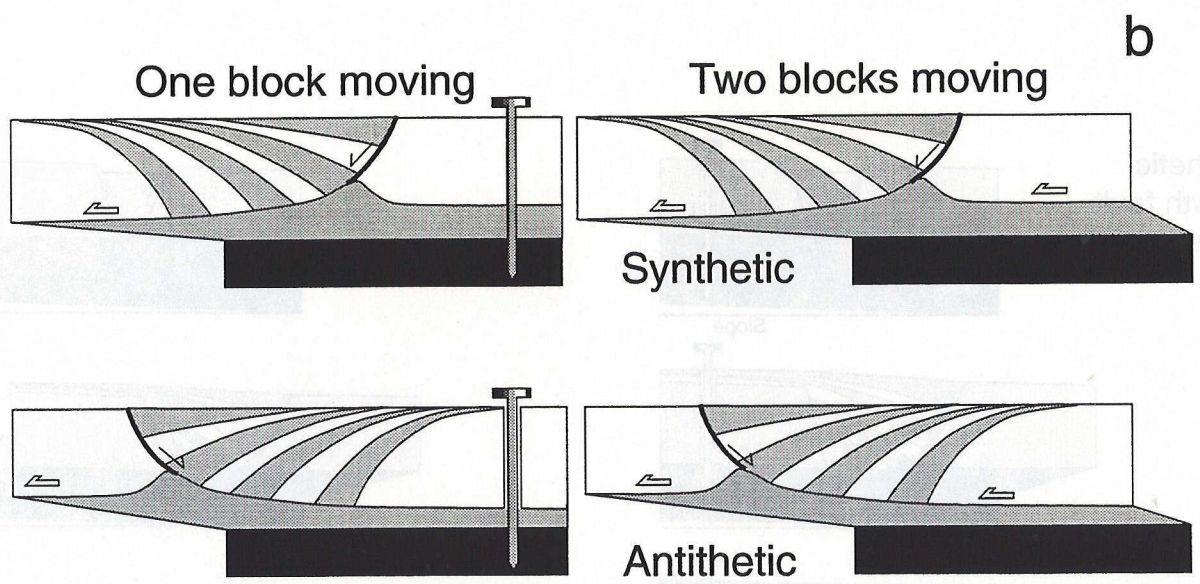
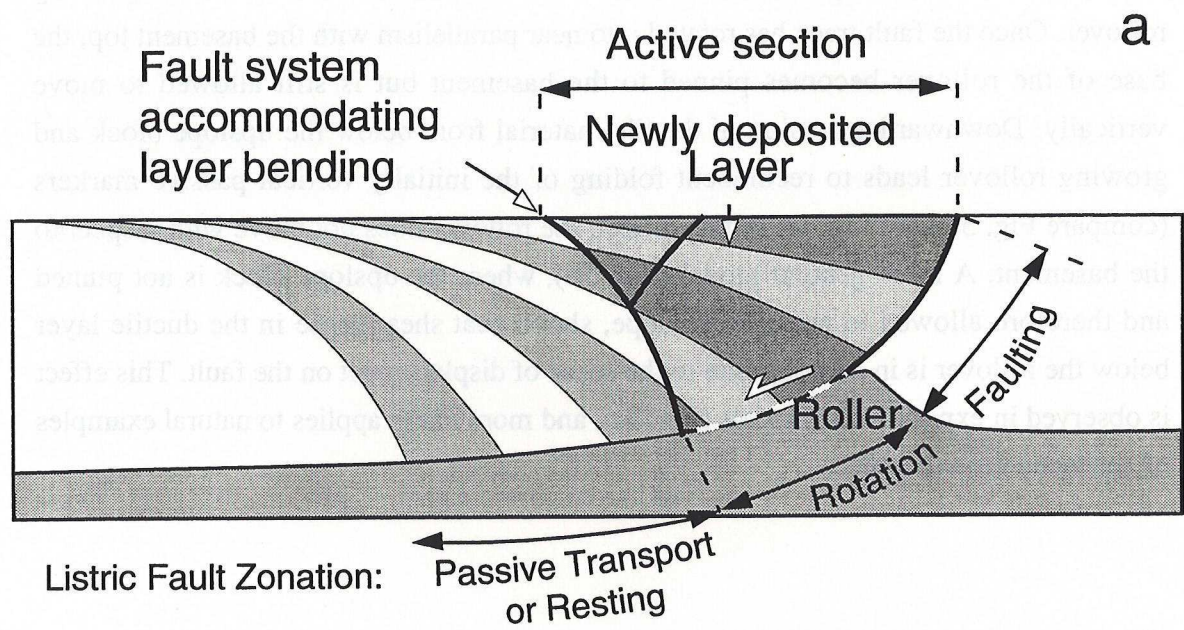


### Antithetic growth fault

The initial stage (Fig. 5a) show one particular difference with synthetic growth fault (Fig. 4a): the upslope block is pinned to the basement but is allowed to move vertically. The ductile layer below can therefore extrude downward under the growing rollover. Once the fault trace has rotated into near parallelism with the basement top, the base of the rollover becomes pinned to the basement but is still allowed to move vertically. Downward extrusion of ductile material from below the upslope block and growing rollover leads to recumbent folding of the initially vertical passive markers (compare Fig. 5a with Fig. 4). In this model, the rollover does not move with respect to the basement. A more general model (Fig. 5b), where the upslope block is not pinned and therefore allowed to move downslope, shows that shear sense in the ductile layer below the rollover is in fact opposite to the sense of displacement on the fault. This effect is observed in experimental models (Fig. 2c), and more likely applies to natural examples of antithetic growth faults.



**Fig. 5:** Antithetic growth fault models. a : model with upslope block pinned to the basement but allowed to move vertically. b: general model.



**Fig. 6:** a: Kinematics of a listric fault/rollover system.  
 a: general model. b: the four possible kinematic situations of an isolated system.

## DISCUSSION-CONCLUSION

Figure 6 summarizes the kinematic significance of listric fault and rollover systems in thin skin extension. The active section of the system in the brittle layer (Fig. 6a) is bounded on one side by the main growth fault and on the opposite side by a set of secondary transient faults which play a dominant role in the accommodation of layer bending. The remaining brittle part of the system is inactive and undergoes passive translation or may even remain fixed for antithetic growth faults. Three domains should thus be distinguished along a listric growth fault. Faulting proper, characterizes the upper end of the listric fault where the rollover has a frictional contact with the upslope block. Displacement along this fault section is transferred downward into the basal décollement through the roller. The fault trace is then passively rotated on one limb of the roller. Once the fault trace becomes parallel, or nearly parallel, to the basement, the rollover is either transported passively or is even seen to rest (antithetic case), on top of the décollement layer, or basement.

The above kinematic model implies that an isolated listric fault/rollover system has no general kinematic significance with respect to the underlying basement. It is noteworthy that, for antithetic growth faults, the sense of shear along the flat lying base of the rollover can be contrary to the sense of shear along the fault. Therefore, a rollover structure only records the separation between two neighboring blocks moving over a flat lying décollement and a given isolated system may correspond to four kinematic configurations (Fig. 6b). Only an analysis on the scale of the whole thin skin extensional system can distinguish between them.

Many previous attempts made to analyse the geometry of listric normal faults in experiments (e.g. Ellis and Mc Clay, 1988; Mc Clay, 1987; Mc Clay *et al.*, 1991) and analytical models (see review in Dula, 1991) postulate an initially curved geometry which does not change with time. Our experiments show (1) that rollover geometries result from accumulated displacement on planar or nearly planar frictional faults connected to a deeper flat lying ductile décollement and (2) that the upward concave shape of their basal contour (fault trace) is a result of progressive deformation (-i.e. geometry continuously changing with time-).

## ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded by the Elf company. Thanks are due to Gwenael Guerin, Stephane Raillard, Hubert Lecanu, Jean Marie Flament (Elf) and Jean Jacques Kermarrec (Géosciences Rennes) for help and comments at various stages of the project.

**REFERENCES**

- Dula, W. F., 1991, Geometric models of listric normal faults and rollovers folds, Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.,75, p. 1609-1625.
- Ellis, P. G. and McClay, K. R., 1988, Listric Extensional Fault Systems. Results of Analogue Model Experiments, Basin Research,1, p. 55-70.
- Liro, L. M. and Coen, R., 1995, Salt deformation history and Postsalt Structural trends, offshore southern Gabon, West Africa, Salt Tectonics, a global perspective, 65, Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Mem., p 323-331.
- McClay, K. R. and Ellis, P. G., 1987, Analogue Models of Extensional Fault Geometries, Geology, 28, 109-125.
- McClay, K. R., Waltham, D. A., Scott, A. D. and Abousetta, A. A., 1991, Physical and Seismic Modelling of Listric Normal Fault geometries, The Geometry of Normal faults, 56, Geol. Soc. Spec. Pub., p 231-239.
- Szatmari, P., Guerra, M. C. M. and M.A.Pequeno, 1996, Genesis of large counter regional fault by flow of Cretaceous Salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil, In Alsop, G.I., Blundell D.J. & Davison, I. (Eds), "Salt Tectonics", Geol. Soc. Spec. Pub.,100, p. 259-264.
- Vendeville, B. and Cobbold, P. R., 1987, Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux, C. Acad. Sci. Paris,305, p. 1313-1319.

# *Chapitre V*

*Origine et développement des  
systèmes  
failles de croissance/rollovers*

# Chapitre V

Origine et développement des

systèmes

fautes de croissance/rollovers

## **V. Origine et développement des systèmes faille de croissance/rollovers**

### **V. 1. Introduction**

Ce chapitre présente une analyse des systèmes failles de croissance/rollovers. A l'aide de modèles analogiques et de sections de sismique industrielle, nous illustrons les trois stades d'évolution de ces systèmes (initiation, amplification et déclin) ainsi que leur évolution dans l'espace et dans le temps.

Cette étude montre que le concept classique de faille listrique, sinon le terme, devrait être abandonné lorsqu'il est appliqué aux failles de croissance.

### **V. 2. Development of Growth fault/rollover systems**

#### **V. 2. 1. Résumé**

Les systèmes de failles de croissance et rollovers associés sont des structures extrêmement communes en contexte extensif lié à du glissement gravitaire sur un niveau de décollement salifère. Dans cet article, nous étudions leur développement à l'aide de modèles analogiques fragile-ductiles où la couverture sédimentaire est représentée par du sable et le niveau de décollement par de la silicone. Les structures expérimentales obtenues sont comparées à des exemples naturels mis en évidence sur des lignes de sismique industrielle. Dans la première partie, nous présentons les systèmes failles de croissance/rollovers comme le résultat d'instabilités mécaniques d'amplitude finie. Nous montrons que ces systèmes ont trois stades d'évolution distincts : naissance, croissance et déclin. Chacun de ces stades est illustré par des structures identifiables sur des sections sismiques. La deuxième partie présente les interactions dans l'espace et dans le temps entre failles synthétiques et failles antithétiques, parallèlement et transversalement à la direction de déplacement.

#### **V. 2. 2. Article**

Article in press à *Journal of Geophysical Research*

Le développement des systèmes de contrôle automatisés est un processus complexe qui implique de nombreuses étapes. Dans ce document, nous allons nous concentrer sur les aspects fondamentaux de la conception et de la mise en œuvre de ces systèmes.

La première étape consiste à définir les exigences fonctionnelles et techniques du système. Cela implique de comprendre les besoins des utilisateurs et de traduire ces besoins en spécifications précises. Ensuite, il faut concevoir l'architecture générale du système, en choisissant les technologies et les langages de programmation appropriés.

Une fois l'architecture définie, il est temps de commencer le développement du code. Cette phase est souvent la plus longue et la plus complexe, car elle nécessite de résoudre de nombreux problèmes techniques. Une fois le code écrit, il faut le tester soigneusement pour s'assurer qu'il fonctionne correctement dans toutes les situations possibles.

Enfin, il est essentiel de surveiller le système en production pour détecter rapidement toute anomalie et effectuer des mises à jour si nécessaire. La maintenance est une partie cruciale du cycle de vie d'un système automatisé.

## 2. Développement de Growth Controller Systems

### 2.1. Résumé

Les systèmes de contrôle automatisés sont conçus pour gérer des processus complexes et maintenir des paramètres clés à des niveaux souhaités. Ils sont largement utilisés dans les industries manufacturières, aérospatiales et de l'énergie. Le développement de ces systèmes implique une compréhension approfondie de la dynamique du processus à contrôler et de la conception de lois de commande robustes.

Il existe plusieurs approches pour concevoir des contrôleurs automatisés. Les méthodes classiques, telles que le PID (Proportionnel-Intégral-Dérivé), sont largement utilisées en raison de leur simplicité et de leur efficacité. Cependant, des méthodes plus avancées, comme le contrôle adaptatif et le contrôle prédictif, sont de plus en plus populaires pour des applications plus complexes.

Le choix de la méthode de contrôle dépend de nombreux facteurs, y compris la nature du processus, les exigences de performance et les ressources disponibles. Une fois la méthode choisie, il est important de bien régler les paramètres du contrôleur pour obtenir les performances souhaitées.

En outre, la mise en œuvre matérielle du contrôleur est également un aspect crucial. Cela implique de choisir un matériel capable de gérer les calculs nécessaires à haute vitesse et avec une précision élevée. Des précautions doivent être prises pour garantir la stabilité et la fiabilité du système.

En conclusion, le développement de systèmes de contrôle automatisés est un processus exigeant qui nécessite une expertise technique et une attention particulière aux détails. Cependant, les avantages de ces systèmes sont considérables, notamment en termes de productivité, de qualité et de sécurité.

### 2.2. Article

Article in press 2 Journal of Control Systems



## Growth fault/rollover systems: birth, growth and decay

Thomas Mauduit and Jean Pierre Brun

Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS,

Campus de Beaulieu 35042 Rennes, France

### Abstract

Growth fault/rollover systems are extremely common structures of thin-skin extensional systems resulting from gravity gliding above salt. Their development is here studied using laboratory experiments based on brittle-ductile models where the sedimentary cover and synkinematic sediments are simulated using brittle sand and the underlying décollement layer by viscous silicone putty. The experiments are compared to natural examples from seismic lines. The experimental results are used to present the evolution of growth fault rollover systems, these being the result of a finite amplitude instability with three distinct stages: birth, growth and decay. Each of these stages is identified with typical structures which can be recognized on seismic sections. A discussion is presented on the interactions in time and space between synthetic and antithetic listric faults parallel and transverse to the direction of displacement.

### Introduction

Growth fault/rollover systems are common structures of sedimentary basins and, in particular, of deltas and passive margins [e.g. *Terzaghi*, 1945; *Cloos*, 1968; *Edwards*, 1976; *Rider*, 1978; *Crans et al.*, 1980; *Mandl and Crans*, 1981; *Bally et al.*, 1981; *Shelton*, 1984; *Xiao and Suppe*, 1989, 1992; *Nelson*, 1991; *Rouby and Cobbold*, 1996]. They often develop where incompetent rock layers (e.g. salt, anhydrite, under-compacted clays) are present at depth offering potential zones of décollement and allowing gravity driven deformation to occur with or without differential sedimentary loading (e.g. deltas). Extensive seismic exploration by the oil industry has provided a large number of images of growth fault in various geological environments. Consequently, and not least because of their economic interest, these structures have stimulated numerous studies ranging from purely academic to entirely practical applications.

Normal growth faults associated with rollovers are generally called "listric faults" [*Suess*, 1904]. This term implies that the fault is an upward concave movement surface that transforms steeply plunging displacements at the surface to nearly horizontal ones at depth. The layers deposited during displacement on the hangingwall block are progressively bent downward, thus giving rise to so-called rollovers. Listric faults are commonly assumed to have a constant geometry in time. The geometry of the rollover is regarded as a record of the history of synchronous deformation and sedimentation. This

type of approach has been very fruitful in producing various quantitative models of listric fault and rollover geometry [See review by Dula, 1991] or analogue models of rollover deformation for given shapes of listric fault [Ellis and McClay, 1988 ; McClay, 1989; McClay et al., 1991, Buchanan and McClay, 1991; McClay and Ellis, 1987 a,b; McClay and Scott, 1991].

However, in most situations that growth fault/rollover (GF/R) systems result from a complex interaction between brittle (sediments) and ductile (e.g. salt, clays) deforming layers, which also involve interactions between deformation and sedimentation [Vendeville, 1987, Vendeville and Cobbold, 1988; Cobbold and Szatmari, 1991 ; Vendeville and Jackson, 1992 a,b].

In the present paper, we use laboratory experiments on small-scale models to analyze the development of growth fault/rollover systems. Models were designed to simulate the gravity gliding of brittle sedimentary cover above a viscous basal salt layer. The first part of the paper analyses the mode of birth, growth and decay of growth fault/rollover systems. The second part discusses the interaction between growth faults with opposite vergence.

### **Modeling Techniques**

The physical models described here are scaled-down replicas of natural examples having simplified rheological and mechanical properties. The décollement layer is modeled using silicone putties. A well sorted fine-grained dry quartz sand is used to represent the sedimentary cover. Experiments are designed to respect the conditions of dynamic similarity between the model and the natural example prototype as defined by Hubbert [1937] and Ramberg [1967].

Models are built in a rectangular box, and generally consist of a 1-cm-thick silicone layer simulating the ductile décollement layer overlain by sand layers representing brittle sedimentary rocks. The brittle cover is composed of a 1-cm-thick "prekinematic" layer which corresponds to sediments deposited above the basal silicone layer before the onset of extension. The box is then inclined with a variable basal slope angle, which is kept constant during a given experiment, and the downslope endwall of the box is removed to allow free gliding. Synkinematic layers are simulated through the sequential deposition of sand layers a few mm thick with contrasting colors but having identical isotropic mechanical properties. A sketch of the experimental equipment and procedure is presented in a previous paper (Mauduit et al., [1997], Fig. 5, in press).

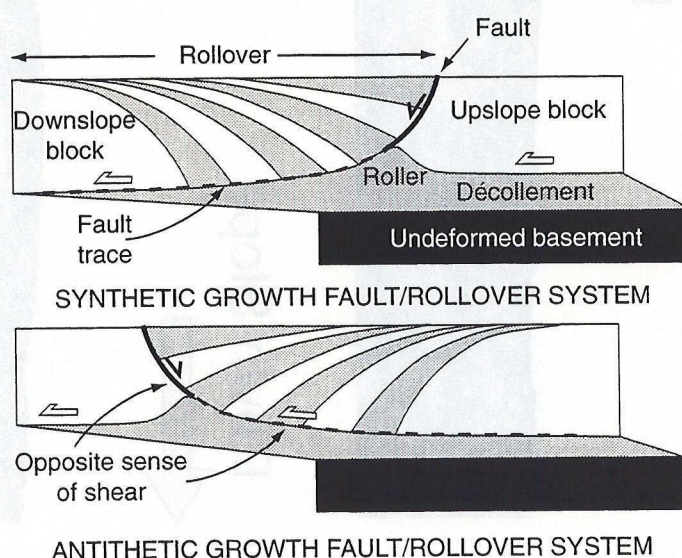
The basal silicone layer is built up with bands of two alternating colors to provide vertical passive markers whose later deformation helps reveal the progressive strain resulting from gravity gliding within the ductile layer.

For the interpretation of experiments, we refer to the coupling that the ductile layers exerts between brittle cover and basement. This coupling depends on the strength

of the ductile layer involved. For the Newtonian silicone putty used in the experiments at constant temperature, the strength of the silicone ( $S$ ) is the product of the viscosity ( $\mu$ ) and the shear strain, which itself corresponds to the velocity of displacement ( $V$ ) parallel to the brittle-ductile interface divided by the thickness ( $t$ ) of the silicone layer. Therefore, since  $S=V/t\mu$  and viscosity is constant, the strength depends only on the displacement velocity and the thickness. At constant displacement velocity, a decrease in thickness of the silicone layer increases its strength. In gravity gliding experiments at constant basal slope angle and with synkinematic sedimentation, the velocity of displacement decreases less rapidly than the silicone layer thickness. This leads to a constant increase in the silicone layer strength and therefore also in the coupling. In addition, since the velocity of gliding increases with the basal slope, the coupling also increases with the basal slope.

### Progressive development of growth fault/rollover systems

Classical models of listric faulting generally refer to a relative displacement between an undeformable footwall and a rollover hangingwall. In some respects, these models could apply to synthetic growth faults which dip in the sense of displacement with respect to the basement (Fig. 1a). It should, however, be noted that such listric faults would in fact be made of a short and steeply dipping frictional fault which passes downward into a flat lying décollement (i.e., ductile shear zone). Alternatively, such models cannot apply to antithetic growth faults whose dip is opposite to the sense of displacement (Fig. 1b). In this case, there is no single listric movement surface or zone from the fault to the décollement, the senses of shear are opposite along the fault and the ductile shear zone situated beneath of the rollover. This demonstrates that such a listric fault (1) is not a long curved fault instantaneously active along its whole length, and (2) does not simply separate a hanging wall from a footwall.



**Figure 1.** Comparison between synthetic (a) and antithetic (b) growth fault/rollover systems.

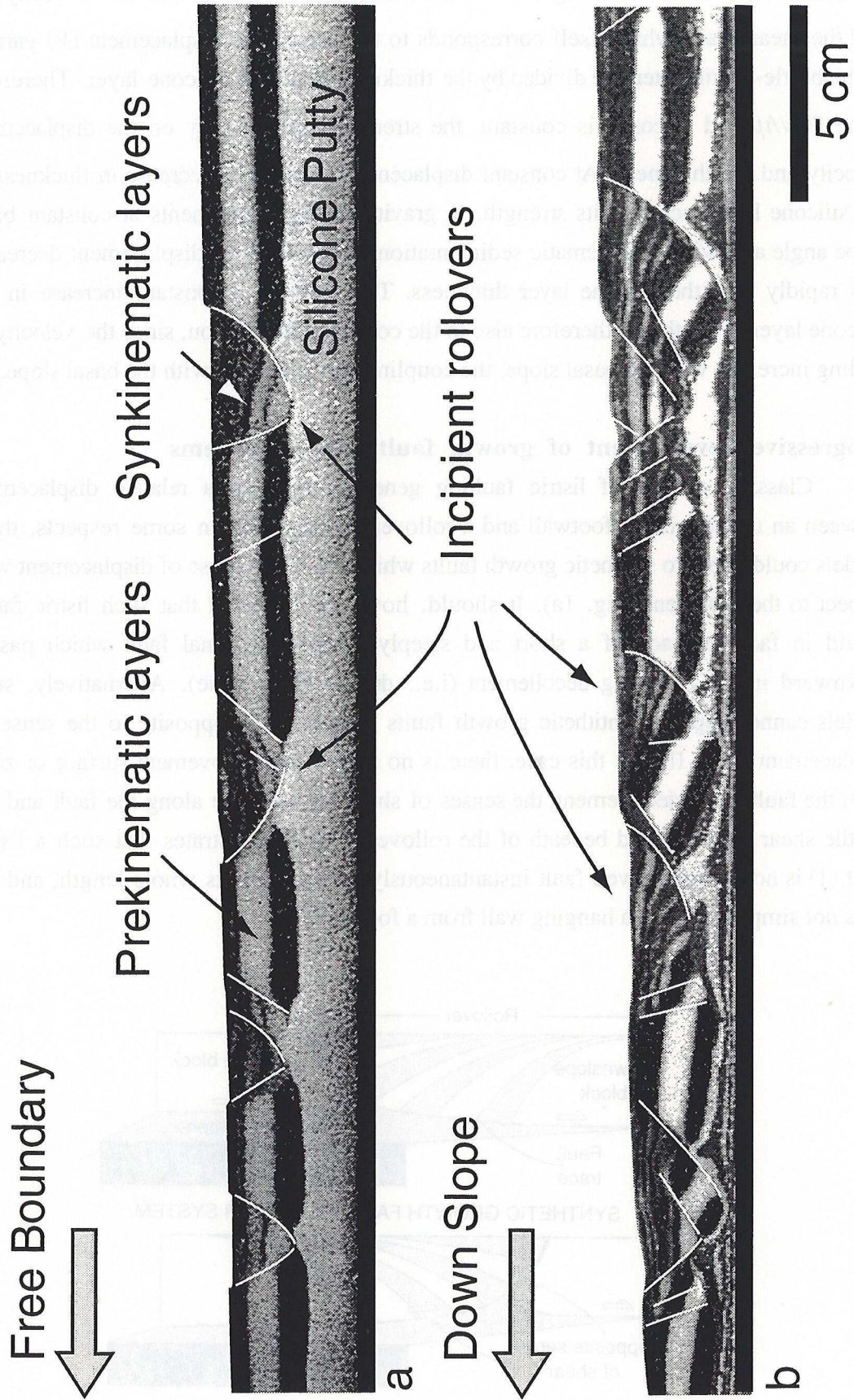


Fig. 2: Experimental models showing the birth of growth fault/rollover systems. a) horizontal basal limit. b) 2° basal slope angle.

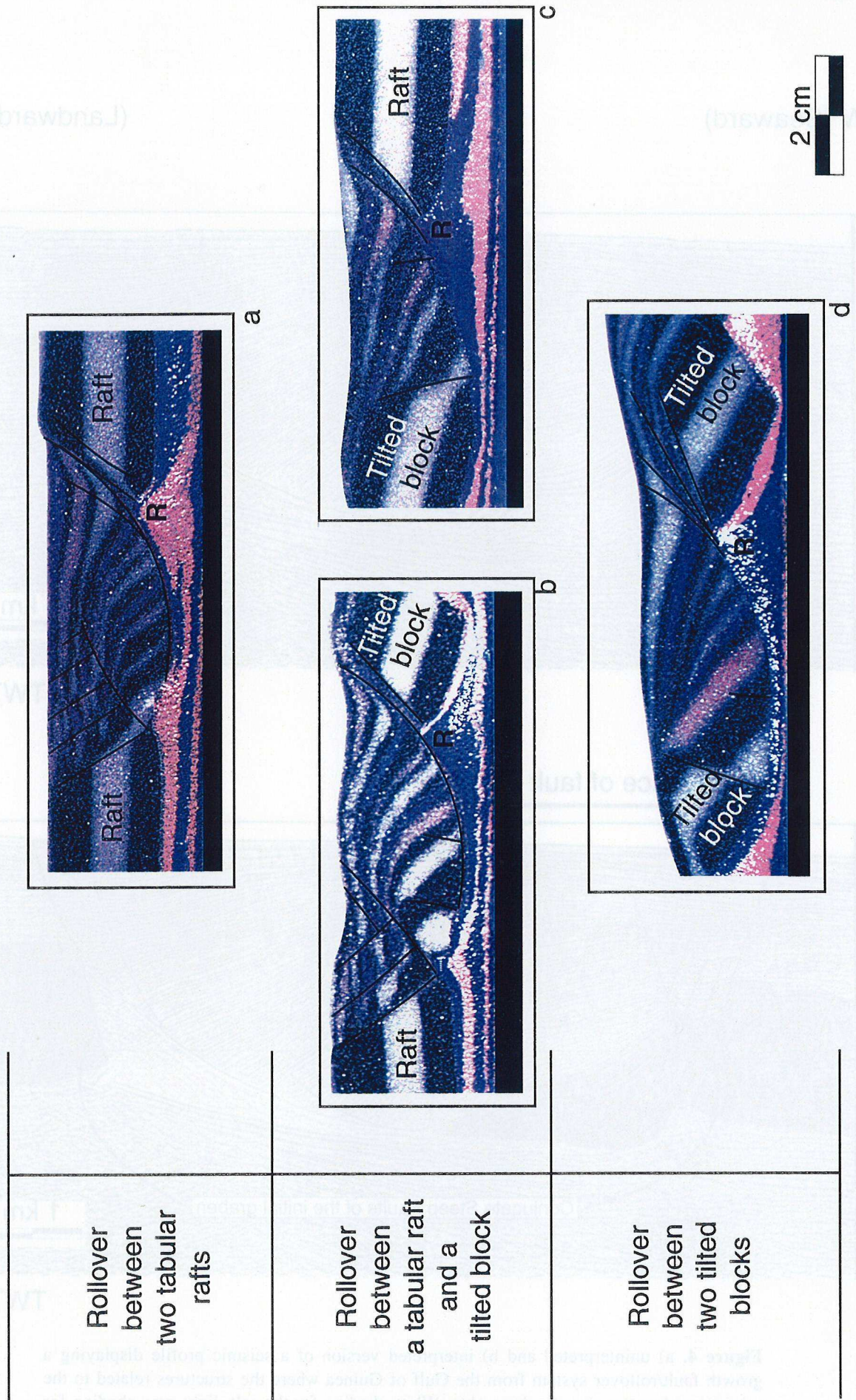
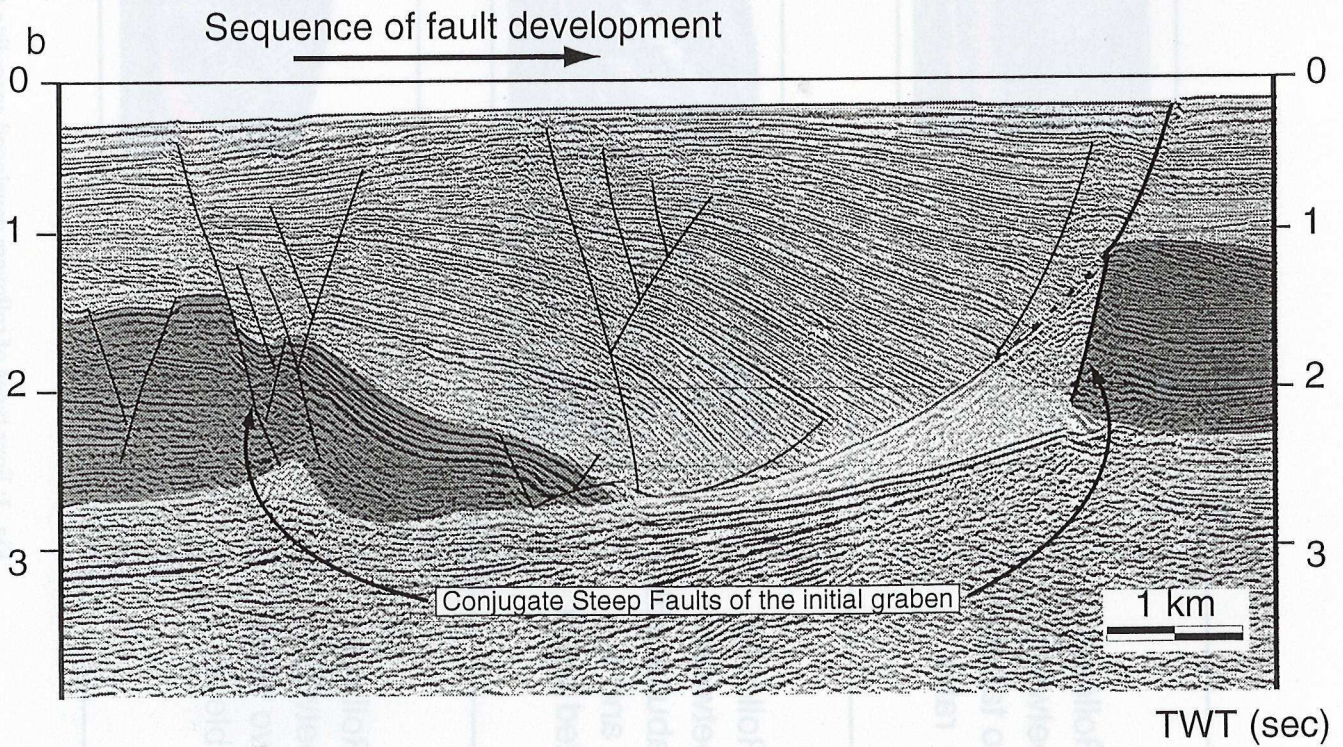
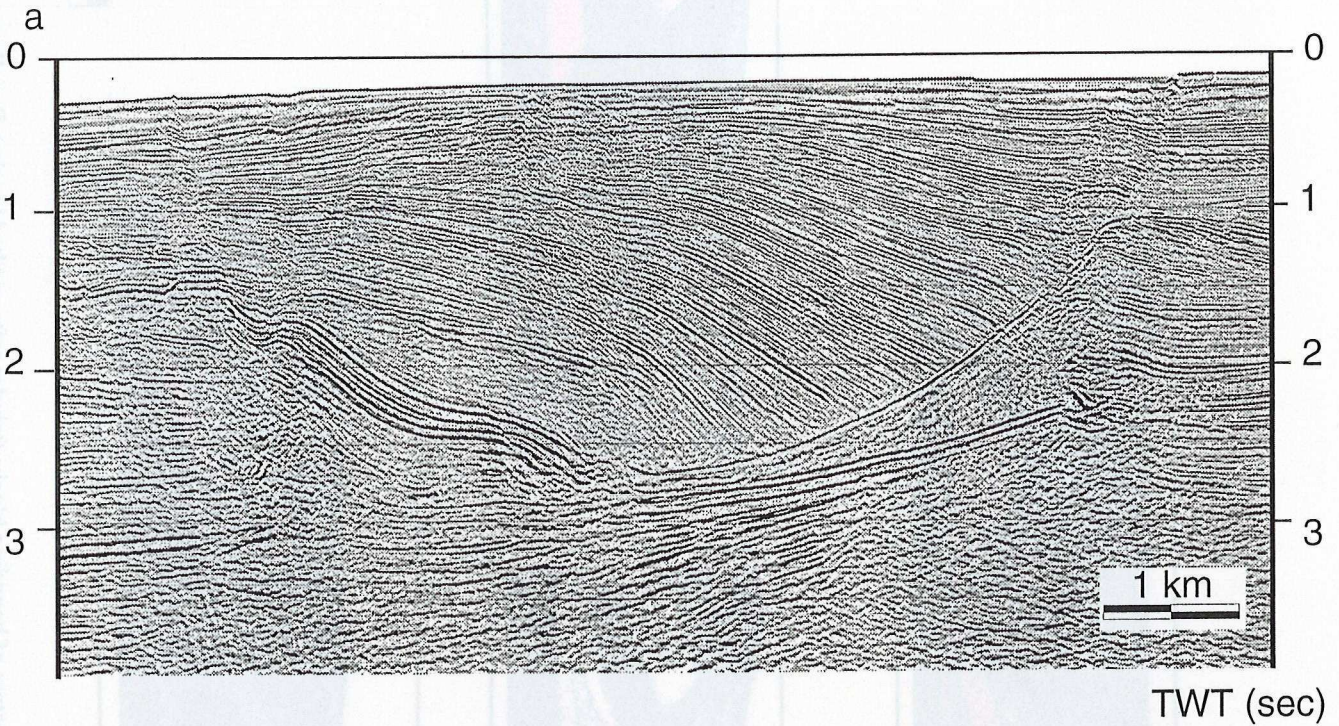


Fig. 3: Four types of rollovers, developed according to the nature of bounding blocks (tabular rafts or tilted blocks). R: rollers.

SW (Seaward)

(Landward) NE



**Figure 4.** a) uninterpreted and b) interpreted version of a seismic profile displaying a growth fault/rollover system from the Gulf of Guinea where the structures related to the original graben are already observable. White shading for the salt, light gray shading for the prekinematic layer. Seismic data used with the permission of Elf Angola.

The kinematic picture involves two blocks (upslope and downslope) moving with respect to an underlying basement. The fault proper is limited to the upper brittle layer (i.e. the contact between the downslope and the upslope block, one of them carrying the rollover). The basal limit of the rollover is not an active fault but the ghost or trace of a fault.

During gliding and sedimentation, the overburden lengthens and thickens while reciprocally, the ductile décollement layer thins. This leads to continuous changes in the interaction between brittle and ductile layers. Consequently, GF/R systems that develop between separating blocks can be regarded as resulting from mechanical instability with three characteristic stages: birth, growth and decay.

### *Birth*

During gravity gliding, deformation of the overburden always starts with symmetric grabens. Figure 2a shows part of an experimental model with no basal slope (i.e., low viscous coupling), which displays a series of symmetric or nearly symmetric grabens separating tabular rafts. Two rollovers start to develop in the middle of the section. Figure 2b shows part of a model with a 2° basal slope (i.e., initial viscous coupling stronger than in the previous model). The model displays both tabular rafts and tilted blocks. Tabular rafts have aspects ratios (length/thickness) higher than those of tilted blocks. The initial grabens give way to starting rollovers where the synthetic fault of a graben is preferentially activated. A comparison with figure 2a shows that an increase in coupling favors block rotation and enhance displacement on synthetic faults. This is in agreement with previous experiments by *Vendeville and Cobbold [1987]* and *Allemand [1990]*.

The analysis of more than 50 experiments demonstrates that rollovers generally initiate within a graben between two tabular rafts (Fig. 3a). They can, however, also initiate as half-grabens between tilted blocks (Fig. 3d). Figures 3b and 3c illustrate intermediate situations where only one of the bounding blocks was tilted. These four initial modes have direct consequences on the further development of the structure. If the growth fault footwall is a tilted block, the fault progressively flattens out (Figs. 3b and c). Conversely, if the growth fault hangingwall is tilted block (Fig. 3c), the progressive rotation of layers within the rollover is directly accommodated by the block tilting without faulting inside the rollover.

As soon as faulting starts in the brittle layer, the ductile layer reacts in producing various types of diapiric responses. Beneath the graben, the silicone layers rise up almost vertically to a level which depends on the rate of sedimentary infilling (for a detailed analysis, see experiments by *Vendeville and Jackson, [1992a]*). Beneath tilted blocks and growth faults associated with rollovers, the brittle-ductile interface is affected by

triangular shaped deflections called rollers whose limbs can be either planar or upward concave (Figs. 1 and 3). The term salt roller was introduced by *Bally* [1981] to describe similar features in salt layers on seismic sections. It is demonstrated in the followings that rollers play an important role in the development of GF/R systems.

Rollovers observed on seismic lines are very often bounded by horizontal rafts. In the example shown on figure 4, the conjugate faults bounding the initial graben in the prekinematic layer are easily identified. The triangular block initially located within the graben is subsequently rotated against the basal salt décollement. This example compares fairly well with experimental models (e.g. figure 3a).

### *Growth*

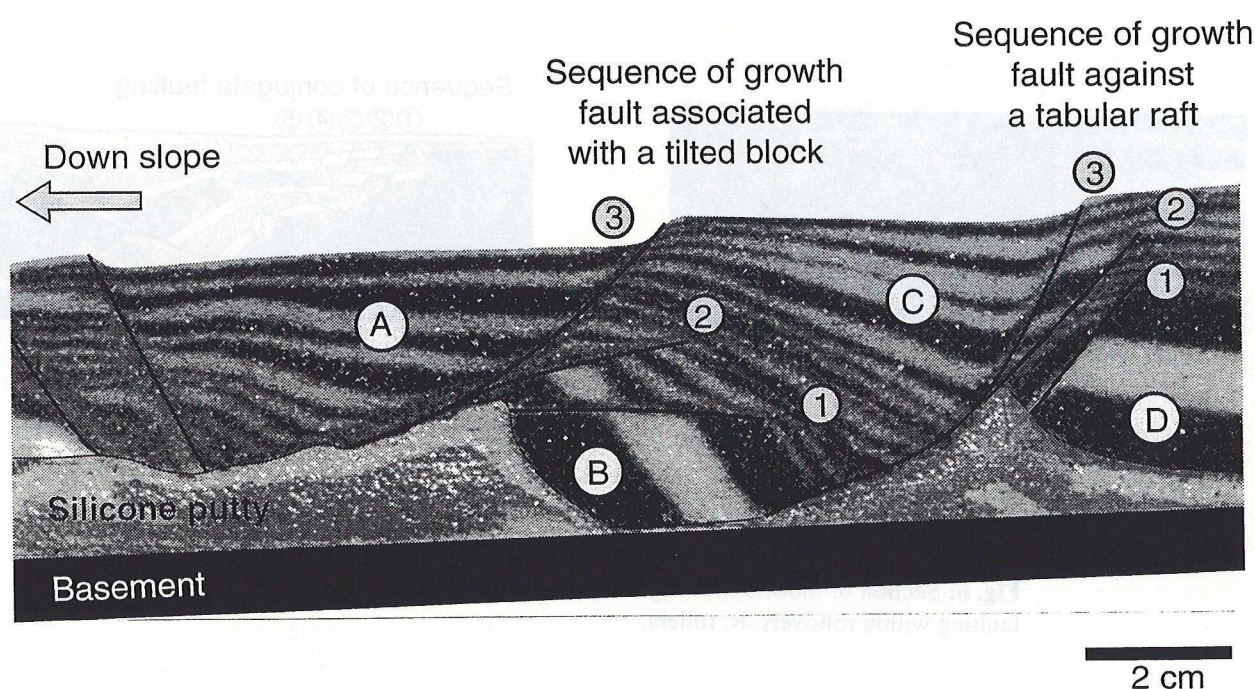
Once initiated, a GF/R system undergoes a second stage of development during which sediments regularly accumulate in the accommodation space, thus contributing to the rollover growth. Even though rollovers generally display evidence of continuous growth, the main growth fault is not necessarily permanent in space and time. Figure 5 shows two examples of rollovers which do not result from a single and permanent growth fault. The rollover A was initiated against block B, which was then strongly rotated. Three faults can be recognized which contributed successively to the growth of rollover A. Faults 1 and 2 were rotated with block B. At fault dips of around 30°, the faults stopped moving and were capped by new sedimentary layers. Displacement was then transferred to the next fault. The rollover C was initiated against the nearly horizontal raft D. Here again, even if block D exhibits no significant rotation, three faults are observed instead of a single one. Each of these faults has a limited lifetime during which it controls the deposition of new layers and their downward displacement and rotation. When each of these faults stops moving, it is capped by new sedimentary layers and a new steeper fault formed. In both of these examples of rollovers, the sediment accumulation in the rollover is continuous but controlled by a sequence of growth faults. In both types of sequence, the successive faults are initially steep but with increasing extension they rotate and become more flat. Others examples showing similar growth fault sequence are illustrated on figures 3 a to d and 6b and d. Some experiments, however, provide evidence of a single growth fault accommodating a large amplitude rotation of the rollover (e.g. Figs 6a and c). But these examples are far less common.

Figure 6 shows the basic modes of deformation within rollovers during their growth stage. When the rollover starts growing on a tilted block, the rotation of successive layers does not require any additional faulting within the rollover (Figs. 3 c and d and 6a). When the rollover takes place within a graben between two tabular rafts, the rotation of layers is dominantly accommodated within the rollover by faults dipping opposite to the main growth fault plane (i.e., antithetic; Fig. 6b) or by conjugate patterns

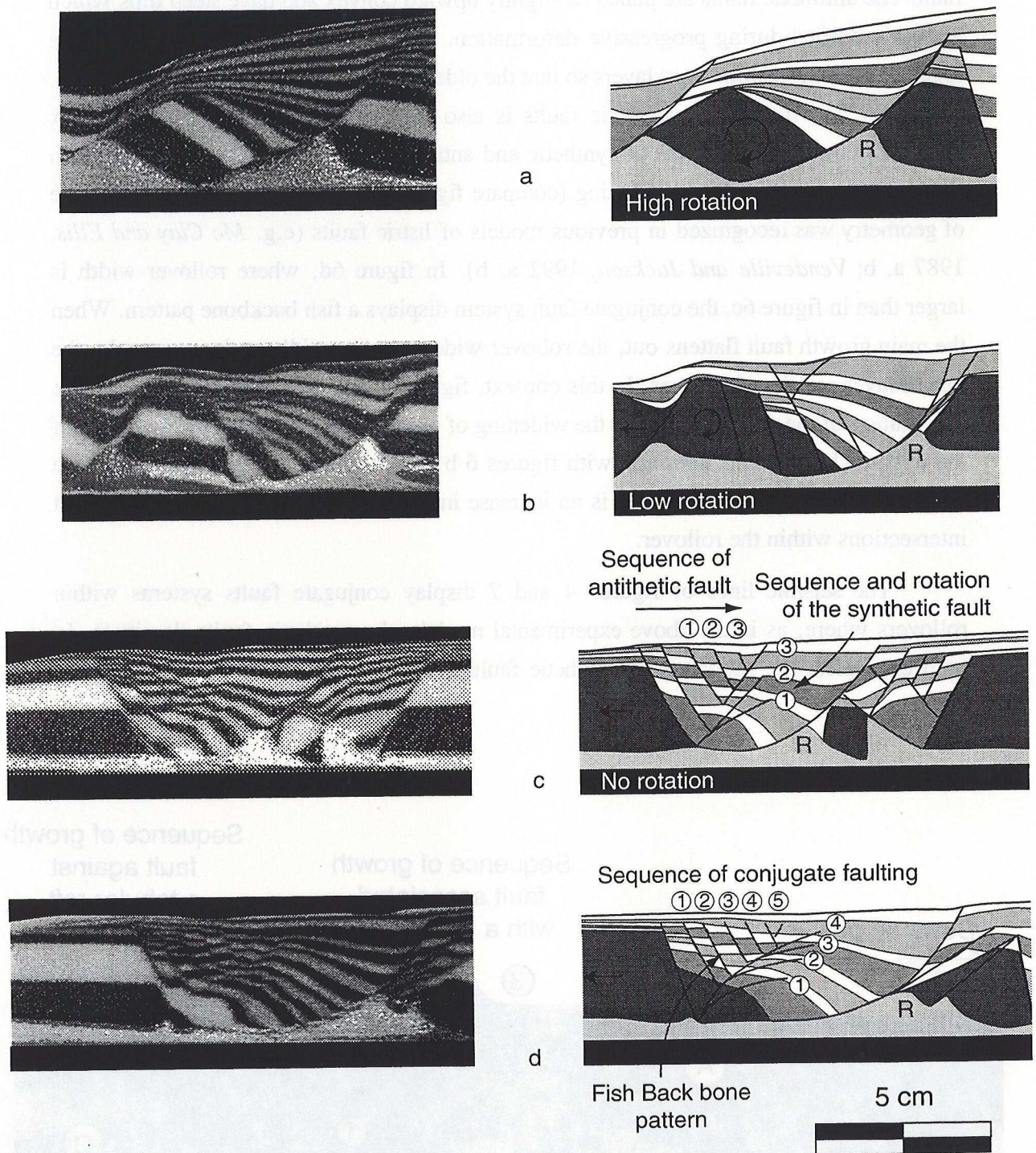


of synthetic and antithetic faults (Fig. 6c) called "keystone grabens" by previous authors [as defined by *Mc Clay and Ellis, 1987 a, b, Vendeville and Jackson, 1992a, b*]. In both of the above cases, the sequence of antithetic faulting is directed towards the main growth fault. The antithetic faults are planar or slightly upward convex and have steep dips which are not modified during progressive deformation. The synthetic faults undergo rotation together with the sedimentary layers so that the older the fault, the lower is the dip. (Figs. 6b and c). The rotation of synthetic faults is also responsible for their upward convex shape. The intersection points of synthetic and antithetic faults migrate towards the main growth fault during rollover widening (compare figure 6c and d). This fundamental type of geometry was recognized in previous models of listric faults (e.g. *Mc Clay and Ellis, 1987 a, b; Vendeville and Jackson, 1992 a, b*). In figure 6d, where rollover width is larger than in figure 6c, the conjugate fault system displays a fish backbone pattern. When the main growth fault flattens out, the rollover widens more rapidly and, conversely, the rate of layer rotation decreases. In this context, figures 5 and 6d show examples, where the rotation of the growth fault and the widening of rollover are controlled by the tilting of the upslope block. This contrasts with figures 6 b and c, where the upslope block is a tabular raft. Another consequence is an increase in the migration rate of conjugate fault intersections within the rollover.

The seismic lines of figures 4 and 7 display conjugate faults systems within rollovers where, as in the above experimental models, the antithetic faults dominate. In both examples, the sequence of antithetic faulting is directed toward the main growth fault.



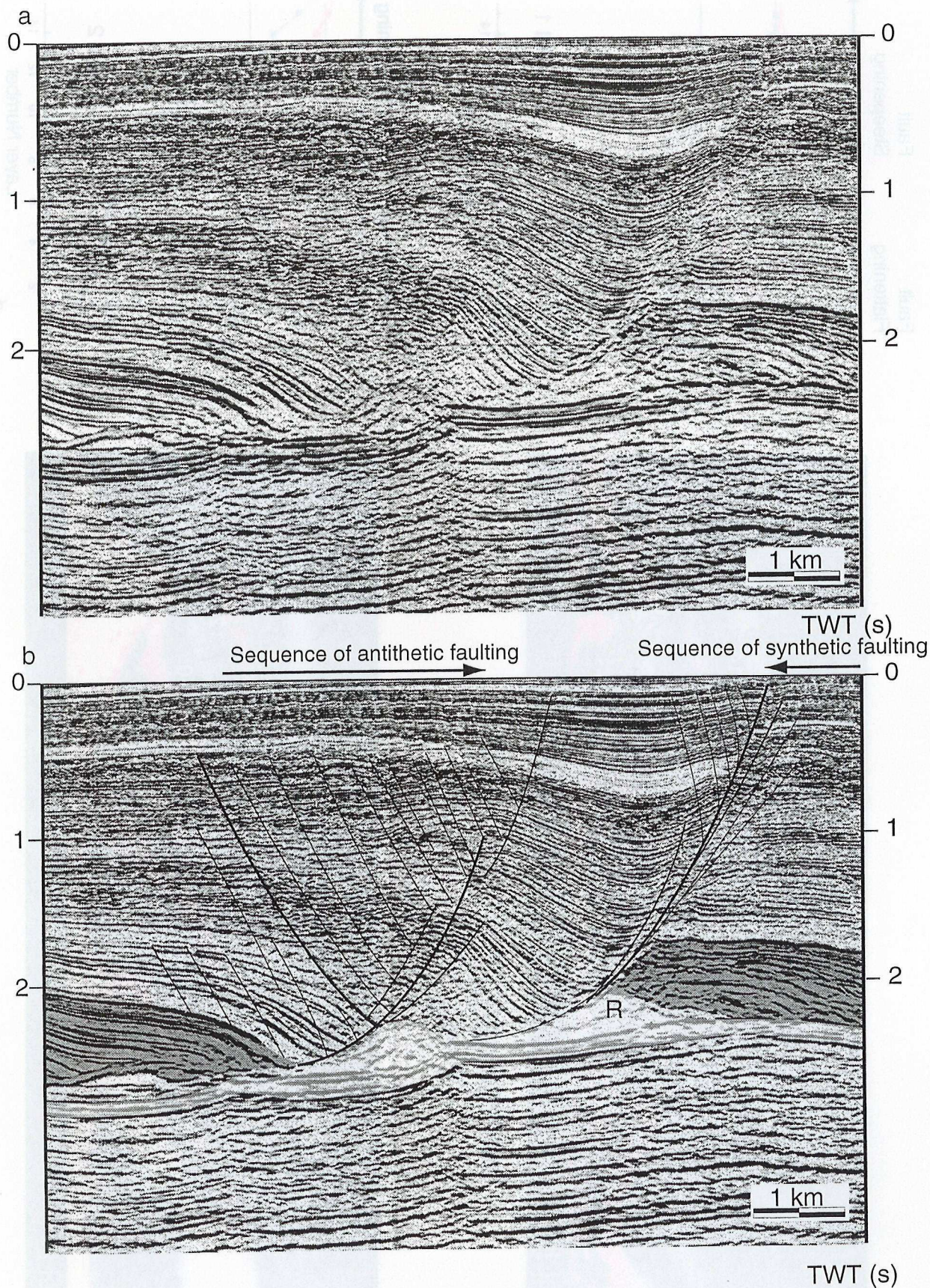
**Fig. 5:** Section of a model showing two types of growth fault sequence. Number and letters are referred to in text.



**Fig. 6:** Section of models showing the basic modes of layer rotation and faulting within rollovers. R: rollers.

SW (Seaward)

(Landward) NE



**Fig. 7:** a) uninterpreted and b) interpreted version of a seismic profile displaying a growth fault/rollover system from Gulf of Guinea showing one of the most typical patterns of conjugate faulting within rollovers. White shading for the salt, light gray shading for the prekinematic layer. Seismic data used with the permission of Elf Angola.

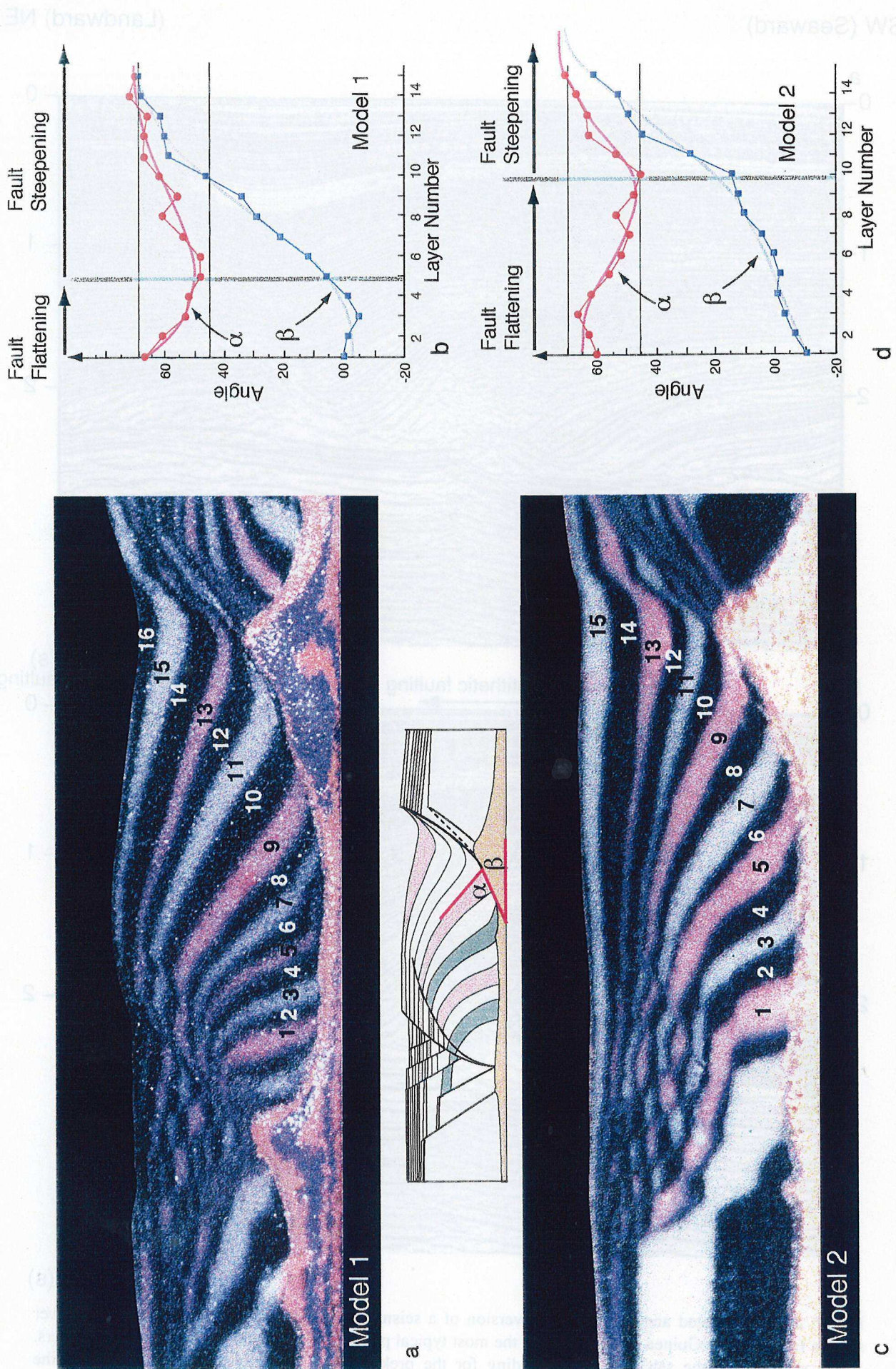
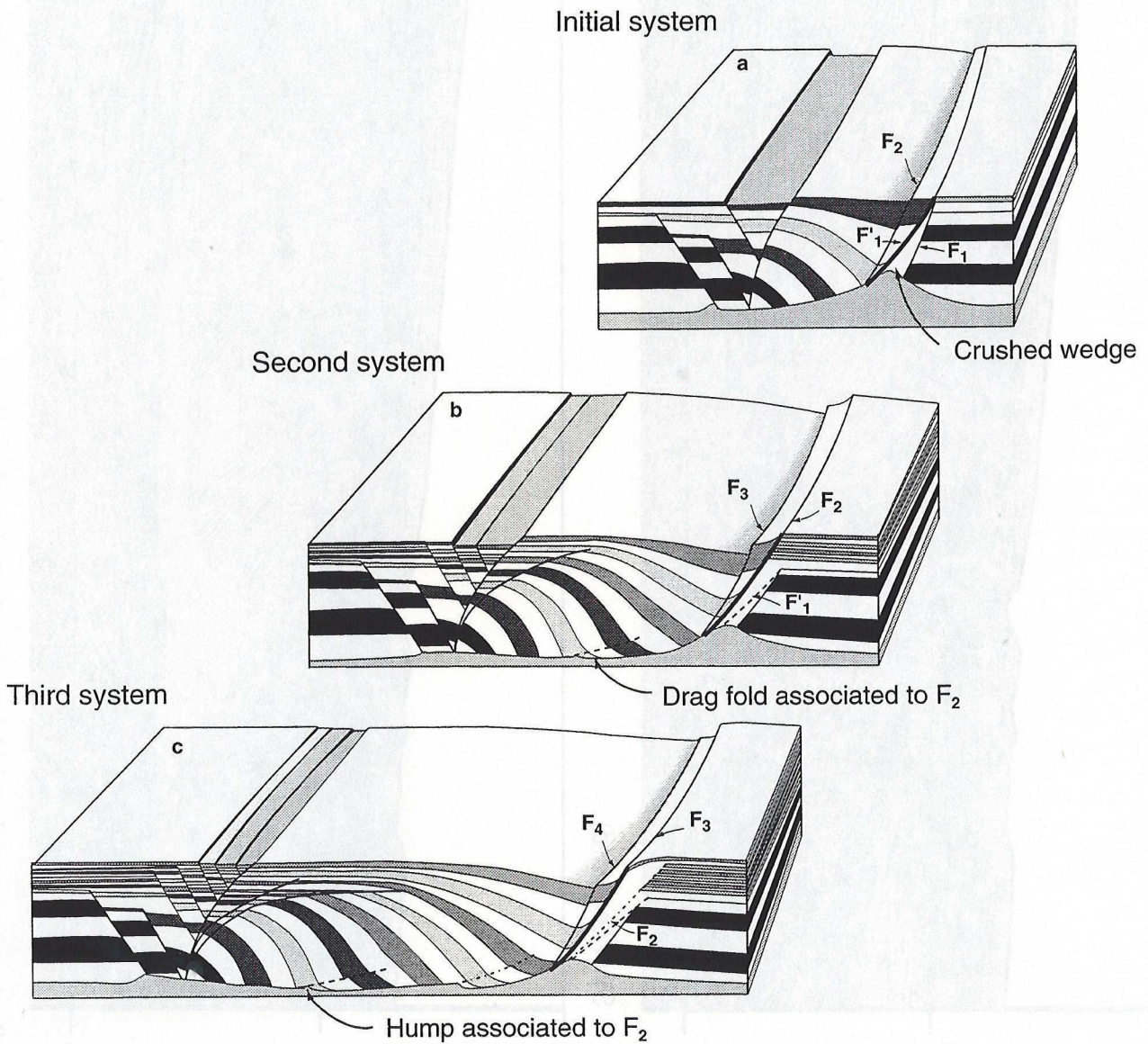


Fig. 8: Geometrical analysis of the dihedral angle (a) between layer and rollover basal surface limit and dip (b) of the rollover basal surface. a) model with a nonrotating initial growth fault. b) model with a rotating initial growth fault.



**Fig. 9.** a) uninterpreted and b) interpreted version of a seismic profile displaying an antithetic growth fault/rollover system from the Campos basin (Brazil) (After Demercian et al., 1993). Note the irregular limit of the rollover base. White shading for the salt. Seismic data used with the permission of Petrobras and Tectonophysics.

In many experiments, rollovers display three types of geometric anomaly which reflect the unsteadiness of growth faults (Figs. 8 a and c): i) irregular limit of the rollover base, ii) presence of local drag folds, and iii) variations of the dihedral angle between layers and the rollover basal limit. Drag folds are often recognized, and are also observed on the seismic lines in figures 4 and 7. In contrast, the irregular limit of the rollover base is difficult to identify on seismic sections. However, the example shown in figure 9 clearly displays an irregular limit of the rollover base.



**Fig. 10:** General model deduced from experiments which summarizes the progressive development of structures related to the unsteadiness of growth faulting.

Figure 8 presents an analysis of two GF/R systems where  $\alpha$  is the angle between the top of one layer and the fault trace, and  $\beta$  is the dip of the rollover basal limit (Figs. 8 b and d). Both plots present the same characteristics. The mean variation of  $\alpha$  lies between  $70^\circ$  and  $45^\circ$ , and curve displays a single minimum which corresponds to a change of slope of the curve of mean  $\beta$  values. However, this minimum occurs earlier in figure 8b (layer 5) than in figure 8d (layer 9). The decrease in  $\alpha$  corresponds to a flattening of the growth fault toward the surface at the time of layer deposition. Conversely, an increase in  $\alpha$  corresponds to a steepening of the fault. In figure 8d the decrease in  $\alpha$ , -i.e. fault flattening,- is slower than in figure 8b. This could be due to the fact that the fault rotates along with the upslope blocks (on the right of figure 8c). The rapid decrease in  $\alpha$  in figure 8b occurs during the progressive growth of a crushed wedge whose upper boundary finally dips at  $45^\circ$ . This boundary remains active during the subsequent stage of fault steepening. Similar crushed wedges also formed in several other experimental models (Figs. 3, and 6b). A comparable wedge is seen on the seismic line in figure 4. The sequences of fault growth illustrated in figure 5 also document the early effect of flattening during growth fault development.

During fault steepening, second-order oscillations of  $\alpha$  occur. They correspond to the irregularities observed in the rollover basal limit and are due to faulting instabilities. A first fault  $F_1$  initiates at steep angle ( $60^\circ$ - $70^\circ$ ) and then rotates down to a critical dip of  $45^\circ$   $F'_1$  (Fig. 10a). A crushed wedge is created between  $F_1$  and  $F'_1$  if the footwall block does not rotate (Fig. 10a). Then, a new steep fault  $F_2$  initiates in the rollover whose tip is connected to the base of the crushed wedge (Fig. 10a). Movement along  $F_2$  creates a drag fold in the hanging wall (Fig. 10b). The overburden wedge between  $F_2$  and  $F'_1$  is internally deformed, allowing  $F_2$  to rotate and flatten until a new steep fault  $F_3$  initiates and the cycle starts again (Fig. 10b). Each cycle is responsible for a drag fold in the rollover and for a hump in the rollover basal contact (Fig. 10c). However, the mean dihedral angle increases, from cycle to cycle, so that the  $\alpha$  and  $\beta$  values converge towards a common value of about  $65^\circ$ - $70^\circ$ . The experiment on figure 8d was stopped just before this stage was reached.

#### *Decay*

The growth of a GF/R system continues as long as gliding of the rollover above the ductile layer is possible. Figure 11 illustrates the three modes of decay which can interrupt the growth of a GF/R system.

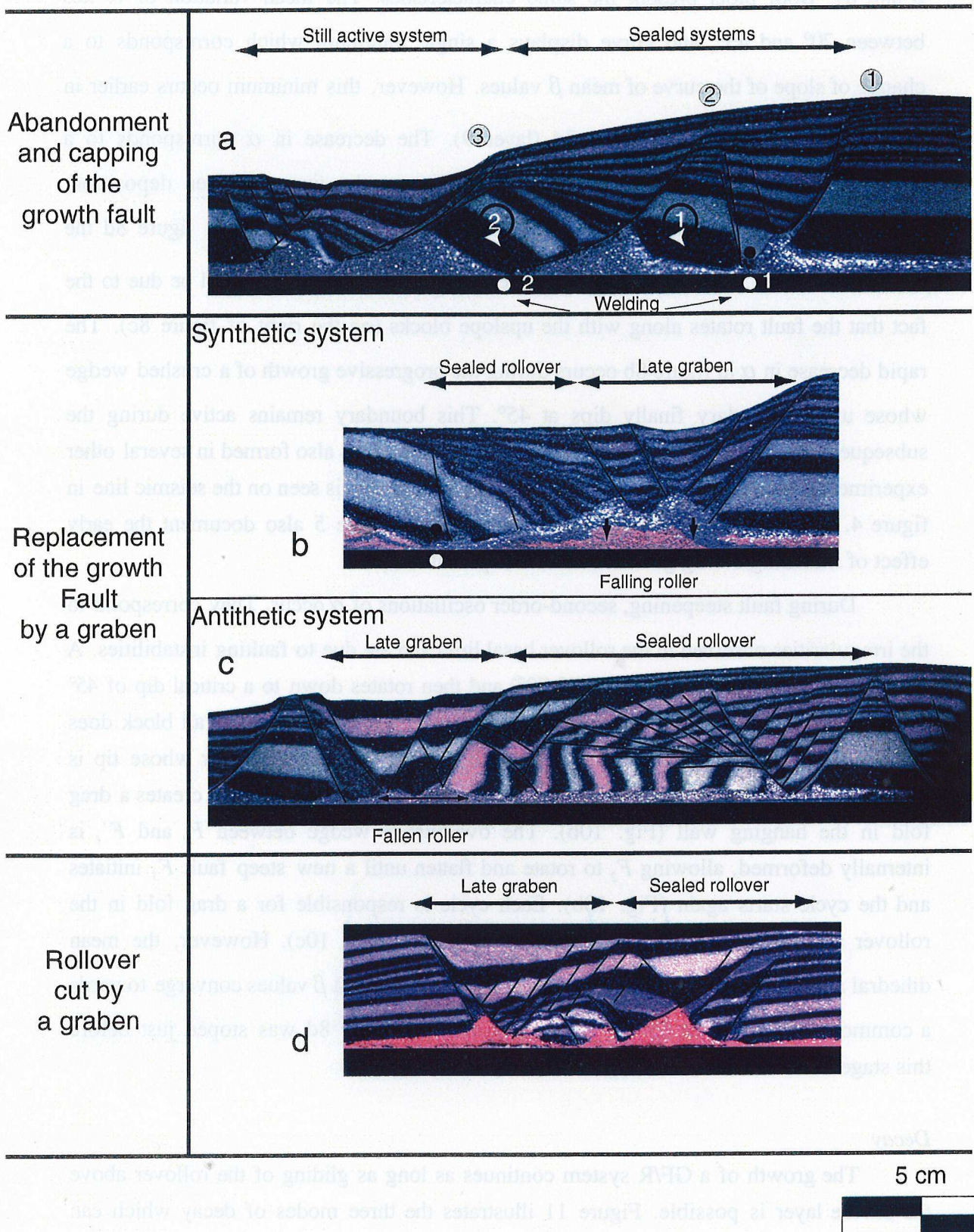
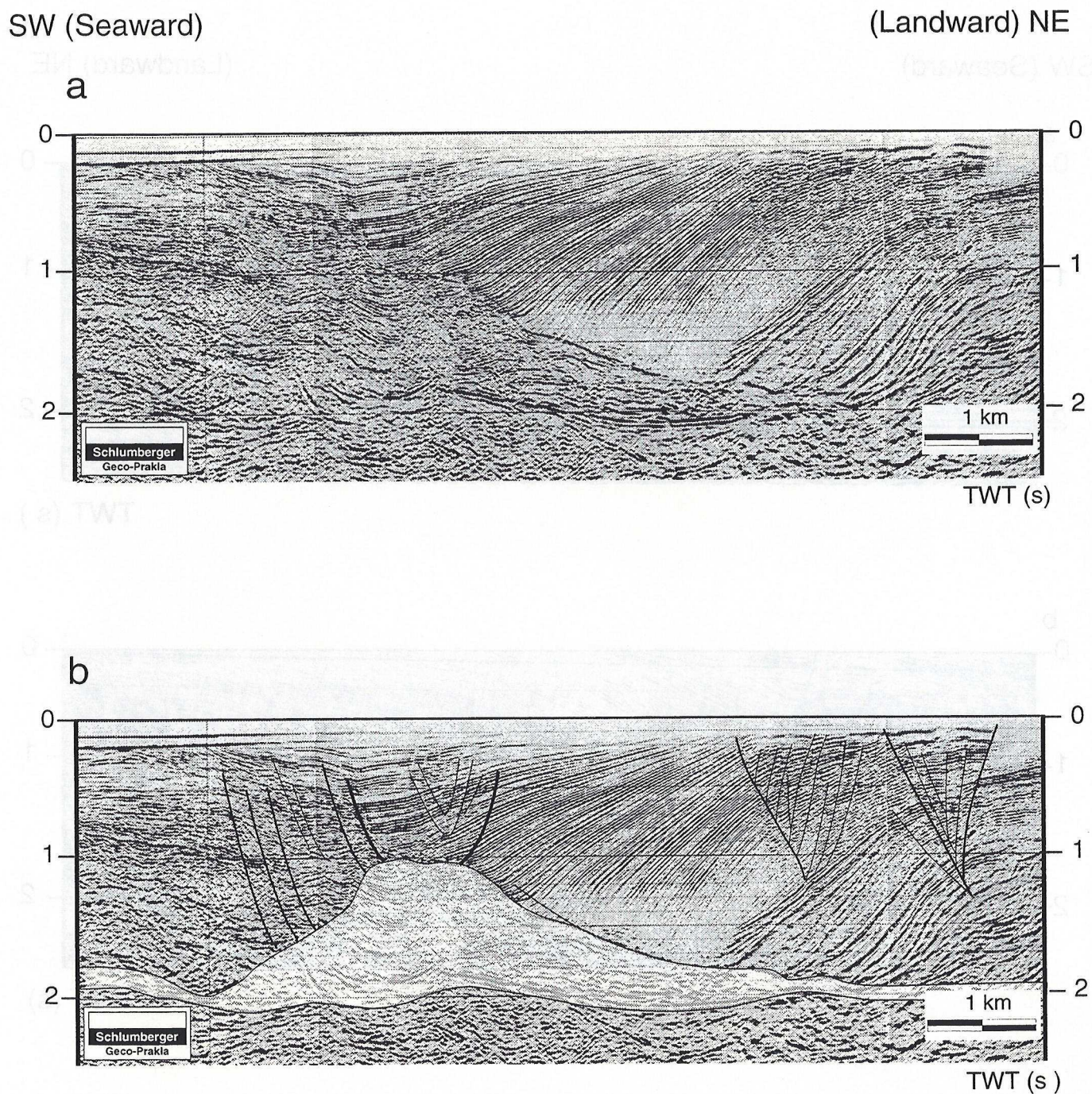


Fig. 11. Various models showing the three modes of decay observed in experiments. See text for further explanation.

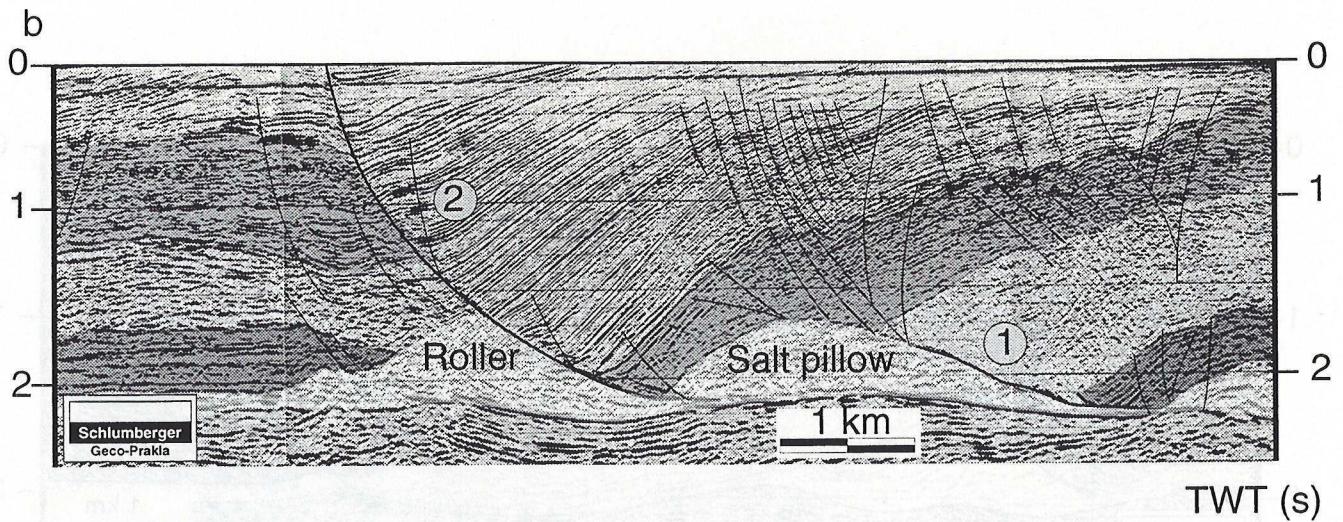
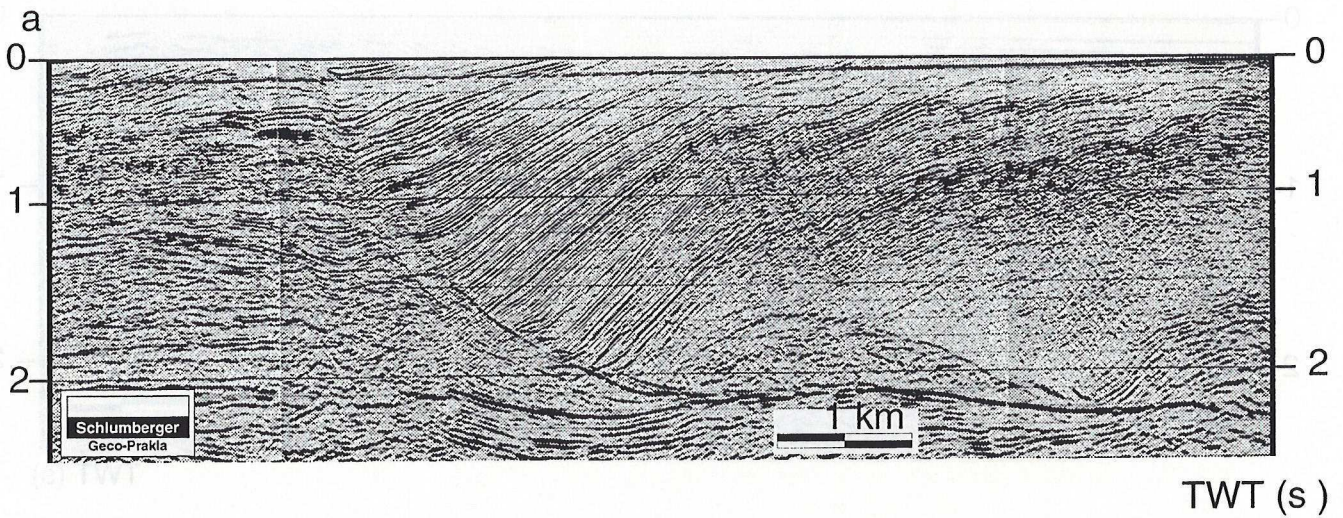




**Fig. 12:** a) uninterpreted and b) interpreted version of a seismic profile displaying an antithetic growth fault/rollover system, from the Gulf of Guinea, undergoing a roller fall. White shading for the salt. Seismic data used with the permission of Schlumberger Geco-Prakla.

SW (Seaward)

(Landward) NE



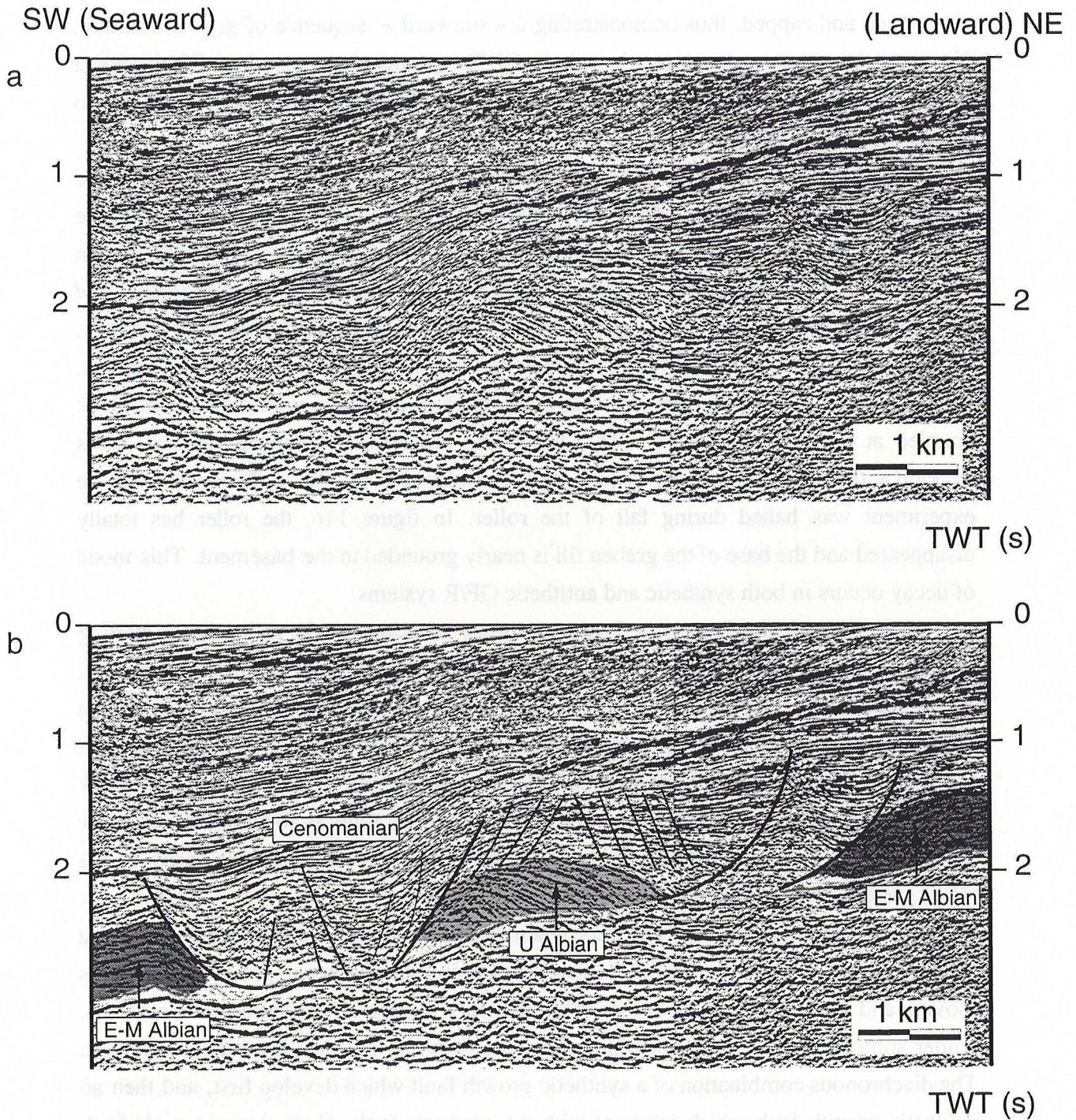
**Fig. 13:** a) uninterpreted and b) interpreted version of a seismic profile displaying an antithetic growth fault/rollover system, from the Gulf of Guinea, showing a salt pillow trapped in the rollover. (1): trace of initial growth fault. (2): second growth fault. The jump from (1) to (2) occurs during the roller fall. White shading for the salt, dark gray shading for the prekinematic layer, light gray shading is a marker. Seismic data used with the permission of Schlumberger Geco-Prakla.

From left to right on figure 11 a, growth faults 1 and 2 are successively abandoned and capped, thus demonstrating a « seaward » sequence of growth faulting. No particular structure develops when these GF/R systems cease growing. Displacement is transferred « seaward » to the next growth fault. This mode of decay is specific to synthetic GF/R systems.

Figures 11 b and c show a very common mode of decay of both synthetic and antithetic GF/R systems, in which the main listric fault is replaced by a graben. The rollover is then capped by the layers which laterally fill the graben. This type of graben development corresponds to a « falling diapir », as described by *Vendeville and Jackson*, [1992b]. In our models, it is the roller located beneath the growth fault that falls. As previously seen, the growth fault can stop moving, to be abandoned and then capped. The underlying roller is then preserved at a late stage of evolution with a basement block coupled at its extremities (Fig. 11a). When the roller falls, conjugate normal faults develop at the roller top and the growth fault is replaced by a graben. In figure 11b, the experiment was halted during fall of the roller. In figure 11c, the roller has totally disappeared and the base of the graben fill is nearly grounded to the basement. This mode of decay occurs in both synthetic and antithetic GF/R systems.

The seismic line shown on figure 12 shows an example of a roller that is starting to fall. The main growth fault, in this case antithetic, is capped by a synclinal depocentre. A conjugate pattern of incipient faults foreshadows a future graben. Instead of creating a graben which offsets the main growth fault, roller fall can initiate a new growth fault towards the front (Fig. 13). During its fall, the salt roller is split in two: a relict salt pillow is trapped at the base of the rollover and a new, smaller salt roller is forms below the new growth fault. However, because such a configuration does not represent decay of the GF/R systems, rollover growth is uninterrupted.

The last mode of decay occurs when the back part of the rollover is cut by a graben (Fig. 11d). As the graben initiates and amplifies the main growth fault stops moving and is capped by new layers. This can only happen in synthetic GF/R systems. Under some circumstances, an antithetic growth fault can develop instead of a graben. The diachronous combination of a synthetic growth fault which develop first, and then an antithetic growth fault which interacts with the synthetic fault, gives rise to a turtle-back growth anticline with an asymmetric internal structure [e.g. *Demercian et al.*, 1993, their figure 10]. A more detailed analysis of turtle-back anticlines is presented elsewhere [*Mauduit et al.*, submitted]. Figure 14 illustrates this mode of decay on a more than 3 km long rollover later cut by a graben. The geometry of the reflectors indicates that the rollover and the main growth fault are capped by the Upper Cenomanian sediments.

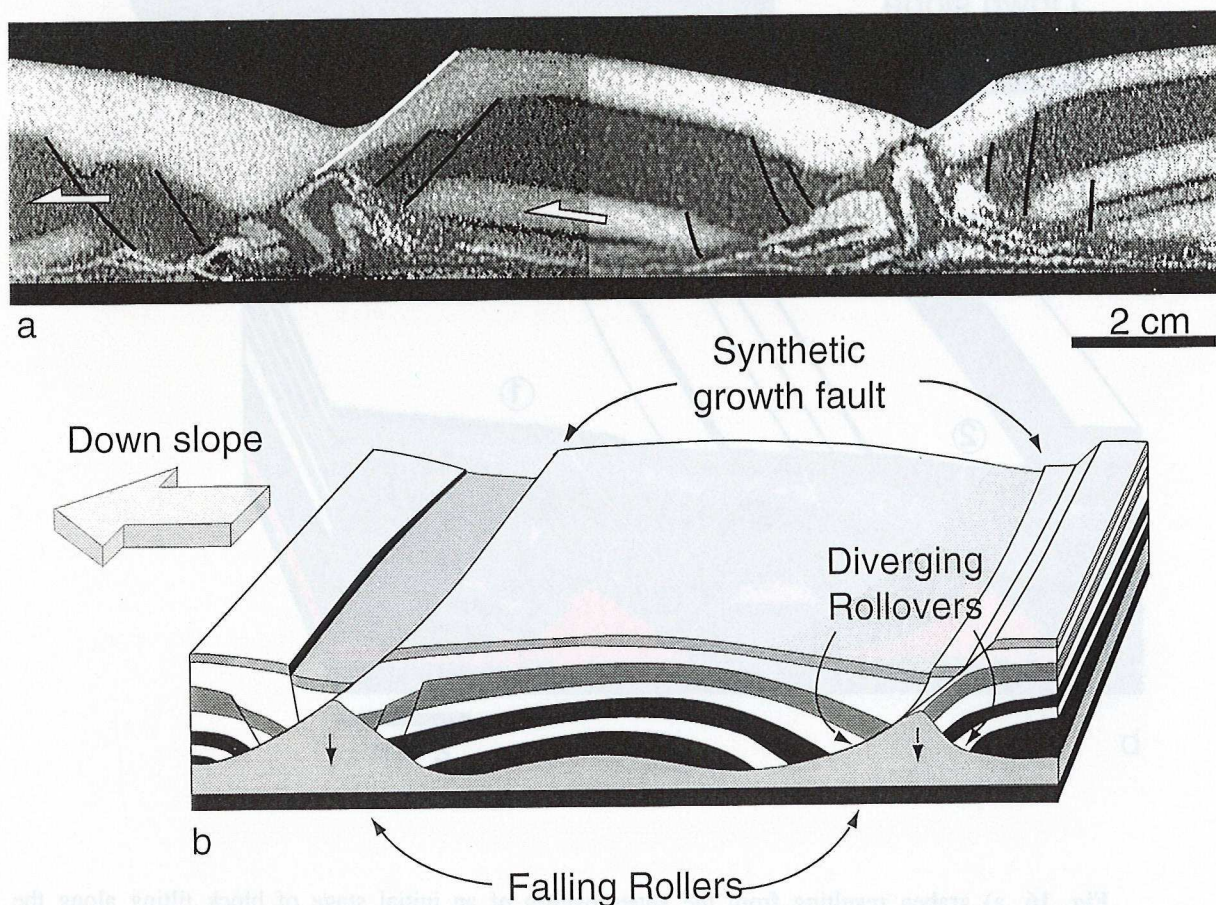


**Fig. 14:** a) uninterpreted and b) interpreted version of a seismic profile displaying a large synthetic growth fault/rollover system, from the Gulf of Guinea. The rollover is cut by a younger graben. White shading for the salt, dark gray shading for the prekinematic layer, light gray shading for the Upper Albian series. Seismic data used with the permission of Elf Congo.

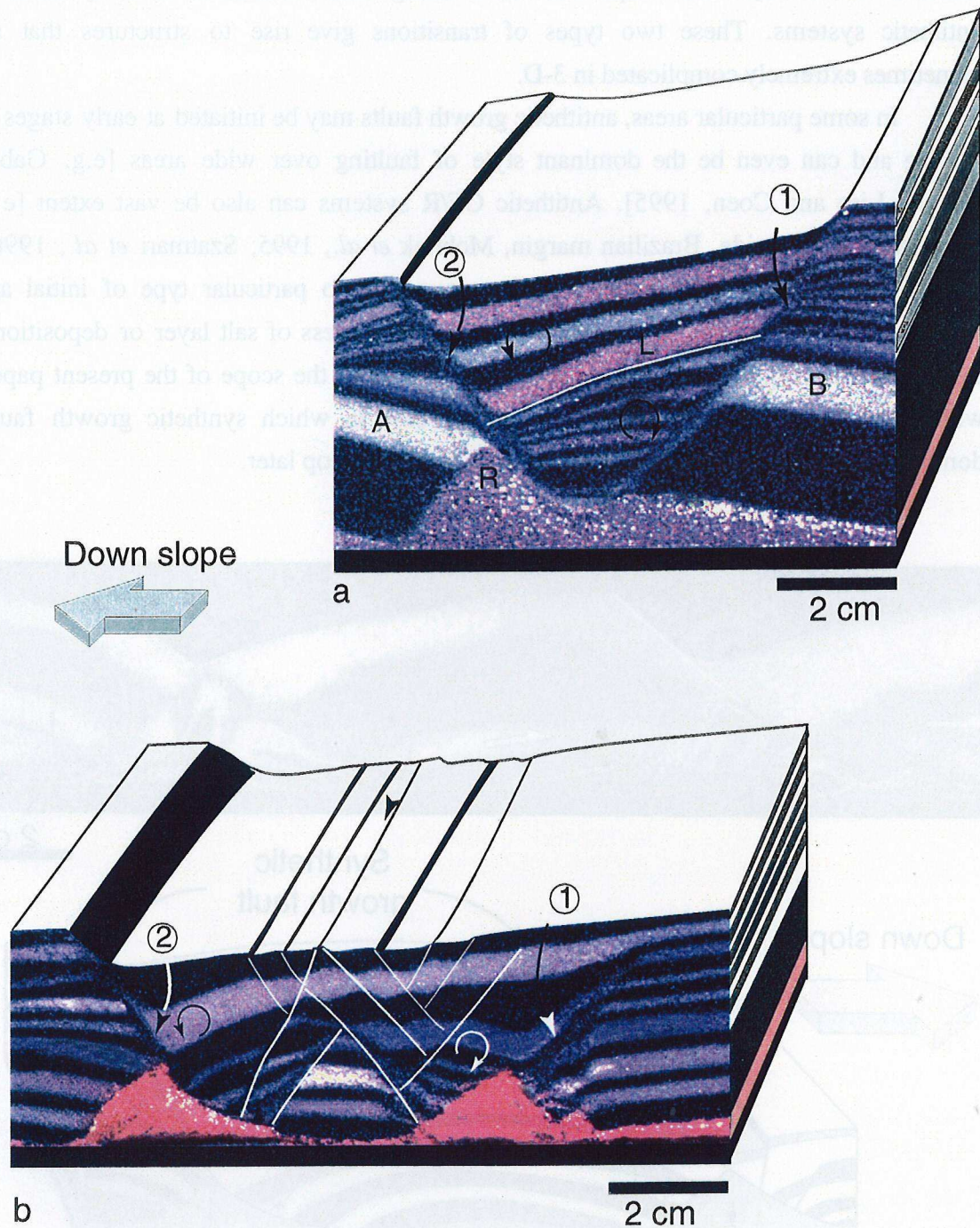
### Interaction between synthetic and antithetic listric faults

Thin-skinned extensional systems due to gravity gliding above salt typically involve both synthetic and antithetic GF/R systems. Both types are seen to occur in the direction of gliding (e.g. Fig. 2) and can be observed on dip lines on seismic data [e.g. Duval *et al.*, 1992]. Fault maps also show along-strike transitions from synthetic to antithetic systems. These two types of transitions give rise to structures that are sometimes extremely complicated in 3-D.

In some particular areas, antithetic growth faults may be initiated at early stages of gliding and can even be the dominant style of faulting over wide areas [e.g. Gabon margin; Liro and Coen, 1995]. Antithetic GF/R systems can also be vast extent [e.g. more than 50 km wide, Brazilian margin, Mohriak *et al.*, 1995; Szatmari *et al.*, 1996]. These early antithetic growth faults likely correspond to particular type of initial and boundary conditions such as salt basin geometry, thickness of salt layer or depositional dynamics. This type of antithetic growth fault is beyond the scope of the present paper, which concentrates only on the more general case in which synthetic growth faults dominate at a early stage and antithetic growth faults develop later.



**Fig. 15:**a) Symmetrical (right) and slightly asymmetrical (left) roller bounded by diverging rollovers. b) Rollers which underwent an early stage of symmetrical divergence. The second stage is asymmetric, with the development of synthetic growth faults.



**Fig. 16.** a) graben resulting from the superposition of an initial stage of block tilting along the synthetic fault (1) and a second stage where the antithetic fault (2) newly developed played a dominant role. b) Turtle back anticline structure resulting from the diachronic development of a synthetic fault (1) and an antithetic fault (2).

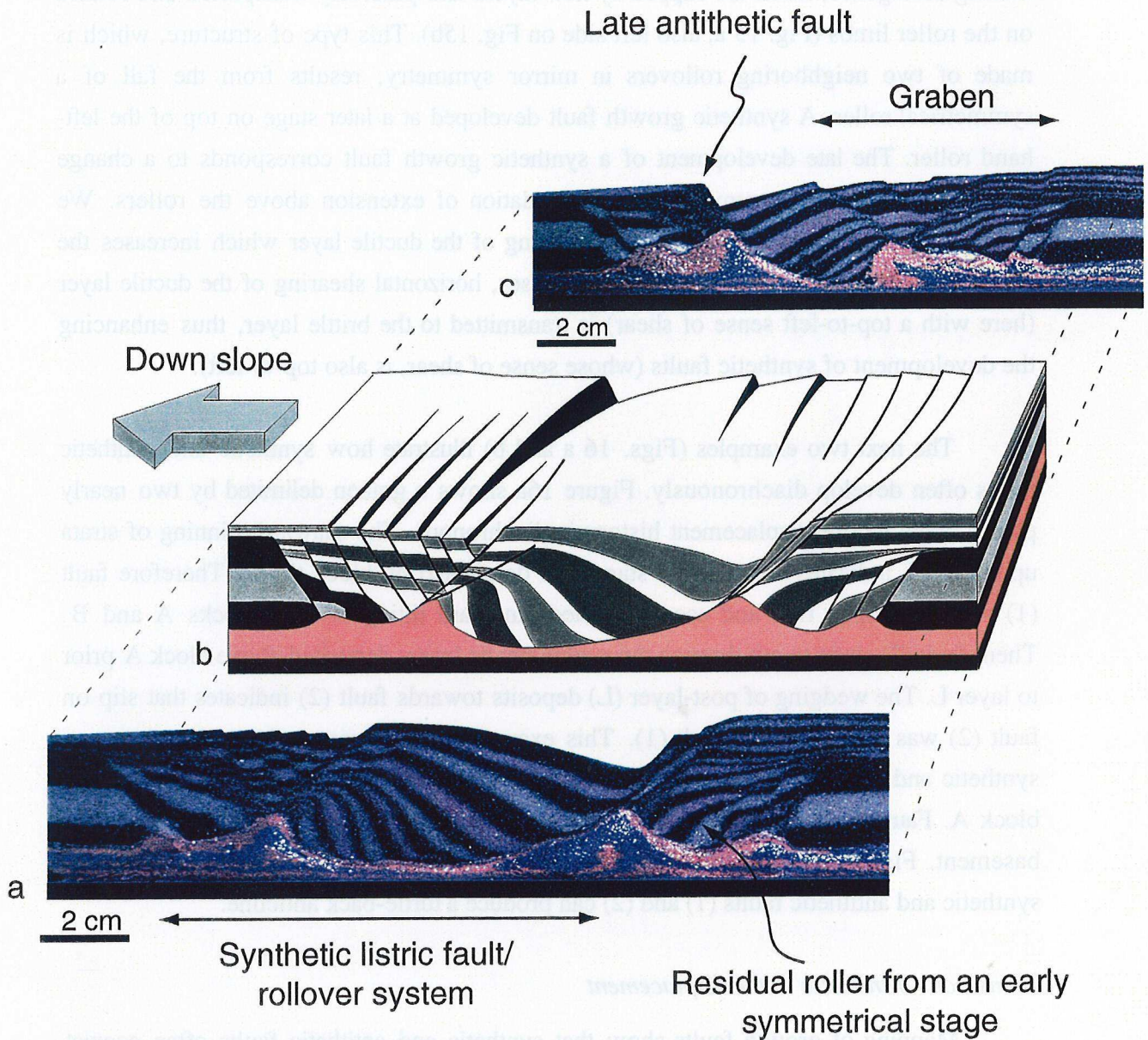
### *Transition parallel to the displacement*

Figure 15a shows two nearly symmetric rollers bounded by diverging rollovers. The rollovers comprise small normal faults dipping towards the roller, indicating that divergence on top of rollers is accommodated by a nearly symmetrical small graben. During divergence, faults are capped by new layers and passively transported and rotated on the roller limbs (Fig. 15 a, also left side on Fig. 15b). This type of structure, which is made of two neighboring rollovers in mirror symmetry, results from the fall of a symmetrical roller. A synthetic growth fault developed at a later stage on top of the left-hand roller. The late development of a synthetic growth fault corresponds to a change from symmetrical to asymmetrical accommodation of extension above the rollers. We infer that this is due to the progressive thinning of the ductile layer which increases the brittle-ductile coupling. When coupling increases, horizontal shearing of the ductile layer (here with a top-to-left sense of shear) is transmitted to the brittle layer, thus enhancing the development of synthetic faults (whose sense of shear, is also top-to-left).

The next two examples (Figs. 16 a and b) illustrate how synthetic and antithetic faults often develop diachronously. Figure 16a shows a graben delimited by two nearly planar faults whose displacement history is diachronous. The seaward thinning of strata up to layer L indicates that the first stage was dominated by block tilting. Therefore fault (1) was developed first and accommodated landward tilting of fault blocks A and B. Then, fault (2) starts to cut through the synkinematic layers deposited above block A prior to layer L. The wedging of post-layer (L) deposits towards fault (2) indicates that slip on fault (2) was faster than on fault (1). This example of diachronous interaction between synthetic and antithetic faults was controlled by the fall of roller R located beneath the block A. Fault (2) was initiated when the lower corner of block B grounded onto the basement. Figure 16b shows, on a larger scale, how similar interaction between the synthetic and antithetic faults (1) and (2) can produce a turtle-back anticline.

### *Transitions transverse to the displacement*

Mapping of growth faults show that synthetic and antithetic faults often coexist along strike. To explain such situations, it is tempting to search for transfer faults parallel to the displacement direction which would accommodate the change in asymmetry. However, such transfer faults rarely exist between neighboring synthetic and antithetic GF/R systems and are never observed in experiments. The transition is more often accommodated by complex patterns of normal faults. Two types of along strike transition were observed in the experiments illustrated by serial sections in figure 17.



**Fig. 17:** Three dimensional diagram (b) of a structure showing the superposition in time and space of an antithetic fault or a synthetic growth fault rollover system. The main growth fault (a) passes backward (c) to a system of planar fault defining a graben.



The section on figure 17a shows a synthetic GF/R system. In the upslope block, the presence of a residual antithetic rollover indicates that the system underwent an initial symmetric stage before becoming dominantly asymmetric along a main synthetic fault ( $F_1$ ) (Fig. 17a). The section of figure 17c displays a totally different pattern where the major fault ( $F_2$ ) is antithetic but whose major displacement is in fact younger than ( $F_1$ ). The displacement accumulated on ( $F_1$ ) was partitioned along strike among a set of conjugate faults defining a nearly symmetrical graben (Fig. 17c). Later fault slip was preferentially localized along a single antithetic fault ( $F_2$ ) in this graben. The overall development is such that the two transitions from symmetric to asymmetric and from synthetic to antithetic took place in a three-dimensional structure of limited extent.

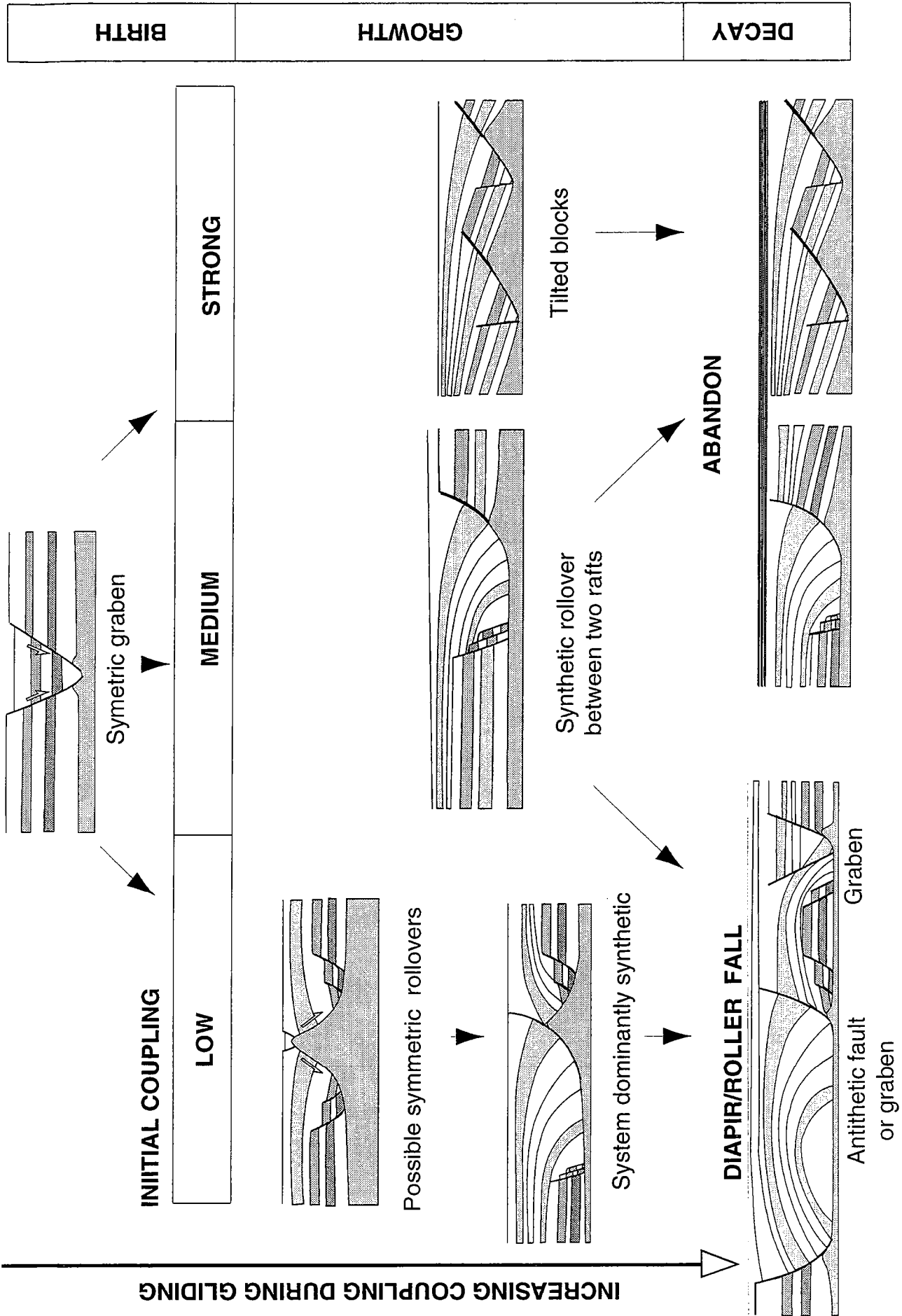


Fig. 18: Summary of the evolution of growth/rollover systems as a function of initial and evolving brittle-ductile coupling. See text for further explanation.

## Discussion

### *The instability of growth fault rollover systems*

Classical models of listric faults and associated rollovers assume (1) that the fault separates a footwall from a hangingwall, (2) that its shape does not change with time, and (3) that rollover geometry and internal deformation directly depend on fault shape. The analysis presented here, which is at variance with previous concepts, considers the association of growth fault and rollovers as the result of instability which is governed by the brittle-ductile coupling. Figure 18 summarizes the main listric development of growth fault rollovers systems.

Initial coupling is mainly controlled by the thickness of the ductile layer and the basal slope angle. If the thickness of the ductile layer is high and the basal slope angle is low, the coupling is weak; whereas it is strong where the thickness of the ductile layer is small and the basal slope angle is high.

Whatever the initial coupling, because the ductile layer thins during extension and gliding, the coupling increases continuously. When gliding starts, symmetric grabens are initiated which cut the prekinematic layer into a series of rafts. Beneath the grabens, the ductile layer rises up to compensate the brittle layer thinning. With weak initial coupling, the ductile layer rises up to the surface and raft separation is nearly symmetrical giving nearly symmetrical diverging rollovers (Fig. 15). The asymmetry - i.e. dominant synthetic faulting - only appears at a later stage when the bulk thinning of the ductile layer increases the coupling between brittle and ductile layers. With medium initial coupling, the ductile layer cannot rise up to very shallow levels, which prevents symmetrical divergence on top of the ductile rollers. The transition from a symmetric graben to an asymmetric, synthetic growth fault occurs earlier and gives rise to synthetic GF/R systems (see Figure 2b). In other terms, dominant synthetic faulting follows an early stage of symmetric faulting. For strong initial coupling, the development of tilted blocks is favored. Block tilting rapidly contributes to a segmentation of the ductile layer as the lower corner of tilted blocks grounds onto the basement.

As the ductile layer thins, coupling increases leading to the decay of the GF/R systems. If the downslope block bounding the system is already able to glide, diapirs and/or rollers are free to fall leading to a graben replacing the growth fault. Alternatively, a graben or an antithetic fault can develop within the rollover. If the downslope block is no longer able to move, the GF/R system is abandoned and capped. It is likely that systems with initial medium to strong coupling tend to evolve towards the abandonment mode of decay. By contrast, it is likely that systems with weak to medium coupling tend to evolve towards diapir or rollover fall.

It is also worth noting that extensional faulting in a brittle-ductile system undergoing gravity gliding can display two successive transitions in terms of symmetry,

first, from symmetric to asymmetric, with dominantly synthetic fault, during the early stage, and second from synthetic to antithetic faults during the late stage.

## **Conclusions**

Our experimental study leads to the following conclusions:

(1) A growth fault/rollover system results from a mechanical instability that is controlled by the coupling that the basal ductile layer exerts between the sedimentary cover and the basement. Weak initial coupling occurs when the ductile layer is thick and/or the basal slope angle is low. Strong initial coupling occurs when the ductile layer is thin and/or the basal slope angle is steep. Weak coupling favors a segmentation of the cover into large blocks (with high aspect ratios), giving rafts separated by diapirs. Strong coupling favors segmentation of the cover into small blocks as well as their rotation (i.e. tilted blocks).

(2) The development of a growth fault/rollover system during gliding comprises three stages (birth, growth and decay) whose duration and mode depend on the progressive increase in coupling during gliding. These three stages characterize the critical lifetime of a GF/R system. In all cases, birth corresponds to the development of a symmetric graben which later evolves asymmetrically. During growth, the initial grabens become asymmetric. A single fault of the graben becomes the main growth fault producing either synthetic or antithetic systems. Rollover growth records the progressive separation between the blocks.

(3) Layers deposited on the hangingwall block of the growth fault undergo a rotation on one limb of the ductile roller which occurs at the lower tip of the growth fault. The curved basal limit of the rollover is not a fault but the trace of a fault passively transported on top of a ductile décollement. Layer rotation in the rollover is accommodated either by a conjugate fault system, in which the faults dipping opposite to the main growth fault dominate, or by tilting of the growth fault hangingwall block.

(4) The main growth fault which controls the rollover growth is often temporary and generally corresponds to a sequence of faults. The unsteadiness of growth faults is recorded within the rollover through variations in the dihedral angle between the layers and the rollover basal limit as well as irregularities in the rollover basal limit.

(5) The decay of GF/R systems occurs according to three modes: abandonment when the system stops growing and is capped by new deposits, a graben replacing the main growth fault, and grabens or antithetic faults cutting the rollover. The two last modes occur when diapirs or rollers fall due to an increase in ductile coupling.

(6) Interactions between synthetic and antithetic growth faults can occur in the direction of displacement, giving rise to so-called turtle back anticlines, or transverse to the direction of displacement giving lateral transitions from growth faults to grabens. Lateral transitions of this type do not require the presence of transfer faults parallel to the displacement.

(7) From the above conclusions, it appears that the term "listric fault" is ambiguous. At a given time during deformation the active fault is actually limited to the part of the rollover base in contact with a sedimentary cover block. The rest of the rollover basal contour is in contact with the underlying décollement and is passively transported on top of it. Therefore, the resulting listric fault is composed of two parts, one active and one inactive which cannot be considered as a single fault surface separating two moving blocks. It should be recalled that, in antithetic GF/R systems, the sense of ductile shear in the décollement below the rollover is opposite to the sense of shear along the main growth fault. This conclusion suggests that the classical concept of listric fault, would be better avoided when applied to growth fault/rollover systems, even if the term itself can be retained.

### **Acknowledgments**

This work was financed by Elf Aquitaine. The models presented here are part of the MARGES projects (Modélisation Analogique des Relations entre la Gravité Et la Sédimentation) performed at Geosciences-Rennes, which study the interaction between sedimentation and faulting during gravitational deformation. The authors acknowledge Elf Angola, Elf Congo, Petrobras and Tectonophysics for permission to use some seismic data, Elf Aquitaine to publish this paper. We thank J.J. Kermarrec for technical assistance in the Experimental Tectonics Laboratory, and M. Carpenter for improvement of the English. Thanks are due to the referees K. McClay and B.C. Vendeville and the associate editor J. McBride who helped clarifying several important points.

### **References**

Allemand, P., 1990. Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. Thèse d'université, Université de Rennes I.

- Bally, A.W., 1981. - Thoughts on the Tectonics of folded belts. In Mc Clay K.R. & Price N.J. Ed., Thrust and Nappes Tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **9**, p. 13-32.
- Bally, A.W., D. Bernouilli, G.A Davis and L. Montadert, 1981. Listric Normal Faults. *Oceanologica Acta*, N° **SP**: 87-101.
- Brun, J.P. and T. Mauduit, in press. Salt Rollers: Structure and Kinematics *J. Struct. Geol.*
- Buchanan, P.G. and K.R. McClay, 1991. Sandbox Experiments of Inverted Listric and Planar Fault Systems. *Tectonophysics*, **188**: 97-115.
- Cloos, E., 1968. Experimental Analysis of Gulf Coast Fracture Patterns. *AAPG Bull.*, **52**: 420-444.
- Cobbold, P.R. and P. Szatmari, 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, **188**: 249-289.
- Crans, W., G.Mandl and J. Haremboure, 1980. On the Theory of Growth Faulting, a Geometrical Model Based on Gravity Sliding. *J. Petrol. Geol.*, **2**, N°**3**: 265-307.
- Demercian, S., P. Szatmari, and P.R. Cobbold, 1993. Style and Pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins. Offshore Brazil. *Tectonophysics*, **228**: 393-433.
- Dula, W.F., 1991. Geometric models of listric normal faults and rollovers folds. *Amer. AAPG Bull.*, **75**: 1609-1625.
- Duval B., C. Cramez and M.P.A. Jackson 1992. - Raft Tectonics in the Kwanza (Cuenza) Basin, Angola. *Mar. Petrol. Geol.*, **9**, p. 389-404.
- Edwards, M.B., 1976. Growth faults in upper Traissic deltaic sediments, Swalbard. *AAPG Bull.*, **60** (3): 341-355.
- Ellis, P.G. and K.R. McClay, 1988. Listric Extensional Fault Systems. Results of Analogue Model Experiments. *Basin Research*, **1**: 55-70.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of Scales Models as Applied to the Study of Geological Structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **48**: 1459-1520.
- Liro L.M. and R. Coen, 1995. - Salt deformation history and postsalt structural trends, offshore southern Gabon, West Africa. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and

- Snelson S. Ed., Salt Tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, **65**, p. 323-331.
- Mandl G. and W.Crans, 1981. - Gravitational gliding in deltas. In McClay K.C. and Price N.J. Ed., Thrust and Nappes Tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **9**, p. 41-54.
- Mauduit T., G. Guérin, J. P. Brun and H. Lecanu, in press. - Raft Tectonics: the effect of basal slope angle and sedimentation rate on progressive extension, *Jour. of Struc. Geol.*
- Mauduit T., V. Gaullier, G. Guérin and J. P. Brun, in press. -On the asymmetry of turtle back growth anticlines, *Mar. and Petrol. Geol.*
- McClay K.R., 1989. - Physical models of structural styles during extension. In Tankard A.J. and Balkwill H.R. Ed., Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. *AAPG Mem.*, **46**, p. 95-110.
- McClay, K.R. and P.G. Ellis, 1987a. Analogue Models of Extensional Fault Geometries, In Continental Extensional Tectonics, Cowards M.P., Dewey J.P. and Handcock, P.L. Eds. *Geol. Soc. of London, Spec. Pub.*, **28**: 109-125.
- McClay, K.R. and P.G. Ellis, 1987b. Geometries of Extensional Fault Systems Developed in Model Experiments. *Geology*, **15**: 341-344.
- McClay, K.R. and A.D. Scott, 1991. Experimental Models of Hangingwall Deformation in Ramp-Flat Listric Extensional Fault Systems. *Tectonophysics*, **188**: 85-96.
- McClay K.R., D.A.Waltham, A.D. Scott and A.A. Abousetta, 1991. - Physical and seismic modelling of listric normal fault geometries. In Roberts A.M., Yielding G. and Freeman B. Ed., The Geometry of Normal faults. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **56**, p. 231-239.
- Mohriak W.U., J.M. Macedo, R.T. Castellani, H.D. Rangel, A.Z.N. Barros, M.A. Latgé, J.A. Ricci, A.M. Mizusaki, P. Szatmari, L. S. Demercian, J.G. Rizzo, J.R. Aires, 1995. - Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt Tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, **65**, p. 305-321.
- Nelson T.H., 1991.- Salt tectonics and listric-normal faulting. In Salvador A. Ed., The Gulf of Mexico Basin. *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, Colorado, p. 73-89.

- Ramberg, H., 1967. Gravity, Deformation and the Earth's Crust as studied by centrifuge models. *Academic Press*, London, 214 pp.
- Rider, M.H., 1978. Growth faults in Carboniferous of Western Ireland. *AAPG Bull.*, **62** (11): 2191-2213.
- Rouby, D. and Cobbold, P.R., 1996. Kinematic analysis of a growth fault system in the Niger Delta from restauration in map view. *Mar. and Petrol. Geol. Bull.*, **13**: 565-580.
- Shelton, J.W., 1984. Listric Normal Fault: an Illustrated Summary. *AAPG Bull.*, **68**: 801-815.
- Suess, E., 1904. The face of the Earth. Oxford.
- Szatmari, P., M.C.M. Guerra and M.A. Pequeno, 1996. Genesis of large counter regional fault by flow of Cretaceous Salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil, In Alsop, G.I., Blundell D.J. and Davison, I. (Eds), "Salt Tectonics". *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **100**: 259-264.
- Terzaghi, K., 1945. Stress condition for the failure of saturated concrete and rocks. *Amer. Testing Materials proc.*, **45**: 777-801.
- Vendeville, B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension: Modelisation expérimentale. *Mem. et Doc. du CAESS*, **15**.
- Vendeville, B. and P.R. Cobbold, 1988. How Normal Faulting and Sediments Interact to Produce Listric Faults Profiles and Stratigraphic Wedges. *J. Struct. Geol.*, **10**, 649-659.
- Vendeville, B. and M.P.A. Jackson, 1992a. The Fall of Diapirs During Thin Skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, **9**: 354-371.
- Vendeville, B. and M.P.A. Jackson, 1992b. The Rise of Diapirs During Thin Skinned Extension. *Mar. Petrol. Geol.*, **9**: 331-353.
- Xiao H.B. and J. Suppe, 1989. - Origin of Rollover. *AAPG Bull.*, **76**, p. 509-529.



# *Chapitre VI*

*Les structures en "turtle-backs"*



## **VI. Les "Turtle-Back Structures"**

### **VI. 1. Introduction**

Parmi les structures associées à la déformation gravitaire, il en existe une particulière, issue du fonctionnement de deux failles de croissance à pendages convergents qui donne naissance à un anticlinal ayant un aspect de carapace de tortue. Ces structures sont présentes sur toutes les marges et ont été décrites pour la première fois dans le bassin de la Kwanza par Lundin (1992). Si de nombreux géologues étudiant les marges passives s'intéressent à ces structures particulières c'est parce qu'elles constituent des cibles privilégiées pour l'exploration pétrolière. Seuls Vendeville and Jackson (1992) ont proposé jusqu'à présent une interprétation cinématique de leur formation. Pour ces auteurs, les carapaces de tortues ou "turtle-back structures (TBS)" résulteraient de l'effondrement des diapirs (Fall of Diapirs, Vendeville and Jackson, 1992) dû à l'amincissement général du niveau de décollement pendant le glissement gravitaire. Cet effondrement induit une flexuration de la couverture au dessus d'un radeau central qui, a terme, aboutit à la formation d'une TBS. Les sédiments déposés sur ces diapirs pendant la phase d'effondrement peuvent également atteindre le socle et conduire à la formation de tortues de second ordre "mock turtle anticline".

Dans ce chapitre, nous présentons une sélection d'exemples sismiques provenant des deux marges de l'Atlantique sud (deux sections du golfe de Guinée et une de la marge brésilienne), puis nous présentons des expériences analogiques réalisées afin d'en étudier le développement. A partir des résultats expérimentaux, et en se basant sur une comparaison avec les exemples naturels, nous proposons un modèle alternatif pour la formation des carapaces de tortues.

### **VI. 2. Origin of Turtle Back structures: From Natural examples to small scale models**

#### **VI. 2. 1. Résumé**

Les anticlinaux de croissance "en carapace de tortue" sont des structures très communes qui se développent entre deux failles de croissance convergentes, connectées à un niveau de décollement. Des exemples sismiques provenant des marges de l'Atlantique sud mettent en évidence que, si leur structure externe est généralement symétrique, leur structure interne est plus généralement asymétrique. Des expériences analogiques sur modèles en sable et silicone, réalisées pour étudier les glissements gravitaires, sont utilisées pour comprendre le développement de ces anticlinaux de croissance. Les résultats illustrent le mode de développement progressifs des "carapaces de tortue" asymétriques et mènent, par comparaison avec les cas naturels, aux conclusions suivantes : les anticlinaux s'initient fréquemment symétriquement et deviennent asymétriques en raison d'une augmentation du couplage entre niveau ductile et niveau fragile au cours du glissement. L'augmentation du couplage est également responsable d'une transition, à la

fois dans l'espace et dans le temps, de failles synthétiques vers des failles antithétiques. Les diapirs de sel qui séparent les radeaux de la couverture sédimentaire qui ont été translatsés sur le niveau de décollement dans les premiers stades du glissement gravitaire, peuvent jouer un rôle important dans le développement des anticlinaux de croissance. Comme suggéré par de précédents auteurs, les diapirs croissent puis s'effondrent. Nos expériences confirment que cet effondrement permet le recouvrement d'un radeau central par des sédiments syncinématiques.

**VI. 2. 2. Article**

*Article In Press à Marine and Petroleum Geology*

## On the asymmetry of turtle-back growth anticlines

T. Mauduit<sup>1</sup>, V. Gaullier<sup>1</sup>, G. Guerin<sup>2</sup> and J.P. Brun<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Campus de Beaulieu 35042 Rennes,

<sup>2</sup> ELF-Norge, Stavanger, Norway

### ABSTRACT

Turtle-back anticlines are common structures that develop between facing listric growth faults rooted in a flat lying décollement. Seismic examples from the South Atlantic margins show that whereas their external shape can be symmetric, their internal structure is more generally asymmetric. Laboratory experiments on layered sand silicone models designed to study gravity gliding are used to examine the mode of development of turtle-back anticlines. The results provide information on the ways turtle-back asymmetry develops. The comparison between nature and experiments leads to the following conclusions. The fact that turtle-back anticlines often start symmetric and progressively become asymmetric is due to an increase in coupling between overlying brittle sediments and ductile (salt) layers. The increase in coupling is also responsible for the transition in time and space from dominant seaward faulting to landward faulting for the turtle-back anticlines which never pass through a symmetric stage. The salt diapirs, which separate blocks of the sedimentary cover rafted above the basal décollement at early stages of gravity gliding can play a significant role in the development of turtle-back anticlines. As suggested by previous authors, the diapirs first rise and then fall. Our experiments confirm that diapir fall favours the wrapping of rafted blocks by synkinematic layers.

### Introduction

In deltas or passive margins, the gravity gliding of sedimentary cover above a décollement of weak rocks leads to thin-skinned extensional systems (Vendeville and Jackson, 1992 a, b) with a large variety of growth structures. The most common are listric growth faults with associated rollover anticlines. In extensional systems on passive margins, the sense of displacement of the sedimentary cover, the so-called "rafting" of Burollet, (1975) and Duval *et al.*, (1992), is usually toward the ocean. Intriguingly listric growth faults can be either seaward or landward (e.g. Szatmari *et al.*, 1996; Liro and Coen, 1995) the latter being in kinematic opposition with the sense of displacement at the scale of the whole extensional system. When seaward and landward faults are close to each other and mutually facing turtle-back anticlines are produced. From a geometrical point of view, a turtle-back anticline is a double rollover structure with a mirror symmetry plane. As noted by Duval *et al.*, (1992) and Lundin, (1992), however, although the external structure of turtle-back anticlines is commonly roughly symmetric, their internal

structure is generally asymmetric. That indicates a non-synchronous behaviour of the bounding listric faults.

We describe some natural examples of turtle-back anticlines with various degrees of asymmetry. Laboratory experiments on analogue models are used to study the progressive development of turtle-back anticlines and of their asymmetry. The role of coupling between brittle and ductile layers and that of diapirism on the development of asymmetric turtle-back anticline is discussed.

### **Natural examples**

In a very simplified manner, the structural history of the South Atlantic margins starts with a rifting event during the Late Jurassic to Early Cretaceous, followed by the deposition of a post-rift marine sequence with an Aptian salt layer at its base. The post-rift sequence is affected on both margins by gravitational gliding above the Aptian evaporites, which act as a regional scale décollement. The various structures which result from gravitational gliding and rafting of blocks above Aptian salt, were previously described along the West African passive margin (Jackson and Cramez, 1989; Teisserenc and Villemin, 1989; Duval *et al.*, 1992; Lundin, 1992; Liro and Coen, 1995; Spathopoulos, 1995), and along the Brazil margin (Cobbold and Szatmari, 1991; Demercian *et al.*, 1993; Mohriak *et al.*, 1995; Cobbold *et al.*, 1995; Szatmari *et al.*, 1996).

The seismic profile presented in figure 1, shows a roughly symmetrical 10-km wide Tertiary turtle anticline from the Gabonese margin with a central keystone graben. During the first stages of deformation, rotation on the two boundary faults of the pre-raft series is roughly synchronous. Later evolution displays diachronous fault activity, with a landward-expanding growth sequence. A late regional uplift and associated erosion are superimposed; but the earlier extensional structures are not very modified. This apparently simple example, showing a roughly symmetrical turtle-back anticline, illustrates the complex kinematic evolution of these structures. Moreover, the earliest deposits already show thickness variations, at very early stages of rafting.

The profile presented on figure 2 illustrates a 10-km wide symmetrical turtle-back anticline from the Kwanza basin (Angola) which developed from Oligocene to Miocene times. It separates two rafts constituted by the Upper Cretaceous sequence. Though the external shape is roughly symmetric with keystone grabens on both sides, the internal shape is obviously asymmetric. The two listric growth faults appear to have initiated synchronously, but the right hand fault was moving faster as attested by the wedging of the two first layers. Then the two faults have apparently accommodated synchronous deformation up to layer 5 before displacement was entirely localised on the left hand fault

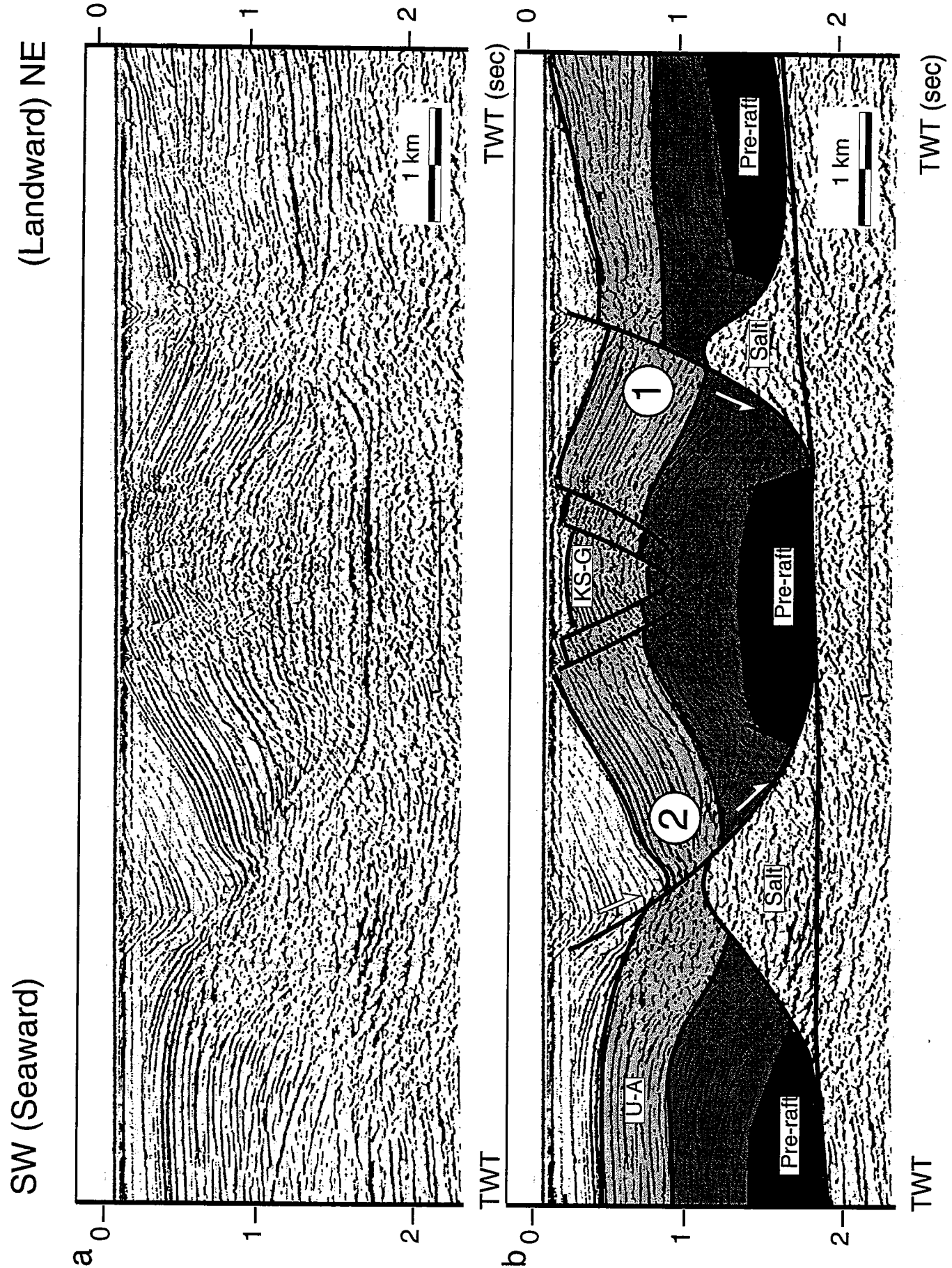
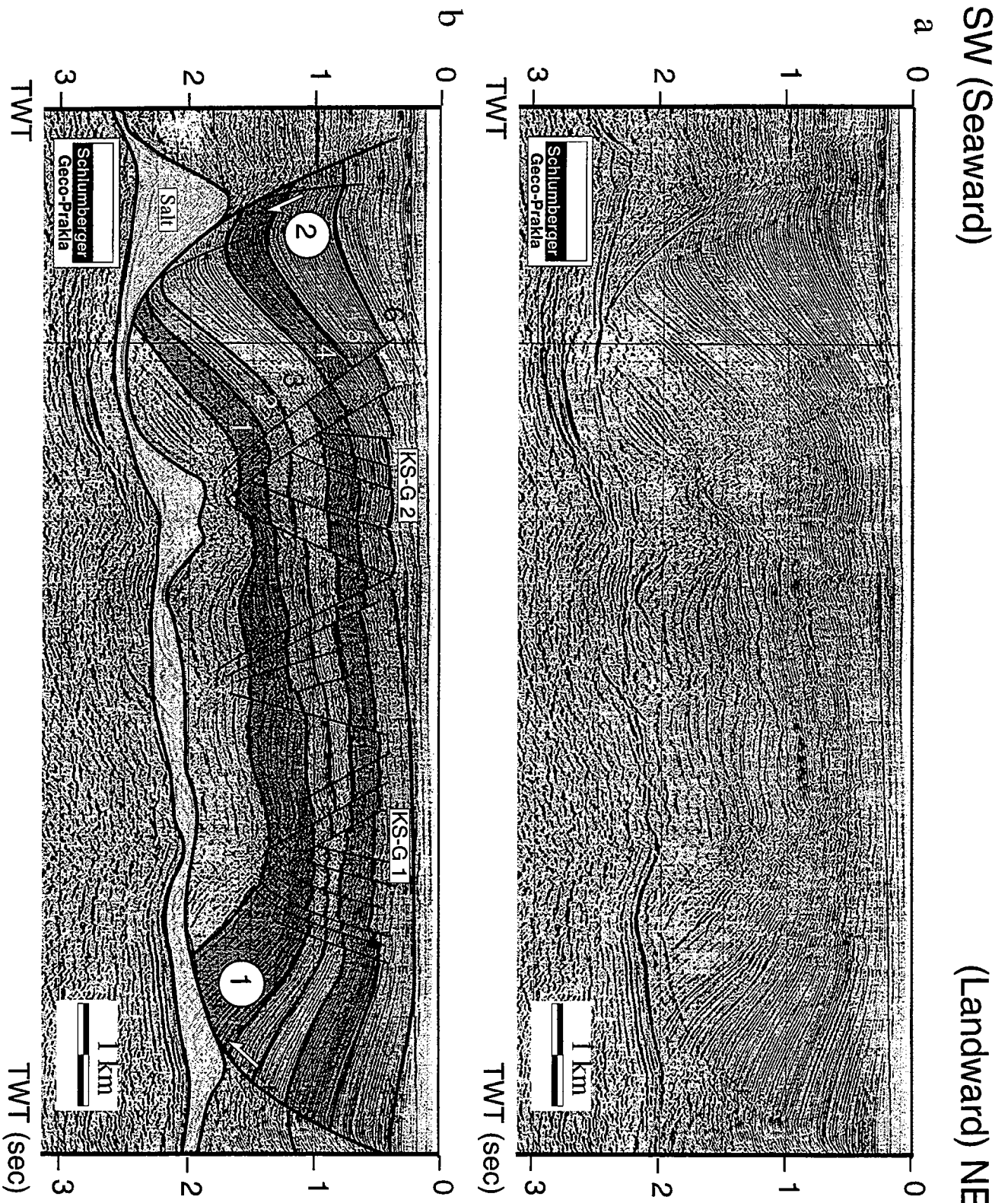


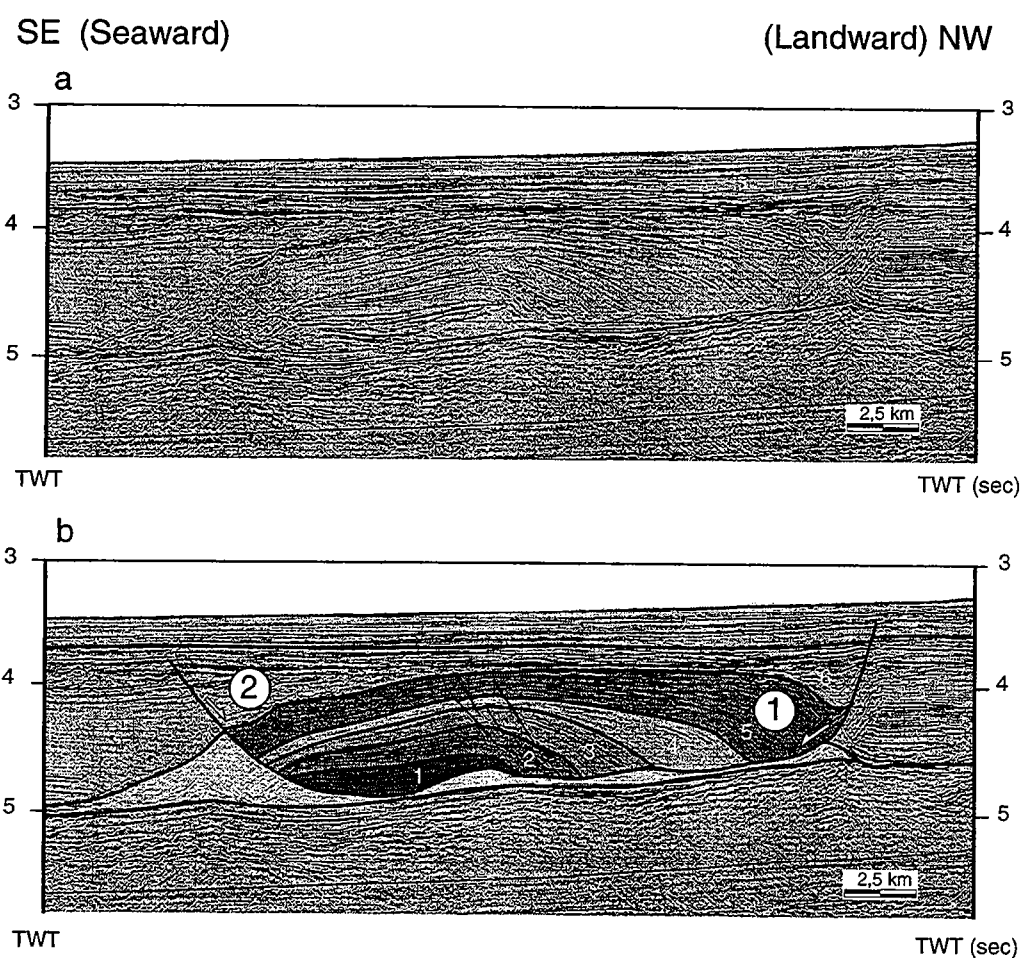
Figure 1. a) Uninterpreted and b) interpreted version of a seismic profile showing a turtleback anticline from the Gabonese margin (KS-G: Keystone Graben; UA = Upper Albian).



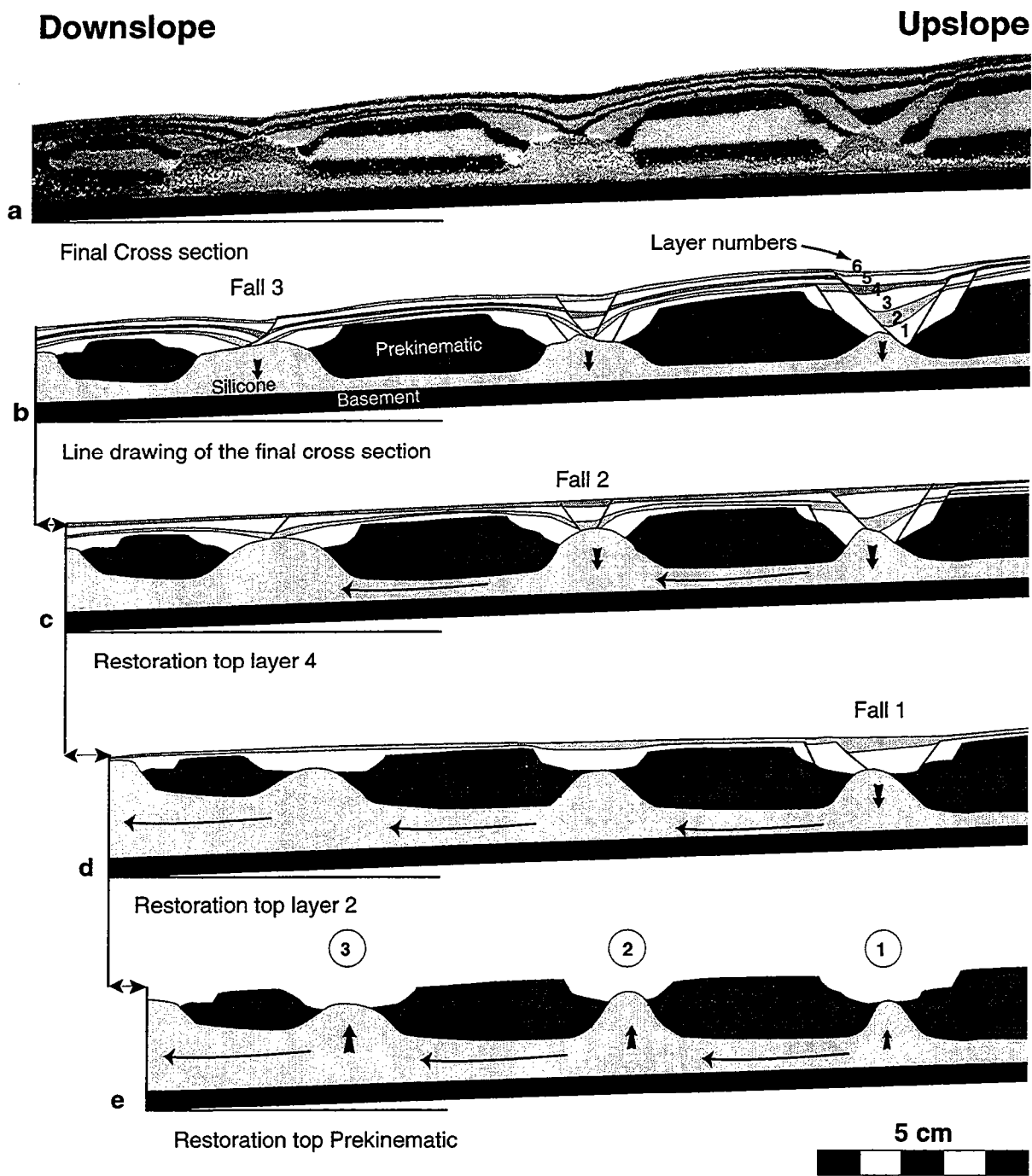
**Figure 2.** a) Uninterpreted and b) interpreted version of a seismic profile showing a turtle-back anticline from the Kwanza Basin, Angola (KS-G 1 and 2: Keystone Graben). The seismic section comes from a non exclusive proprietary survey owned by Geco-Prakla (U.K. Limited). Permission to use this data is gratefully acknowledged. (KS-G: Keystone Graben; UA = Upper Albian).



The section presented in figure 3 modified after Demercian *et al.*, (1993), shows a 25 km-wide Upper Cretaceous turtle-back anticline coming from the deep offshore of the Campos Basin (Brazil). During the deposition of Cretaceous sequences, displacement occurred only on the seaward listric fault with the deposition of a thick sedimentary wedge. This fault corresponds today to the present upslope limits of the pre-raft series. After the deposition of the last Upper Cretaceous sequence (5 on Fig. 3), a landward fault started to develop along the upslope flank of a salt diapir which controlled the deposition of the early Tertiary. This evolution is here entirely diachronous.



**Figure 3.** a) Uninterpreted and b) interpreted version of a seismic profile showing a turtle-back anticline from the Campos Basin, Brazil (Modified after Demercian *et al.*, 1993). (1 and 2: chronology of faulting).



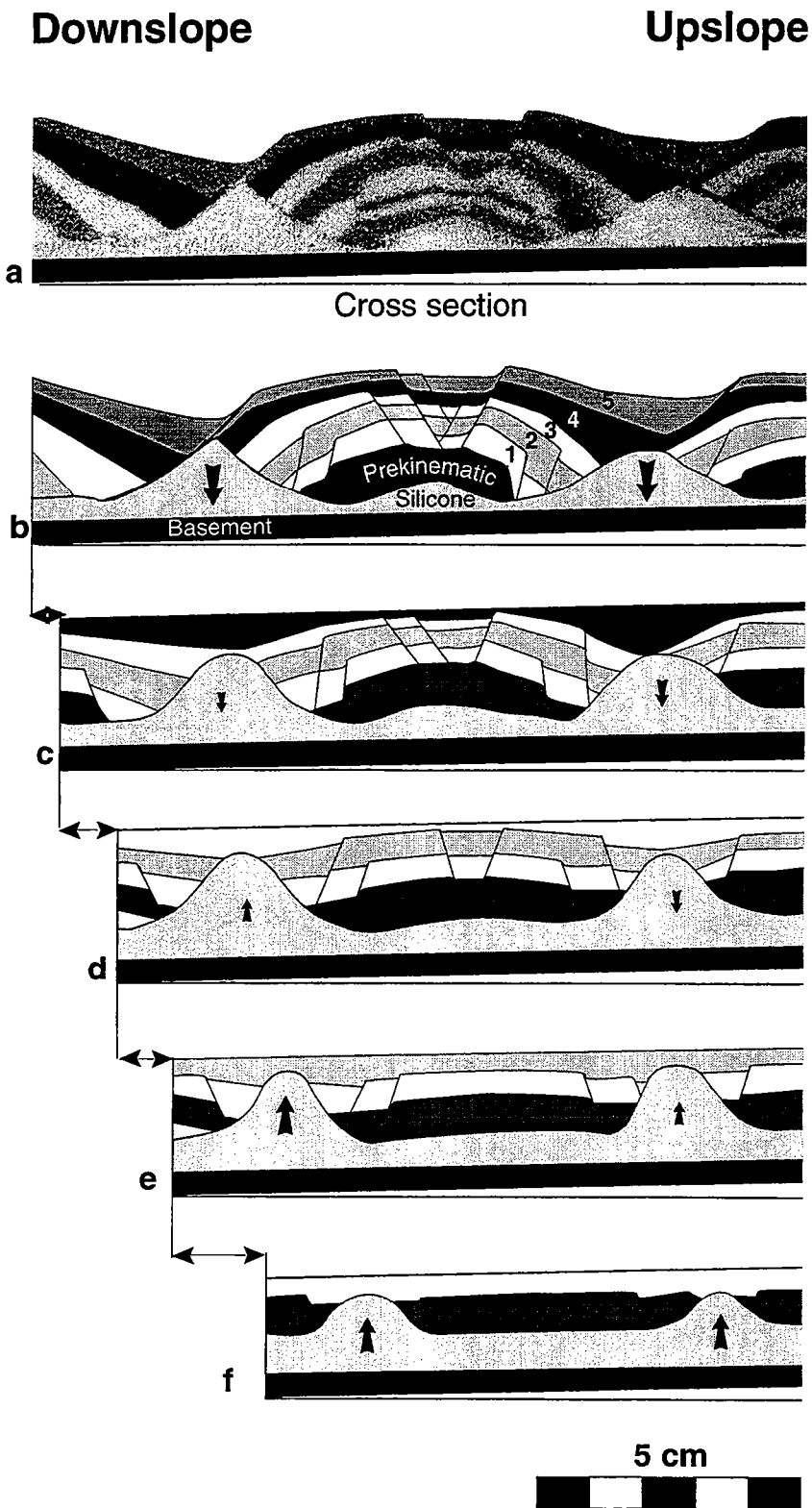
**Figure 4.** a) Model cross section of a turtle-back anticline obtained with a low sedimentation rate. b) to e) layer to layer palinspastic restoration of this section.

## Modelling principles and techniques

The experiments simulate extension due to the downslope gravitational gliding of sediments with prograding depositional sequences. The modelling techniques are similar to those conventionally used for experiments on brittle-ductile systems at the Laboratory of Experimental Tectonics of the Géosciences Department, Rennes University. Brittle sedimentary cover is represented by sand with a mean friction coefficient  $\Phi$  of 0.58. Salt has a ductile behaviour which is represented by Newtonian silicone putty with a viscosity  $\mu$  of  $9 \times 10^3$  Pa.s and a density of  $1.2 \text{ g/cm}^3$  at  $30^\circ\text{C}$  [see Nalpas and Brun, 1993; Appendix 1].

The linear dimensions of models are scaled down by a factor of  $10^5$  (1 cm representing 1 km), with a density ratio equal to 1 -i.e. densities equivalent in models and rocks -. The stress ratio is equal to  $10^5$ . For a viscosity of natural salt of the order of  $10^{18}$  Pa s (Van Keken *et al.*, 1993), viscosities are scaled down by a factor of  $10^{14}$ , strain rates by a factor of  $10^9$  and time by  $10^9$  (1 hour represents about  $10^5$  years).

Models were built in a 50 cm x 100 cm box, with a rigid removable endwall and a planar rigid base, and consisted of a 1-cm-thick silicone layer to represent the décollement layer overlain by a sand overburden to represent the sedimentary rocks. The brittle overburden is composed of prekinematic layer which corresponds to sediments deposited over the basal silicone layer before the onset of extension. The box is then inclined with a basal slope angle constantly at  $2^\circ$  and the down-slope endwall of the box is removed to allow free gliding. Successive synkinematic sand layers of alternating colours are then deposited at regular time intervals (12h for model 1 (Fig. 4), 1h30 for model 2 (Fig. 6), and 1h for model 3 (Figs. 6 and 7)). Each new deposit simulates a progradation with simultaneous aggradation above the previous deposits. Top views were photographed at regular time intervals, before deposition of each new layer. The experiments are performed at a temperature of  $30^\circ\text{C}$  allowing a better control of silicone viscosity and shorter durations of experiments.



**Figure 5.** a. Model cross section of a turtle-back anticline obtained with a medium sedimentation rate. b. to f layer to layer palinspastic restoration.

## Experimental results

### *Wrapping of horizontal rafts*

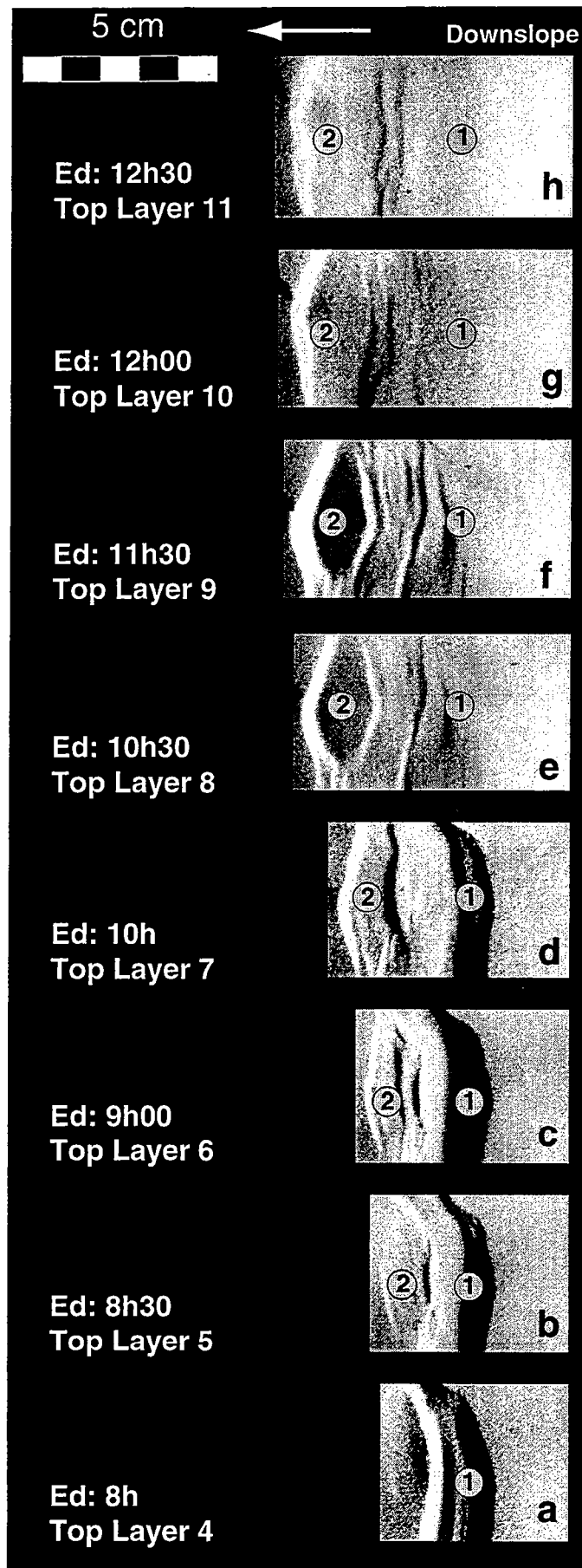
Figure 4a shows the final section of an experimental model where the prekinematic cover and ductile layer had opposite wedge shapes. Sedimentation was achieved by steps of 4 mm every 12h. The section displays four rafted blocks of the prekinematic layer separated by diapirs whose width and height increase downslope. Synkinematic layers are wrapped around the prekinematic blocks. Figures 4b to e present a layer-to-layer restoration using the final section and top views taken before each new layer deposit. Figure 4e presents the end of diapir rising between the rafted blocks before the first layer deposition. Note that the diapir width increases downslope from the very early stages of deformation. During later stages (Figs. 4d to b), the deformation of synkinematic layers shows that the amplitude of diapirs tends to decrease as their width increases. In other terms, the diapirs fall (Vendeville and Jackson, 1992 b). The upslope diapir has the smallest amplitude and the sedimentary depo-centre seated on its top is the thickest. Faults that accommodate diapir fall start first upslope (Fig. 4c) and develop later downslope (Fig. 4d). These observations indicate that diapir fall is faster upslope than downslope. This is in agreement with the dynamics of gravity gliding (Brun and Merle, 1985; Merle, 1986) which involves a component of vertical thinning stronger in the upslope domain of gliding slabs than in the downslope domain. The wrapping of the prekinematic layer blocks by synkinematic layers demonstrated by this experiment is one of the basic processes associated with turtle-back anticlines.

### *Bending of prekinematic rafts*

Figure 5a shows an example of a turtle-back anticline constructed around a central raft which has undergone a progressive bending during deformation and sedimentation. Sedimentation was achieved by steps of 4 mm every 1h30. The total amount of sedimentation reaches three times the thickness of the prekinematic layer. Extension was strong enough for the base of the sand layer to come into contact with the box basement. As a consequence, the silicone is present within rollers on each side of the turtle-back anticline and below its arched base. The layer-to-layer restoration of figures 5b to f shows the progressive development of the structure.

The turtle-back anticline has a nearly symmetrical external shape. The bending of layers is accommodated by a symmetrical system of conjugate normal faults defining a central graben. Such a graben is called by many authors keystone graben (e.g. Mc Clay and Ellis, 1987; Vendeville and Jackson, 1992 b). This fault system starts to develop at an early stage and had remained active throughout the experiment (Figs. 5d to b).

At the earliest stage (Fig. 5f) the central raft is bounded by two emerging diapirs on which the first layer is deposited. Then the layer is stretched, allowing the diapir to emerge again and a new layer is deposited. (Fig. 5e). During the following steps of layer

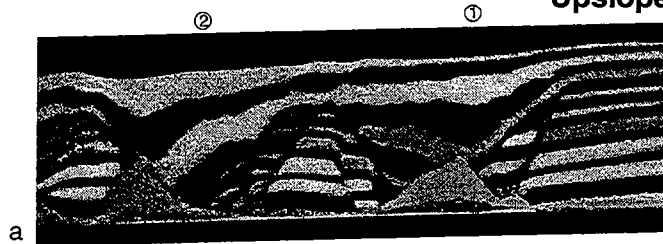


**Figure 6.** Sequential top views of a model with a high sedimentation rate showing the diachronous development of two facing listric faults seaward (labelled 1) and landward (labelled 2). Illumination from the right.

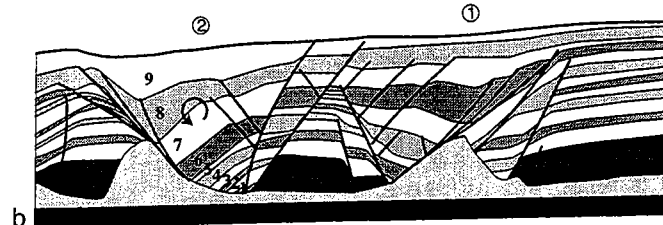
Downslope

Upslope

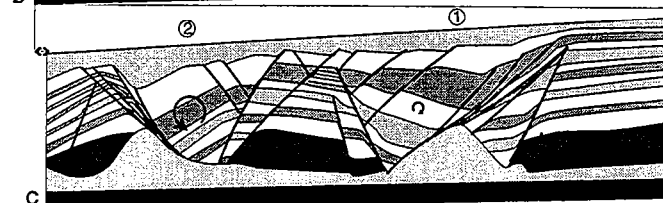
Cross section  
at the end of experiment



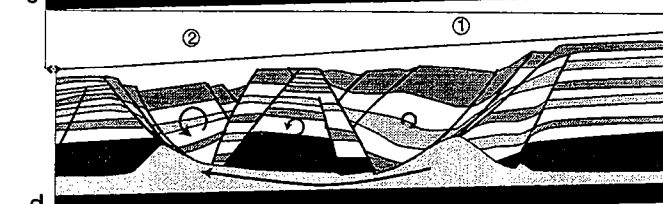
Line drawing  
at the end of experiment



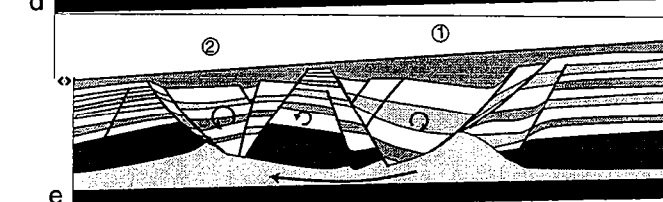
Restoration top Level 10



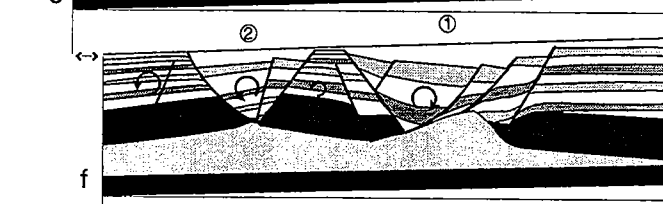
Restoration top Level 9



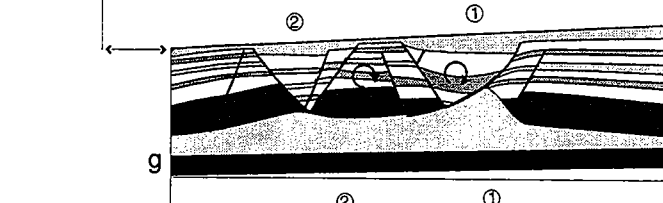
Restoration top Level 8



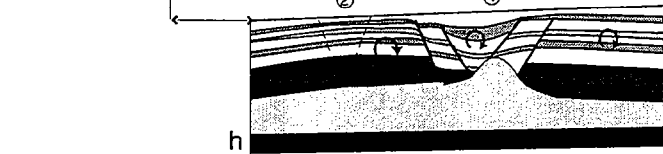
Restoration top Level 7



Restoration top Level 6



Restoration top Level 5



**Figure 7.** a) Cross section of the turtle-back anticline obtained in the experiment shown in figure 6. b) to h) layer to layer palinspastic restoration.

deposition, the earlier layers are rotated downward on both limbs of the diapirs (Figs. 5d to b). As in the previous experiment, the amplitude of the diapirs is lower upslope than downslope indicating a fall starting after the deposition of the layer 3 (Fig. 5d). Diapir fall is accompanied by the development of a seaward listric fault at diapir top, the turtle-back anticline has developed almost symmetrically until stage (d) when the process became asymmetric.

#### *Diachronism of facing listric faults*

The two previous experimental models exemplify the role of early diapirs and their rise and fall dynamics on the development of turtle-back anticlines. Figures 6 and 7 present an example of a turtle-back anticline which developed in a totally different way. Sedimentation was achieved by steps of 4 mm every hour.

The sequence of top views (Fig. 6) shows the development of a seaward listric growth fault labelled 1 on photographs. This fault was extremely active from layer 4 (Fig. 6a) to layer 7 (Fig. 6d). Its activity then strongly decreased (Figs. 6e and f) to finally stop (Fig. 6g). A second listric growth fault labelled 2 on photographs is landward and facing the previous one. This fault started slowly during deposition of layer 5 and layer 6 (Figs. 6b and c) to become strongly active at later stages (Figs. 6 d to h). Both faults were not initiated at the same time and therefore are partially diachronous. Moreover during their common lifetime they were active at different displacement rates. The seaward fault dominated in the first part of the deformation history and the landward during the later part. The transition is clearly seen on figures 6d and e.

The resulting structure (Figs. 7a and b) is an asymmetric turtle-back anticline. The restoration of early stages (Figs. 7g and h) together with corresponding top views (Figs. 6a and b) suggest that the landward fault could be due to the bending of the seaward fault hangingwall. During rapid displacement along the seaward fault, a graben accommodated the bending of the hangingwall. When displacement rate along the seaward listric fault started to decrease, the landward fault of the graben became the landward listric fault 2.

### **Discussion-conclusion**

#### *(1) Asymmetry of turtle-back anticlines*

Seismic sections (Figs. 1 and 2) show examples of turtle-back structures that initiate around a raft made of prekinematic layers and bounded by salt diapirs. In figure 1, both faults were acting at almost the same rate during the deformation-sedimentation history. It is only at a later stage that the rate of displacement became faster on the landward fault. In figure 2 both faults were acting at the same time but the seaward fault dominated at an early stage (layer 1) and the landward fault at a later stage. These two examples illustrate the fact that turtle-back anticlines could result from various types of interaction between two facing listric growth faults. Other examples (Duval *et al.*, 1992;



Worrall and Snelson, 1989; Lundin, 1992) support this conclusion, and in addition to the examples described here, show that turtle-back anticlines are more generally asymmetric.

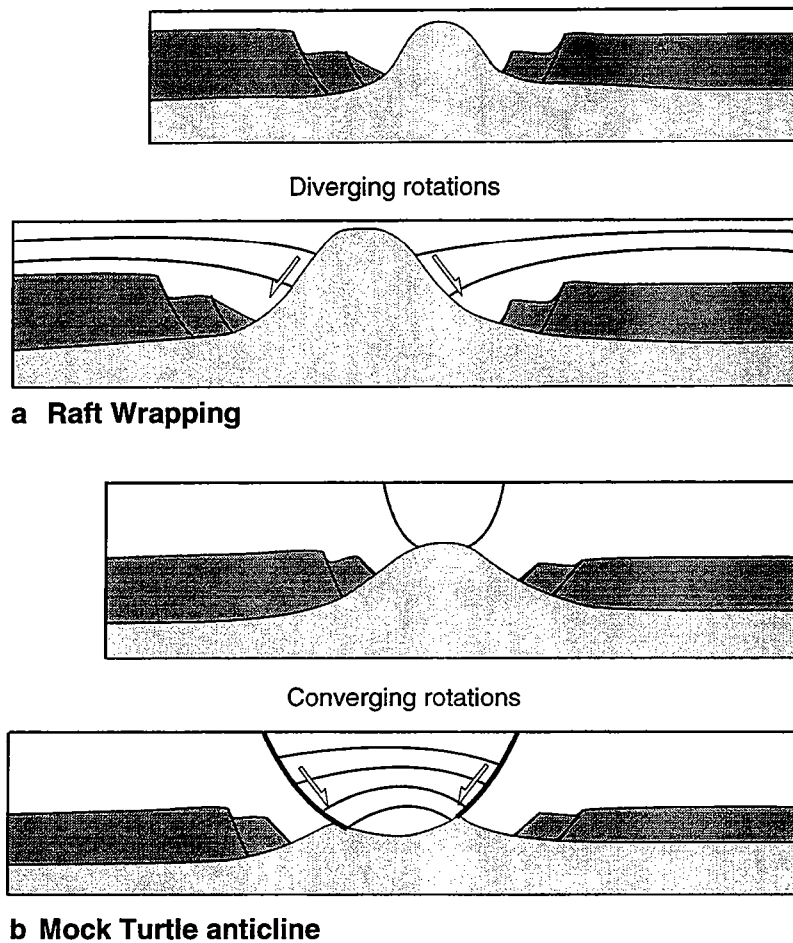
*(2) Transition in time from symmetry to asymmetry.*

Both seismic lines and experiments exemplify that during synchronous deformation and sedimentation, a transition often occurs from symmetrical to asymmetrical structural and kinematic settings. The sand-silicone models help understand the mechanical reason for this. Silicone putties in experiments, or salt in nature, are ductile materials which couple or decouple the sedimentary cover to or from the basement. For a constant displacement rate of the gliding slab, the mean shear strain rate in the ductile layer is inversely proportional to the thickness of the brittle layer. Because the strength of the ductile layer is the product of the viscosity and the shear strain rate, when the ductile layer thins, the strength increases (i.e. the coupling between sedimentary cover and basement increases). At constant strain rate, because the thickness of the ductile layer constantly decreases during gliding, the coupling constantly increases. From previous experiments where the structural effects of brittle-ductile coupling were analysed in detail (Allemand, 1990) we know that low coupling allows the development of symmetrical or nearly symmetrical structures and conversely that high coupling favours the development of asymmetrical ones (e.g. block tilting). For further details on the effect of brittle-ductile coupling on the development of listric growth fault, the reader could refer to Mauduit and Brun, (1997). The observation of a transition from symmetrical to asymmetrical mode of deformation in both seismic lines and experiments is in agreement with this.

*(3) The role of diapirs*

Our experiments (Figs. 4 and 5) with palinspastic restorations, confirm that between-raft diapirs can play a significant role in the development of turtle-back anticlines (see also Vendeville and Jackson, (1992 b) and Jackson *et al.* (1994)). Our experiments show that the wrapping of rafts is achieved by a divergent rotation of synkinematic layers along diapirs limbs (Fig. 8a).

Despite our efforts, we never succeed obtaining experimentally the so-called "Mock-turtle structures" (Vendeville and Jackson, 1992 b): building of a turtle-back type depocentre which replaces a diapir between two rafts. Such structures were however observed on seismic sections (Duval *et al.*, 1992). It is interesting to note that, by opposition to raft wrapping (Fig. 4), they would correspond to convergent rotations -by reference to the centre of the diapir- of synkinematic layers (Fig. 8b). Whereas divergent rotations do not necessitate faulting (early stages on figure 5) convergent rotations require two facing faults to work simultaneously (Fig. 8b).



**Figure 8.** a) Comparison of diapir fall induced layer rotations in the wrapping of rafts and b) in the formation of a mock-turtle anticline .

*(4) Transition in time from seaward to landward faulting*

Both nature and experiments also provide evidences of turtle-back anticlines which develop in a purely asymmetric and/or diachronic way. In the examples quoted above, a seaward listric fault develops first, followed by a landward listric fault which can be partially synchronous (Figs. 6 and 7) or entirely diachronous (Fig. 3). Such turtle-back anticlines never passed through a symmetrical stage. Their asymmetry is initial. These examples also demonstrate that turtle-back anticlines do not necessarily need a diapir fall effect to initiate. An anticline can grow as soon as it is flanked by two facing listric growth faults working simultaneously or successively.

The transition in time from dominant seaward faulting to dominant landward faulting is also a consequence of brittle ductile coupling (point 2 above). Because the ductile layer thins faster upslope than downslope, coupling is stronger upslope than downslope. Consequently the seaward fault which is located on the upslope side of the anticline is slowed down and the landward fault which is located on the downslope side can move faster.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work was financed by Elf Aquitaine. The models presented here are part of the MAD and MARGES projects (Modelisation Analogique des Deltas et Modelisation Analogique des Relations Entre la Gravité Et la Sédimentation) performed at Geosciences-Rennes and which aimed to study the interactions between sedimentation and faulting during gravitational deformation. The authors acknowledge Geco-Prakla, Elf Angola and Elf Gabon for permission to use some seismic data and Elf Aquitaine to publish this paper. We thank J.J. Kermarrec for technical assistance in the Experimental Tectonics Laboratory, and M. Carpenter for improvement of the manuscript. Thanks are due to the referees MPA Jackson and I. Davison who helped clarifying several important points.

## REFERENCES

- Brun J.P. and Merle O., 1985. Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics*, **4**, 705-719.
- Cobbold, P. R. and Szatmari, P. 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics* **188**, 249-289.
- Cobbold, P. R., Szatmari, P., Demercian, L. S., Coelho, D. and Rossello, E. A. 1995. Seismic and experimental evidence for thin skin horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep water Santos basin Brazil. In: *Salt Tectonics: a global perspective* (edited by M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 305-321.
- Coward, M. and Stewart, S. 1995. Salt-influenced structure in the Mesozoic-Tertiary cover of the Southern North Sea U.K. In: *Salt Tectonics: a global perspective* (edited by M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 229-250.
- Demercian, S., Szatmari, P. and Cobbold, P. R. 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins. Offshore Brazil. *Tectonophysics* **228**, 393-433.
- Diegel, F. A., Karlo, J. F., Schuster, D. C., Shoup, R. C. and R.Tauvers, P. 1995. Cenozoic structural evolution and tectonostratigraphic framework of the Northern Gulf Coast continental margin. In: *Salt Tectonics: a global perspective* (edited by M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 109-151.

Duval, B., Cramez, C. and Jackson, M. P. A. 1992. Raft tectonics in the Kwanza (Cuenza) basin, Angola. *Mar. Petrol. Geol.* **9**, 389-404.

Heaton, R. C., Jackson, M. P. A., Bamahmoud, M. and Nani, A. S. O. 1995. Superposed Neogene extension, contraction and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea. In: *Salt Tectonics: a global perspective* (edited by M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 333-351.

Hooper, R. J. and More, C. 1995. Evaluation of some salt-related overburden structures in the U.K. Southern North Sea. In: *Salt tectonics a global perspective* (edited by M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 251-259.

Jackson, M. P. A., Vendeville, B. C. and Ela, D. D. S. 1994. Structural dynamics of salt systems. *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* **22**, 93-117.

Liro, L. M. and Coen, R. 1995. Salt deformation history and postsalt structural trends, offshore Southern Gabon, West Africa. In: *Salt Tectonics, a global perspective* (edited by M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 323-331.

Lundin, E. L. 1992. Thin skin extensional tectonics on a salt detachment, Northern Kwanza basin, Angola. *Mar. Petrol. Geol.* **9**, 405-411.

Lundin, E. L. 1993a. A Geologic "tortoise and hare race" in the Northern Kwanza Basin, Angola. Gravity gliding versus gravity spreading. In: *AAPG Internat. Hedberg Res. Conf.*, Bath, England. Abstract.

Lundin, E. L. 1993b. The Northern Kwanza basin, Angola, an unusual example of raft tectonics on a salt layer. In: *AAPG Internat. Hedberg Res. Conf.*, Bath, England. Abstract.

Mauduit T. and Brun J. P. Growth fault/rollover systems: birth, growth and decay, *Jour. of Geophys. Res.*, In press.

McClay, K. R. and Ellis, P. G. 1987. Analogue models of extensional fault geometries. In: *Continental Extensional Tectonics* (edited by M.P. Coward, J.P. Dewey and P.L. Hancock). **28**, 109-125.

Merle O., 1986. Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes. *Tectonophysics*, **124**, 211-222.

Mohriak, W. U., Macedo, J. M., Castellani, R. T., Rangel, H. D., Barros, A. Z. N., Latgé, M. A., Ricci, J. A., Mizusaki, A. M., Szatmari, P., Demercian, L. S., Rizzo, J. G. and Aires, J. R. 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. In: *Salt Tectonics, a global perspective* (edited by M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 305-321.

Nalpas, T. and Brun, J.-P. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, **228**, 349-362.

Peel, F. J., Travis, C. J. and Hossack, J. R. 1995. Genetic structural provinces and salt tectonics of the Cenozoic offshore U.S. Gulf of Mexico: a preliminary analysis. In: *Salt tectonics. A global perspective* (edited by M. P. A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 153-175.

Remmelts, G. 1995. Fault related Salt Tectonics in the southern North Sea, The Netherlands. In: *Salt tectonics: a global perspective* (edited by M. P. A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 261-272.

Rowan, M. G. 1995. Structural styles and evolution of allochthonous salt, central Louisiana outer shelf and upper slope. In: *Salt tectonics: a global perspective* (edited by M. P. A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG Mem.* **65**, 119-228.

Schuster, D. C. 1995. Deformation of allochthonous salt and evolution of related salt/structural systems, Eastern Louisiana Gulf Coast. In: *Salt tectonics: a global perspective* (edited by M. P. A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelson). *AAPG. Mem.* **65**, 177-198.

Spathopoulos, F. 1996. An insight on salt Tectonics in the Angola basin, South Atlantic. In: *Salt Tectonics* (edited by D. J. Blundel, G.I. Alsop and J. Davison), *Geol. Soc. Spec. Pub.* **100**, 153-174.

Stewart, S. A., Harvey, M. J., Otto, S. C. and Weston, P. J. 1996. Influence of salt on fault geometry: examples from the UK salt basins. In: *Salt Tectonics* (edited by D. J. Blundel, G.I. Alsop and J. Davison). *Geol. Soc. Spec. Pub.* **100**, 246-258.

Szatmari, P., Guerra, M. C. M. and Pequeno M.A., 1996. Genesis of large counter regional fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos basin, Brazil. In: *Salt Tectonics* (edited by D. J. Blundel, G.I. Alsop and J. Davison). *Geol. Soc. Spec. Pub.* **100**, 259-264.

Teisserenc, P. and Villemin, J. (1989). Sedimentary Basin of Gabon. *In Geology and Oil Systems, Divergent/passive margin basins.* (edited by J.D. Edwards and P.A. Santogrossi), *AAPG Mem.*, **48**, 117-199.

Van Keken, P. E., Spiers, C. J., Berg, A. P. V. d. and Muyzert, E. J. 1993. The Effective viscosity of rocksalt: implementation of steady state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics* **225**, 457-476.

Vendeville, B. and Jackson, M. P. A. 1992a. The rise of diapirs during thin skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.* **9**, 331-353.

Vendeville, B. and Jackson, M. P. A. 1992b. The fall of diapirs during thin skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.* **9**, 354-371.

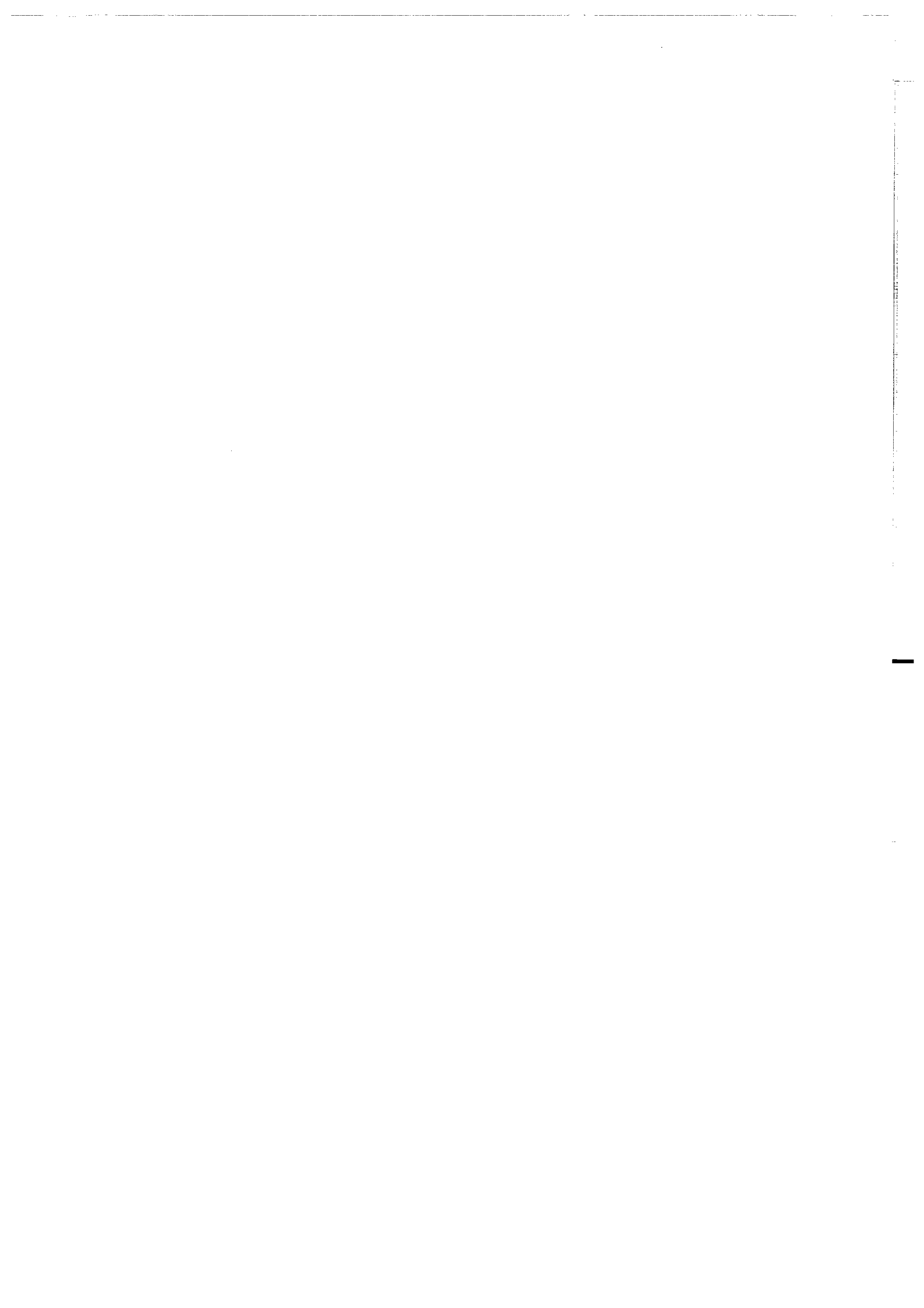
Worrall, D. M. and Snelson, S. 1989. Evolution of the Northern Gulf of Mexico with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt. In: *The Geology of North America - an Overview* (edited by A. W. Bally. and A. R. Palmer). Boulder, Co, 97-138.

# *3<sup>eme</sup> Partie*

*Zonation structurale*

*des*

*systemes gravitaires*





# *Chapitre VII*

*Effets*

*de la pente*

*et*

*de la sédimentation*



## **VII. Effets de la pente et de la sédimentation sur la déformation progressive**

### **VII. 1. Introduction**

Ce chapitre présente les effets de la valeur de la pente basale sous le niveau de décollement et du taux de sédimentation sur la déformation.

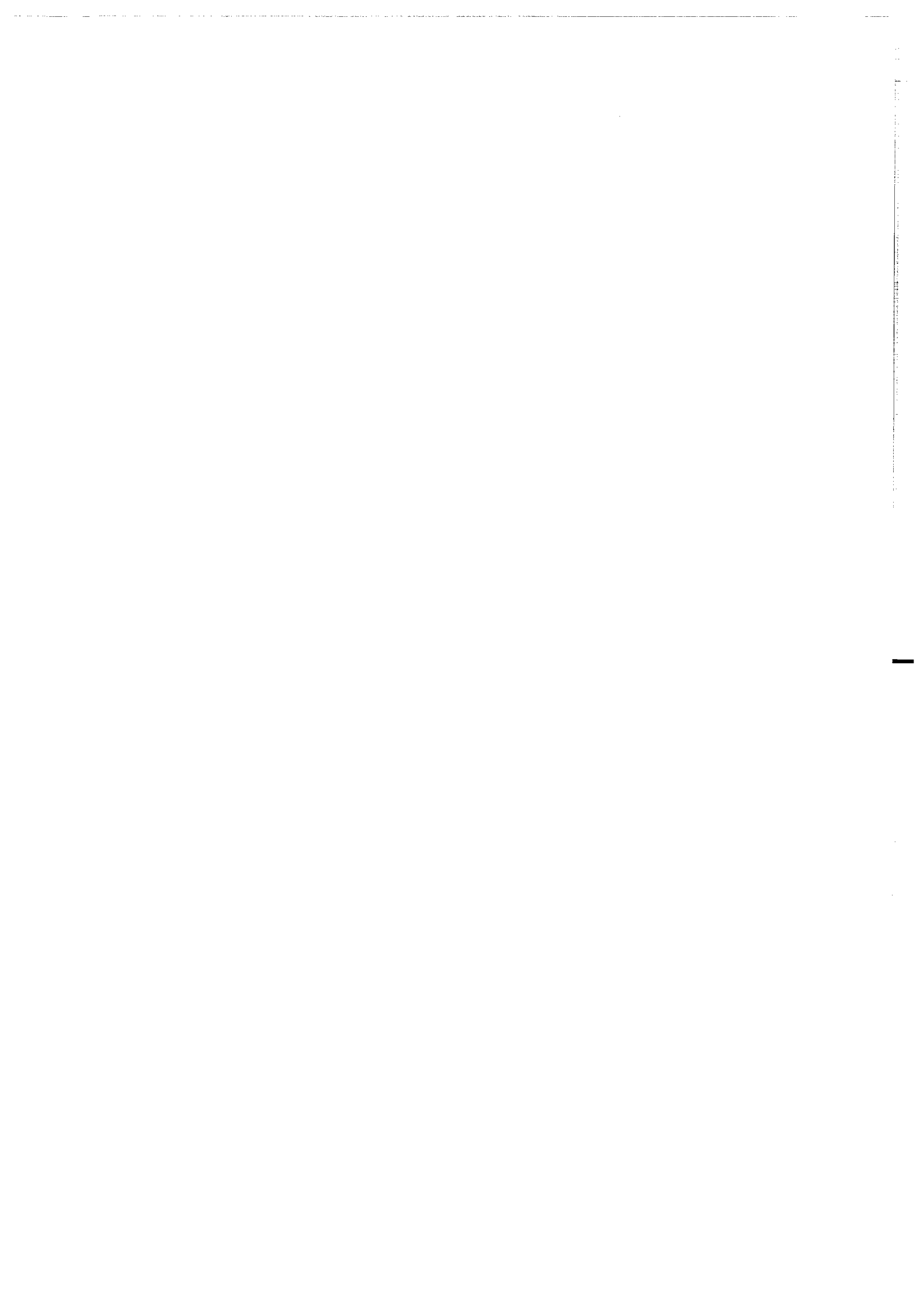
### **VII. 2. Raft Tectonics: the effects of basal slope value and sedimentation rate on progressive deformation**

#### **VII. 2. 1. Résumé**

Dans le golfe de Guinée, les séries Crétacé supérieur à Tertiaire ont subi une déformation gravitaire au dessus du niveau de sel Aptien dont la pente basale est comprises entre 0 et 4°. Le glissement s'est initié à l'Albien et a évolué jusqu'à l'Actuel alors que les taux de sédimentations variaient. On constate que le champ de déformation dépend de la pente basale et du taux de sédimentation. Des expériences analogiques sont utilisées pour étudier les effets de ces deux paramètres. Les modèles sont composés d'une couche de silicone basal modélisant le décollement et d'une couche de sable modélisant la couverture sédimentaire. Les modèles se déforment sous leur propre poids pour des pentes comprises entre 0° et 5° avec deux taux de sédimentation variable. Nous montrons que la pente  $\alpha$  contrôle la localisation des failles dans la couverture. Pour des pentes inférieures à 2°, la déformation est localisée en bas du modèle. Pour des pentes supérieures, deux zones de déformation sont localisées en amont et en aval du modèle. La largeur totale des zones déformées varie également en fonction de la pente. La déformation du modèle commence toujours avec des grabens symétriques qui évoluent en grabens asymétriques ou en blocs basculés limités par des failles listriques. Alors que les failles listriques synthétiques caractérisent le domaine aval, des failles synthétiques et antithétiques caractérisent le domaine amont. La combinaison entre déformation ductile dans le décollement et failles dans la couverture produit des déformations complexes et hétérogènes dans le niveau ductile et notamment au pied des failles dans les rollers. Enfin une augmentation du taux de sédimentation synchronématique augmente la quantité de déplacement et favorise le développement de failles listriques.

#### **VII. 2. 2. Article**

Article soumis à *Journal of Structural Geology*



## **Raft Tectonics: the effects of basal slope value and sedimentation rate on progressive extension**

T. Mauduit<sup>1</sup>, G. Guerin<sup>2</sup>, J. P. Brun<sup>1</sup> and H. Lecanu<sup>3</sup>.

<sup>1</sup> Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France

<sup>2</sup> ELF Norge, Stavanger, Norge

<sup>3</sup> ELF Aquitaine Production, Avenue Iarribau, 64018 Pau, France

### **ABSTRACT**

In the Gulf of Guinea, the upper Cretaceous-Tertiary sedimentary cover has undergone gravity gliding above an Aptian salt layer for various basal slope angles from 0° to 4°. Gliding started during Albian time and evolved up to the present with variable sedimentation rates. Faulting patterns are seen to vary in particular as a function of the basal slope angle and the synkinematic sedimentation rates. A series of laboratory experiments on small scale models is used to study the effects of the two parameters mentioned above. Models are composed of two-layer slabs, with Newtonian silicone putty at the base to represent a basal salt décollement and dry sand on top to represent the sedimentary overburden. Models are allowed to deform under their own weight for various basal slope angles from 0° to 5° with two different synkinematic sedimentation rates. It is shown that the basal slope angle  $\alpha$  controls the location of faulting in the overburden, within a single downslope deformation domain for  $\alpha$  values smaller than 2° and within two domains lying downslope and upslope for higher values of  $\alpha$ . The width of the deformation domains also varies as a function of  $\alpha$ . Overburden faulting always starts with synkinematic grabens which evolve into symmetric or asymmetric grabens or into tilted blocks bounded by listric normal faults. While synthetic listric normal faults characterise the downslope deformation domains, both synthetic and antithetic listric normal faults can occur in the upslope deformation domain. Ductile deformation within the basal décollement layers results from variable combinations of pure shear and simple shear. Interaction of ductile deformation in the ductile décollement layer with faulting in the overburden locally produces complex and heterogeneous strain patterns, notably within salt rollers. Finally, increasing rates of synkinematic sedimentation are seen to increase the rate of downslope displacement and to enhance and favour the development of listric normal faults.

### **INTRODUCTION**

The post-rifting sedimentary cover of passive margins can undergo large-scale gravity gliding even when the basal slope is extremely shallow dipping (less than 1)°, if an efficient layer of décollement (e.g. salt) is present at the base. Gliding induced deformation produces a large variety of growth faulting structures, which are extensional upslope (i.e. landward) and compressional downslope (i.e. seaward). Oil industry exploration has provided spectacular

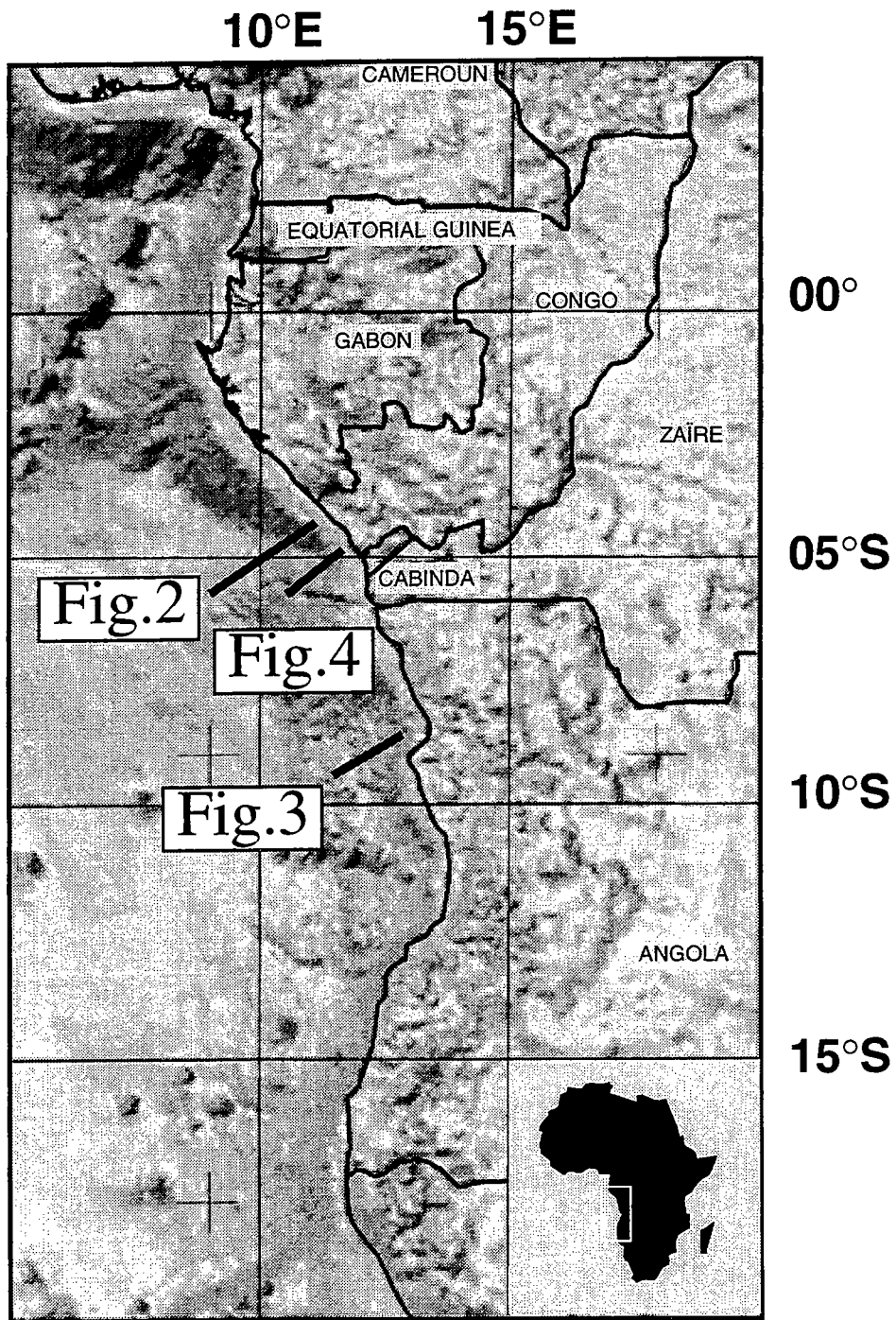


Fig. 1: Location of sections presented in Figures 2, 3 and 4 (Gulf of Guinea).

seismic images of these structures especially for the Atlantic margins of Africa (Jackson and Cramez, 1989; Duval *et al.*, 1992; Lundin, 1992; Liro and Coen, 1995; Spathopoulos, 1996) and Brazil (Cobbold and Szatmari, 1991; Demercian *et al.*, 1993; Mohriak *et al.*, 1995; Szatmari, 1996). Laboratory experiments on small-scale models greatly improve the understanding of the processes of faulting and of interactions between faulting and synchronous sedimentation (Vendeville, 1987; Vendeville and Cobbold, 1988; Vendeville and Jackson, 1992 a, b; Cobbold and Satz mari, 1991; Gaullier *et al.*, 1993).

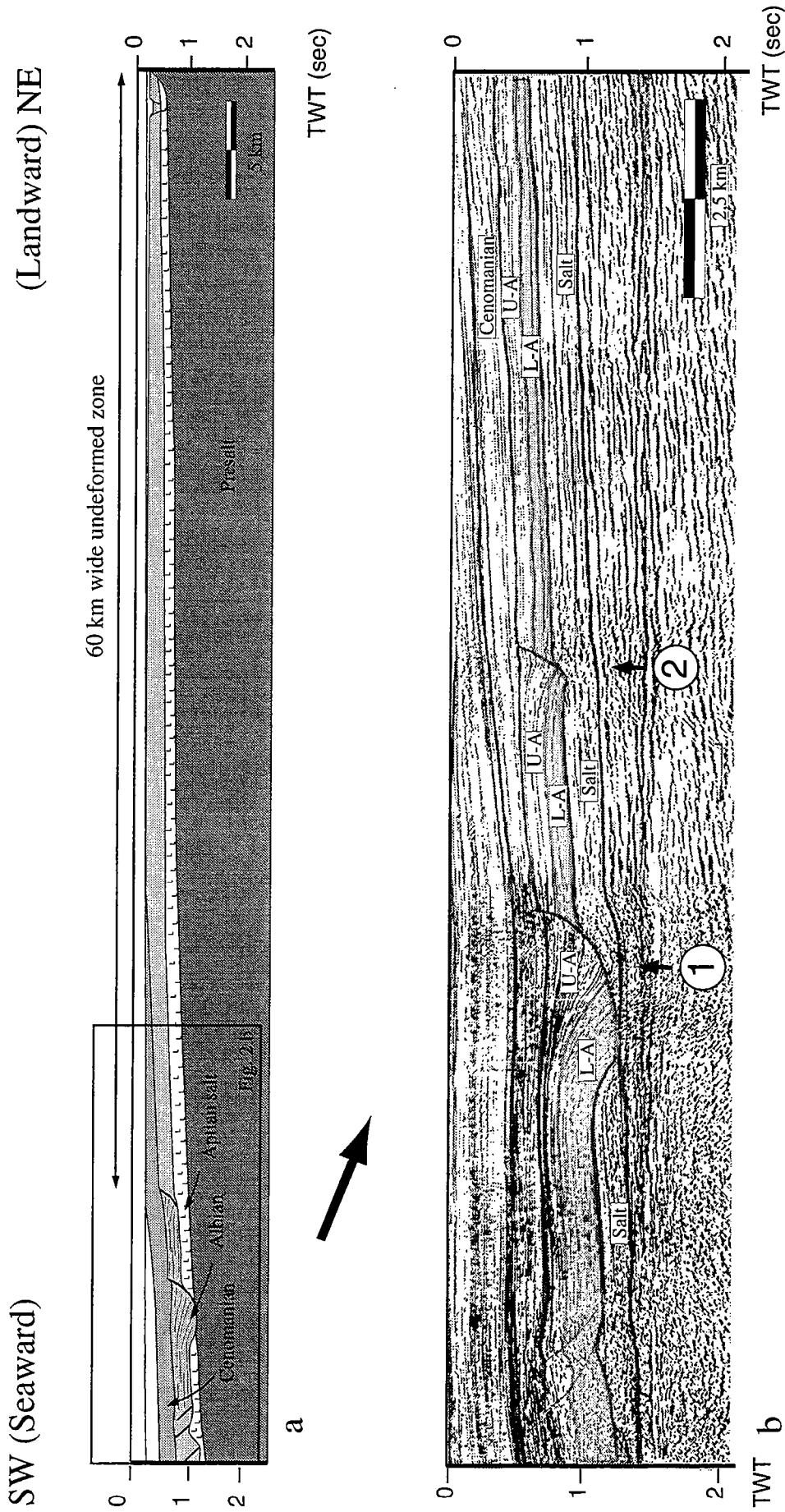
In the present paper, we first present some characteristic structures induced by gravity gliding in the Gulf of Guinea and, secondly, a series of laboratory experiments to analyse the effects of the basal slope angle and deformation rates on the development of gliding-induced extensional structures on passive margins. From the experimental results, and through a comparison with natural examples, we discuss some simple rules for progressive deformation and structure development within synsedimentary glided slabs.

### GRAVITY DRIVEN DEFORMATION IN THE GULF OF GUINEA

The structural history of the Gulf of Guinea starts with a rifting event during the Early Cretaceous, followed by the deposition of a post rift marine sequence with an Aptian salt layer at its base. The post-rift sequence is affected by gravitational gliding above the Aptian evaporites, which act as a regional scale décollement. Structures attesting for gravitational gliding are diachronous in space from Angola to the South to Niger Delta to the North. For details the reader can refer to previous regional studies by Burollet, (1975); Jackson and Cramez, (1989); Duval *et al.*, (1992); Lundin, (1992), Liro and Coen, (1995); Spathopoulos, (1996).

A selection of three seismic sections is presented from the Gulf of Guinea (see location on Fig. 1) to illustrate characteristic structures resulting from gravitational gliding as a function of the initial basal slope angle (Fig. 2 and 3) and of the sedimentation rate (Fig. 4).

The geological section of the Congo Margin presented in Fig. 2 outlines the effects of a low initial basal slope angle ( $\alpha$ ) on deformation partitioning in the overburden. Note that, despite the vertical exaggeration, the base of the slided units remains extremely shallow dipping. The SW-NE regional section drawn on the basis of original seismic lines (Fig. 2a) displays a deformed zone located downslope while the 60 km landward section remains undeformed. Well data indicate that the present day thickness of the salt layer is around 500 m. Farther northeast, the salt basin is bounded by outcrops of pre-Aptian basement. The basal slope calculated from well data is less than 1°. SW of the section, two normal listric faults with associated roll-over anticlines (1 and 2 on Fig. 2b)

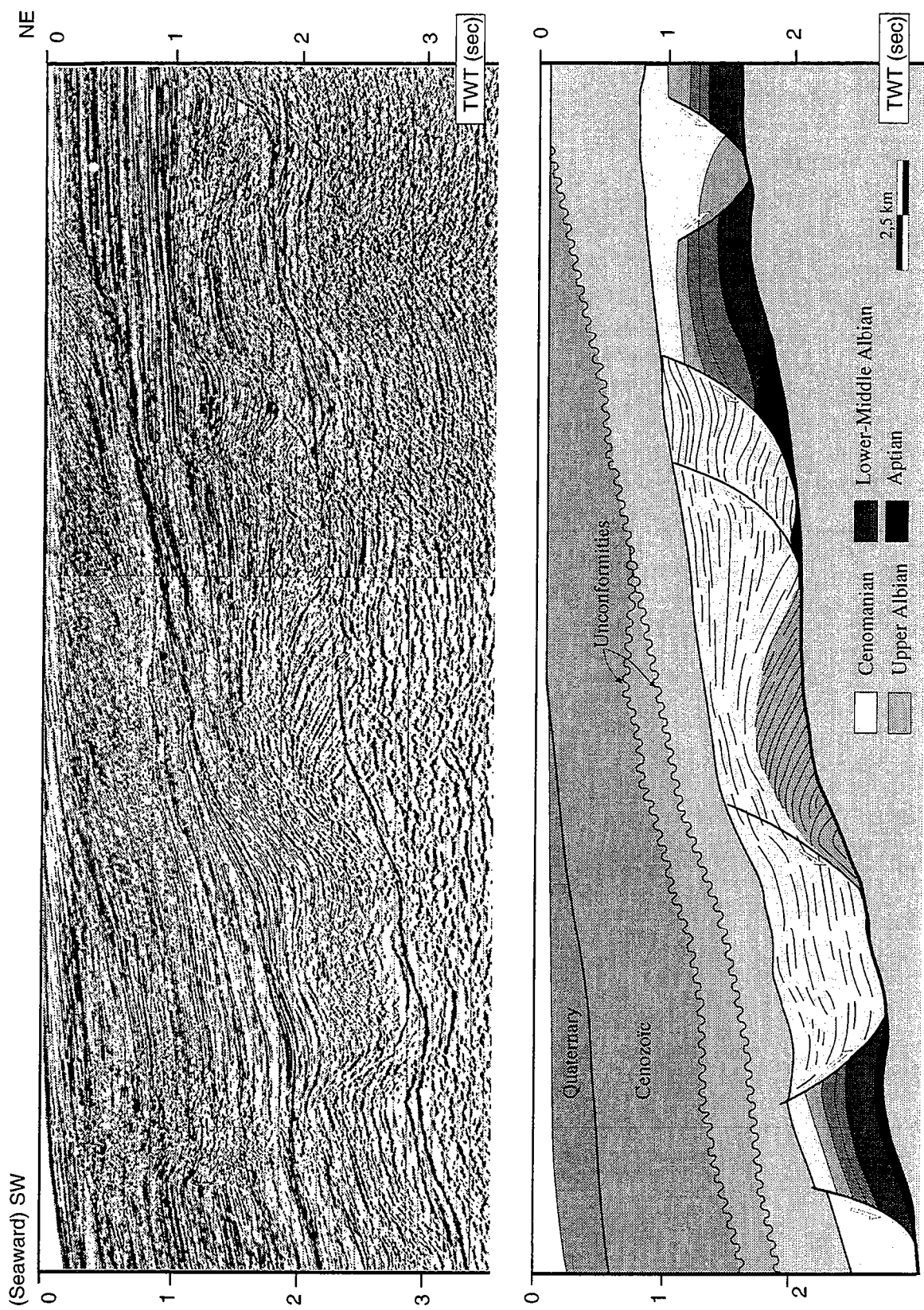


**Fig. 2:** Section displaying the effect of basal slope on deformation partitioning with a low slope angle (see location on figure 1). a: regional scale section showing a 60-km- wide undeformed zone and a downslope deformed zone. b: enlargement of the deformed zone showing two normal listric faults with associated roll-over anticlines (1 and 2) active during the Albian and capped by mid Cenomanian sediments. Layer geometry in the hanging-wall sedimentary wedges shows that fault 1 initiates first and permanently accommodates more displacement than fault 2. L.A: Lower Albian, U.A: Upper Albian. Seismic data used with the permission of Elf Congo.





Fig. 3: Section displaying the effect of basal slope on deformation partitioning with a high slope angle (see location on figure 1). a: regional scale section showing deformation distributed over a wide area with short fault spacing. Faults are capped during Upper Cretaceous times. b and c: enlargement of the upslope part of the deformed area. Seismic data used with the permission of Elf Angola.



**Fig. 4:** Section displaying the effect of variations in sedimentation rate. During rafting, the slope of the pre-Aptian basement top was lower than  $1^\circ$ . The total displacement recorded by the large growth structure, (located in the middle part of the section) is around 15 km and was acquired during the upper Albian-Lower Cenomanian without any variation of the basal slope. Seismic data used with the permission of Elf Congo.

were active during Albian times and are capped by mid-Cenomanian sediments. A detailed analysis of layer geometry in the hanging wall wedges shows that fault 1 initiated first and has constantly accommodated more displacement than fault 2.

The geological section of the Angola margin shown in Fig. 3 illustrates the effects of a higher initial basal slope on deformation partitioning in the Albian cover. Over a distance of 80 km within Albian formations, it displays numerous small tilted blocks controlled by normal faults dipping dominantly to the SW. The basement crops out 15 km to the NE of the faulted zone outside the section. Although no well data were available in the area, a dip angle of  $4^\circ$  is estimated using depth conversion for the envelope of Aptian basement. The estimated dip for the upper Cretaceous formation which correspond to the top of the deformed section is less than  $1^\circ$  (Fig. 3a). This indicates that the  $4^\circ$  slope existed during the thin skin extension.

The seismic section from the Congo margin (Fig. 4) shows the possible effects of an increase in sedimentation rate. In south Congo the thin skinned extension took place mainly from Albian to Cenomanian. Translation and associated extension remain moderate during the lower-middle Albian, and increased during the upper Albian-lower Cenomanian, leading to significant rafting. Fig. 4 shows a large upper Albian -Lower Cenomanian growth structure separating lower-middle Albian rafts. The present day slope of the basal décollement is around  $3-4^\circ$  toward the SW, mainly due to a Tertiary regional tilting event during the Tertiary. Indeed, well data indicate that the thickness of the deformed overburden (i.e. from Aptian salt to top Cenomanian) is nearly constant along the section (around 1750 m). This suggests that the overburden has been rafted over a low dipping basal slope (less than  $0.5^\circ$ ) and that the rapid increase in translation during the upper Albian was not related to any variation of the slope angle. On the other hand, the well data also indicate that during the upper Albian-lower Cenomanian the sedimentation rate is three times higher than during the lower-middle Albian. It is therefore proposed that the translation of 15 km of the downslope raft (Fig. 4) and more generally the increase in extension during the upper Albian-lower Cenomanian times are directly related to an increase in the sedimentary supply.

The three examples given above illustrate the possible role of the basal slope angle and the sedimentation rate on synsedimentary deformation during gravity gliding. If the slope angle is low, deformation is localized at few fault sites at the seaward edge of the margin (Fig. 2). If the slope angle is higher, the number of faults increases indicating distributed deformation and displacement (Fig. 3). In these two examples, the sediment supply during gliding is low. On the contrary, at places where sedimentation supply during gliding is high, displacement rate is seen to increase with time (Fig. 4). These lines of evidence led us to explore the potential interactions between sedimentation and deformation during gravity gliding through laboratory experiments on small scale models.

## ANALOGUE MODELLING

### *Previous work*

Since the pioneering work of Cloos (1968), various types of experimental study on gravitational gliding have been attempted. In all of them, it is generally assumed that the direction of displacement depends on the dip of the décollement surface and/or the basal slope (Crans *et al.*, 1980). On passive margins, both of these slopes dip towards the ocean basin. In recent years, scaled physical models have been used to study various aspects of gravitational gliding upon a salt layer (Vendeville, 1987; Vendeville and Cobbold, 1988; Vendeville and Jackson, 1992 a,b; Gaullier *et al.*, 1993). At early stages of gliding, these models generally exhibit three structural domains: an undeformed central block undergoing translation, which separates two domains of normal faulting. During synchronous deformation and sedimentation, block tilting is accommodated by growth faults which more generally dip downslope.

### *Modelling material and scaling*

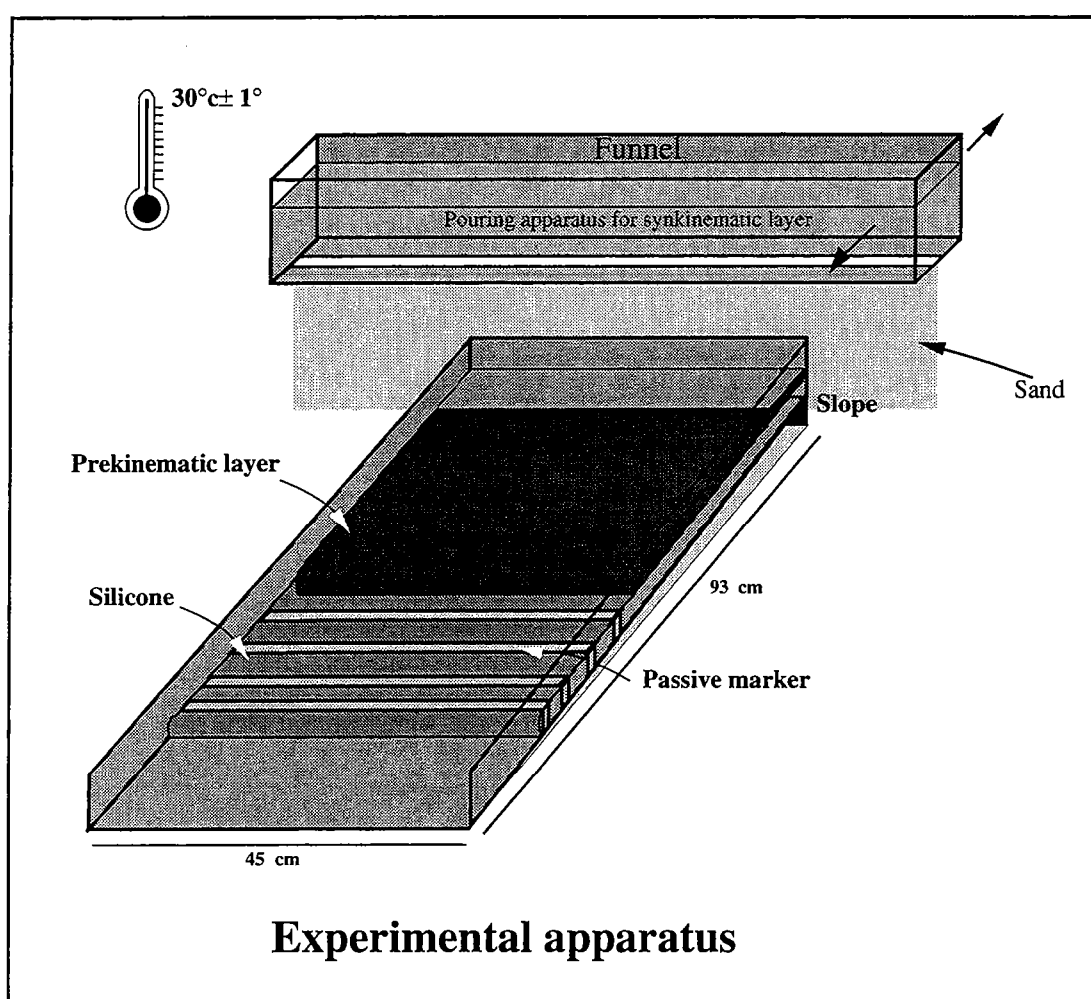
The scaled physical models presented in the following sections were performed in the Laboratory of Experimental Tectonics at Géosciences Rennes. All the experiments are scaled-down replicas of natural examples having simplified rheological and mechanical properties. Rock salt is assumed to be a Newtonian viscous fluid with a viscosity ranging from  $10^{16}$  Pa.s to  $10^{18}$  Pa.s and a mean density of  $2200 \text{ kg.m}^3$ . Salt is modelled using silicone putty manufactured according to the specification GS1<sup>R</sup> by Rhone Poulenc (France) with densities ranging between  $1400$  and  $1550 \text{ kg.m}^3$  and viscosities between  $1.15.10^4$  and  $1.50.10^4$  Pa.s at  $30^\circ\text{C}$  (see Nalpas and Brun, 1993; Appendix 1). Changes in salt viscosity due to changes in strain rate, temperature, or water content are small and can be disregarded. Sedimentary rocks and basement are assumed to be brittle and to deform according to a Mohr-Coulomb criterion of failure with negligible cohesion and a mean angle of internal friction of  $30^\circ$  (Hubbert, 1937, 1951; Byerlee, 1978). Experiments do not account for potential effects of fluid pressure and sediment compaction. A well sorted fine grained ( $500 \mu\text{m}$ ) dry quartz sand with a density of about  $1300 \text{ kg.m}^3$  is used to represent both sedimentary overburden and basement rocks.

Experiments are designed to respect conditions of dynamic similarity between the model and the natural example as defined by Hubbert (1937) and Ramberg (1967) and Davy (1986).

### *Apparatus and experimental procedure*

Models were built in a  $43 \times 100$  cm box (Fig. 5), and consist of a 1-cm-thick silicone layer to represent the Aptian salt overlain by a sand overburden to represent Albian to Cenomanian sedimentary rocks. The brittle overburden is composed of a 1-2

cm-thick "prekinematic" layer which corresponds to Lower Albian sediments deposited over the basal silicone layer before the onset of extension. The box is then inclined with a variable basal slope angle  $\alpha$ , kept constant during a given experiment, and the downslope endwall of the box is removed to allow free gliding. Deposition of synkinematic layers representing Upper Albian to Upper Cretaceous sediments is simulated by means of the sequential deposition of 0.4 cm thick sand layers with contrasting colours but identical isotropic mechanical properties. However, the thickness of the "synkinematic" elementary layers is never uniform due to structural irregularities associated with block faulting and tilting. Top views were taken at regular time intervals, before and after deposition of each new layer.



**Fig. 5:** Experimental apparatus used to model the sedimentary cover gliding above a salt layer on a passive margin. The model is composed of a lower viscous layer (silicone) representing Aptian salt and an upper brittle overburden (sand). A mobile funnel is used to pour regular synkinematic layers of constant thickness which represent Upper Albian to Upper Cretaceous sediments. The basal silicone layer is built up with bands of two alternating colours to obtain vertical passive strain markers. The box containing the model is inclined at a basal slope angle  $\alpha$  that is kept constant during the experiment.

After the experiment, models were overlain by a "postkinematic" cover to preserve final topography, to facilitate cutting, and to prevent further model deformation. Models were then sprayed with water to make the sand more cohesive, allowing parallel sections at 5 cm intervals. To escape structural perturbations due to lateral boundary shear, only sections from the centre of models are shown here.

The basal silicone layer was built with bands of two alternating colours (Figs. 5, 6 and 7) to obtain vertical passive markers whose later deformation helps reveal the finite strain resulting from gravity gliding within the ductile layer.

During the project, 19 experiments were performed to study the effects of basal slope and sedimentation on gravitational gliding (See table 1, Appendix). Only a selection of these experiments are presented and discussed here. In the two first sets, the thickness of the prekinematic overburden is fixed at 1 or 2 cm, the basal slope angle from 0° to 5° by steps of 1°, and the synkinematic sedimentation rate is low (0.4 cm per 2hours). In the two following sets (3 and 4, Tab. 1) the sedimentation rate is high (0.4 cm per hour). For these two latter sets, only a few values of the  $\alpha$  angle between 0° and 5° are tested.

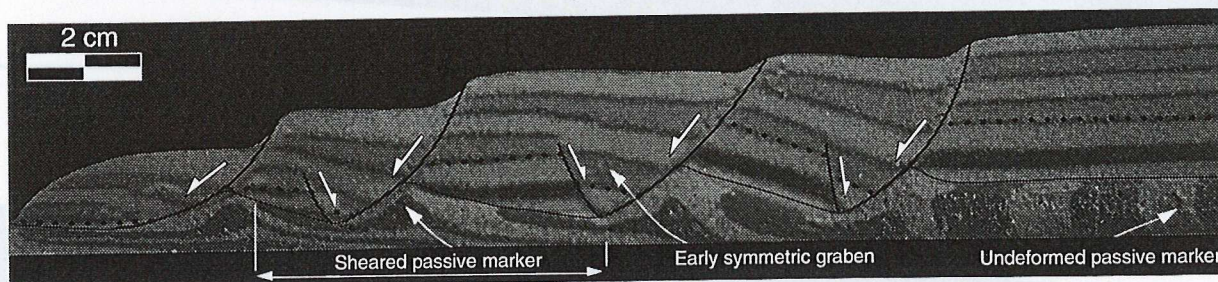
#### *Deformation domains*

Strain patterns within ductile spreading-gliding slabs, such as those considered here have been described in detail by Brun and Merle, (1985, 1988) and Merle (1986). Even if the interaction between brittle and ductile layers in the present experiments leads to more complex structural patterns, the same general trends hold, as observed in previous studies. Deformation in any part of the slab results from a combination of pure shear (i.e. shortening perpendicular to the base) and simple shear (i.e. shearing parallel to the base). The pure shear component dominates in the upslope part of the slab, but is also present at its downslope end. In the middle part of the slab, flow in the ductile layer approached simple shear. In all experiments, the strain intensity increases downslope. The intensity of mean strain rate in the ductile layer, measured in the central part of the model, increases as a direct function of both basal slope angle and slab thickness.

Figure 6 illustrates the pattern of deformation which occurs in the downslope deformation zone in models with low basal slope angles (0° to 2°). As previously described by Vendeville (1987) and Gaullier *et al.* (1993), deformation in the brittle layer starts with nearly symmetric grabens. With increasing stretching, antithetic normal faults are draped over by synkinematic sedimentation. Draping occurs at very early stages for low  $\alpha$ , being subsequently delayed as  $\alpha$  increases. Observations of deformation at the surface during experiments reveal that faulting in the downslope deformation domain propagates upward. Towards the rear of the deformed zone, the vertical markers are only slightly deformed showing a downward extrusion of the ductile material. Below the tilted blocks, the initially vertical markers are sheared top to the front. Variations in the

thickness of marker bands result from variations in finite strain intensity. In the vicinity of listric normal faults within the so called "salt rollers" (Bally, 1981)- in natural equivalent structures - the markers display thickness variation and folding.

### DOWNSLOPE DEFORMED DOMAIN

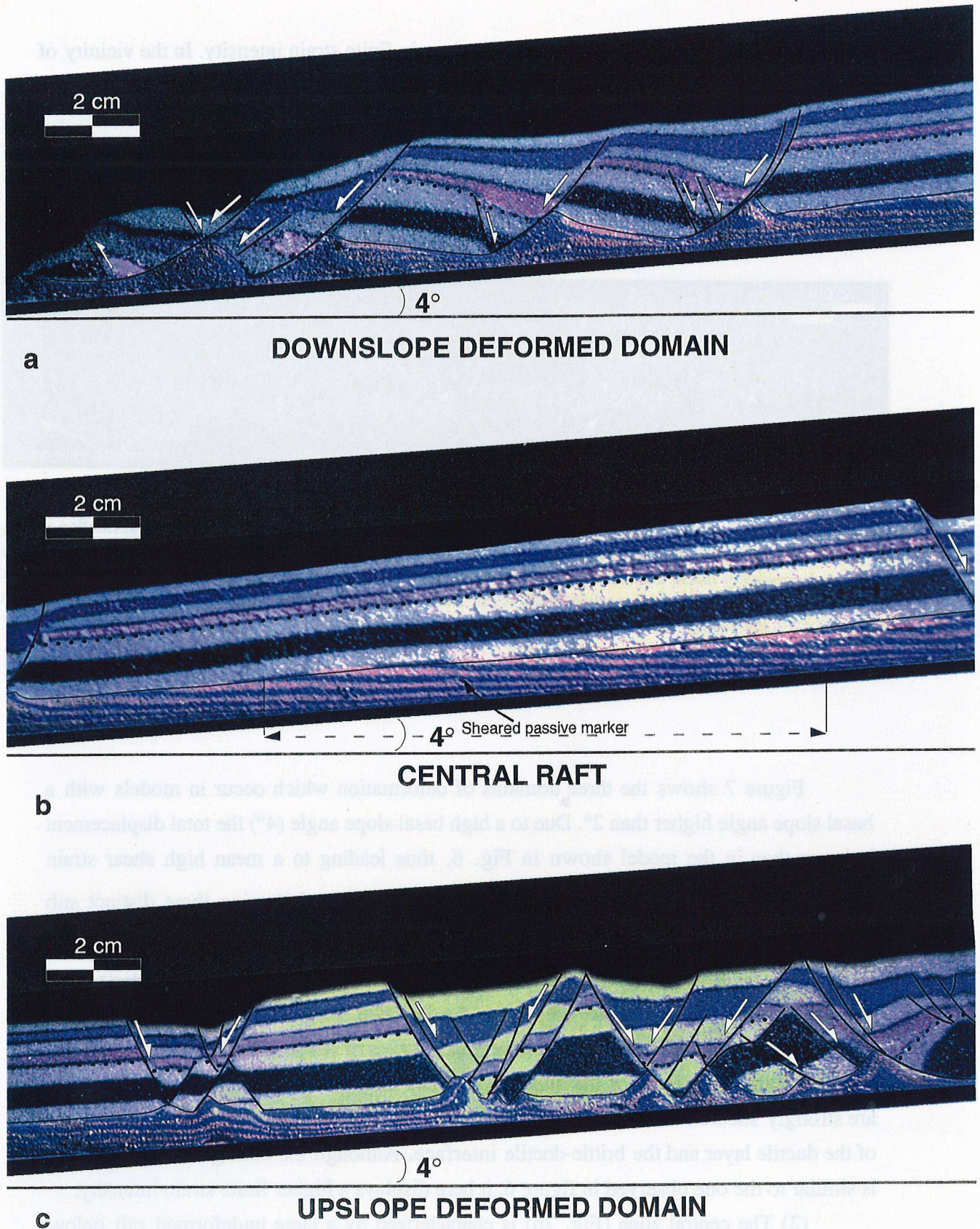


**Fig. 6:** Typical section of a downslope deformation zone in models with low basal slope angles ( $0^\circ$  to  $2^\circ$ ). Dotted line indicates the top of the prekinematic layer and the plain line the top of the ductile layer. Deformation within the brittle layer starts with nearly symmetric grabens. During progressive deformation, synthetic normal faults become progressively listric and antithetic normal faults are capped by synkinematic sedimentation. Variations in the thickness of initially vertical marker bands result from variations in finite strain intensity. To the rear of the deformed zone, the vertical markers are almost undeformed.

Figure 7 shows the three domains of deformation which occur in models with a basal slope angle higher than  $2^\circ$ . Due to a high basal slope angle ( $4^\circ$ ) the total displacement is larger than in the model shown in Fig. 6, thus leading to a mean high shear strain component in the basal ductile layer (mean  $\gamma = 12.5$ ). The following three distinct sub patterns can be distinguished from front to back.

(1) The downslope deformation domain (Fig. 7a) as in Fig. 6, is characterized by a series of tilted blocks below which the ductile layer progressively acquires a jigsaw profile with asymmetric teeth. The geometrical patterns of deformed markers are relatively constant within each tooth of the ductile layer (i.e. under each tilted block). The markers are strongly sheared and thinned, and rotated while remaining nearly parallel to the base of the ductile layer and the brittle-ductile interface. Although the bulk geometrical pattern is similar to the one observed in figure 6, it here displays a higher finite strain intensity.

(2) The central zone (Fig. 7b) is characterized by a large undeformed raft below which the ductile layer is homogeneously and strongly sheared. The upper brittle layer is

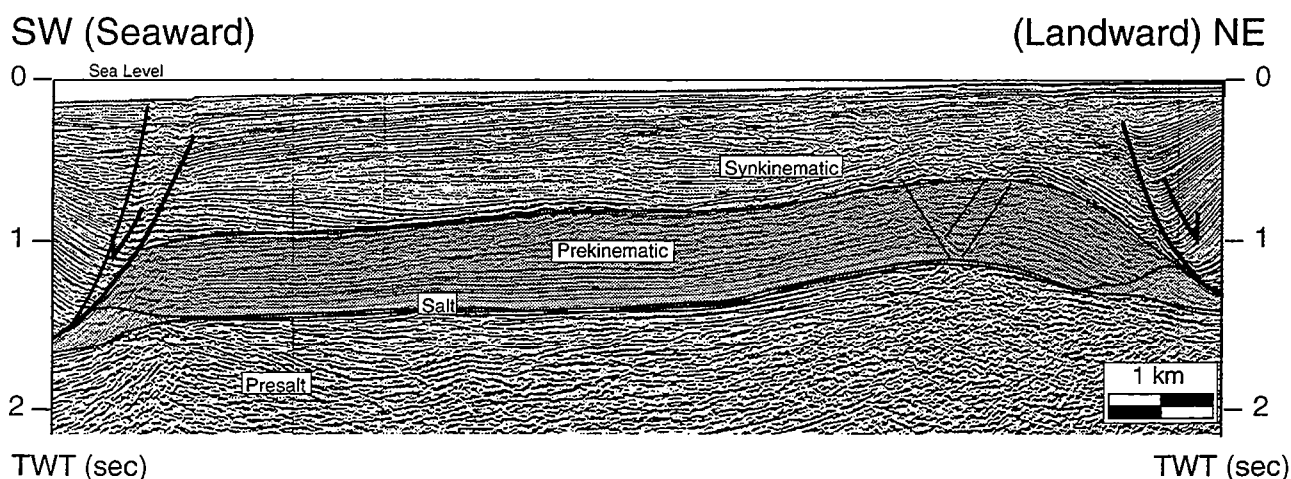


**Fig. 7:** Domains of deformation in models with basal slope angles higher than  $2^\circ$ . The total displacement is more than in Figure 6, leading to a higher mean shear strain component in the basal ductile layer. The downslope deformation domain (Fig. 7a) is characterized by a series of tilted blocks. The central zone (Fig. 7b) is characterized by a large undeformed raft below which the ductile layer is homogeneously and strongly sheared. The upper brittle layer is translated without deformation. The upslope deformation domain (Fig. 7c) is characterized by systems of conjugate planar normal faults, even synthetic or antithetic listric normal faults, which delimit thick synkinematic depocentres.



translated without deformation. Fig. 8 illustrates a comparable structure in nature. A comparison with the experimental model shows that, for structures where deformation is localized in the basal salt layer, the horizontal displacement can be important. The apparently undeformed aspect in seismic images can therefore lead to a misleading kinematic interpretation.

(3) The upslope deformation domain (Fig. 7c) is characterized by systems of conjugate planar normal faults or even synthetic/antithetic listric normal faults which delimit thick synkinematic depocentres. The deformation in the ductile layer is extremely heterogeneous as demonstrated by the contorted passive markers. This is clearly a consequence of complex faulting histories in the overlying brittle layer. On average, the ductile layer is here more vertically thinned than in the two previous deformation domains, thus indicating a higher component of pure shear.



**Fig. 8:** Seismic image showing example of a large undeformed raft from the margin. Seismic data used with the permission of Elf Angola.

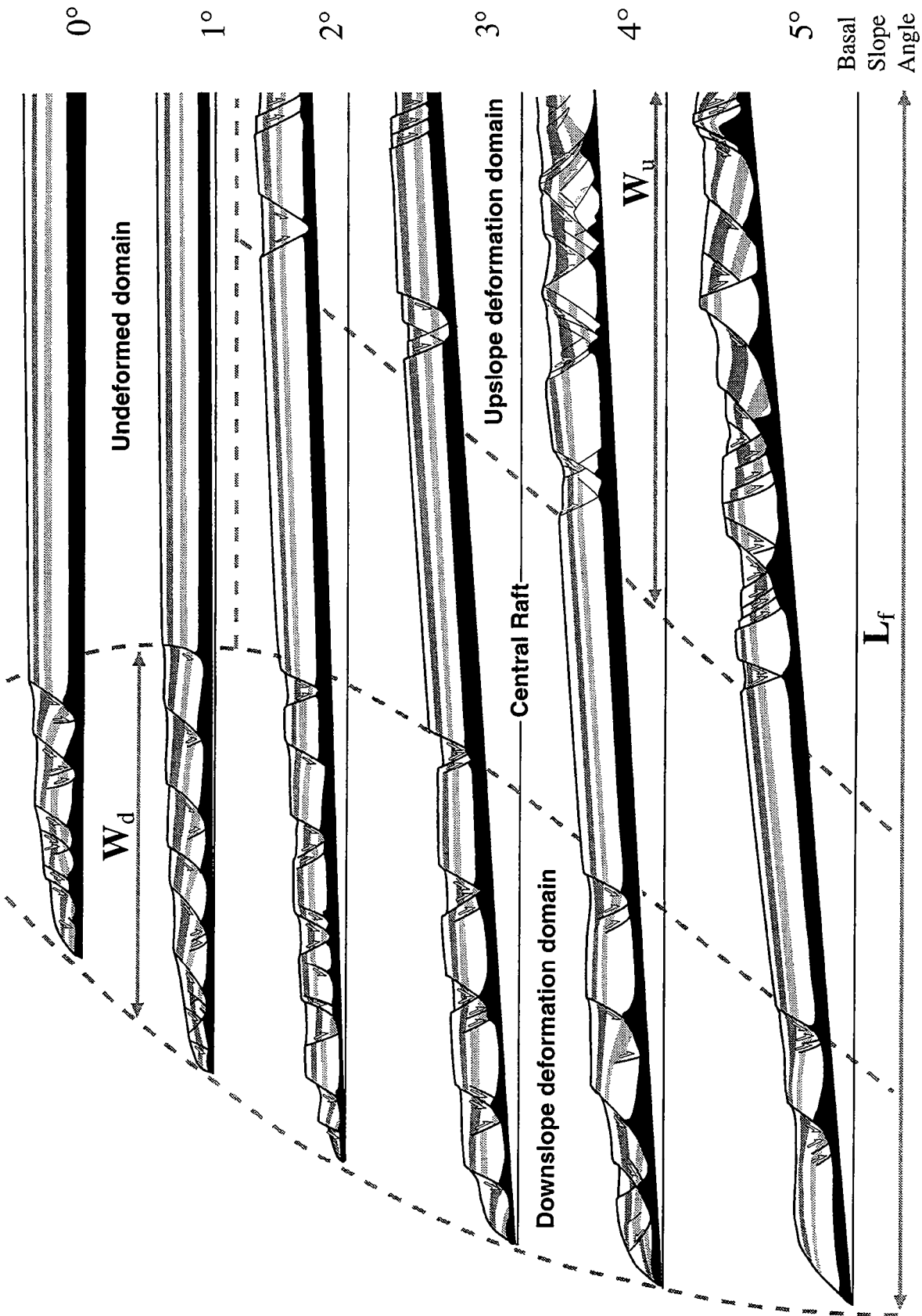


Fig. 9: Domains of overburden deformation in glided slabs as a function of the angle  $\alpha$  of basal slope.  $W_d$  : width of the downslope deformed domain,  $W_u$  : width of the upslope deformed domain,  $L_f$  : final length of the slab. See text for explanation.

*Effects of basal slope angle*

Fig. 9 illustrates a set of experiments carried out with a 2 cm thick prekinematic overburden and a "low" sedimentation rate (0.4 cm every 2 h). The increase in basal slope leads to a nearly linear increase in the amount of bulk stretching by a factor 3 from  $0^\circ$  to  $5^\circ$ , as well as an increase in the width of the deformed zones.

Low basal slopes angles ( $0^\circ$  and  $1^\circ$ ) are characterised by a single downslope deformed zone with tilted blocks and associated asymmetric depocentres. Block tilting is controlled by planar or listric synthetic normal faults. Antithetic normal faults are only active during the early stages of deformation. For higher basal slope angles, a second deformation zone develops upslope. Its width ( $W_u$ ) increases with  $\alpha$  together with a correlative decrease in width of the downslope deformation zone ( $W_d$ ). A central raft, translated without deformation of the overburden, separates the two deformation zones. The total width of the deformation zones ( $W_d + W_u$ ) increases with  $\alpha$  leading to a progressive decrease of central raft width. The same type of experiments carried out with a thinner prekinematic layer (1cm) give similar results. Fig. 10 presents the evolution of the deformed zone width as a function of basal slope angle. While the total deformed domain width increases with increasing basal slope, this graph displays that the downslope deformed width increases up to  $3^\circ$  at higher slope angles,  $W_d$  decreases and  $W_u$  increases at the expense of  $W_d$ .

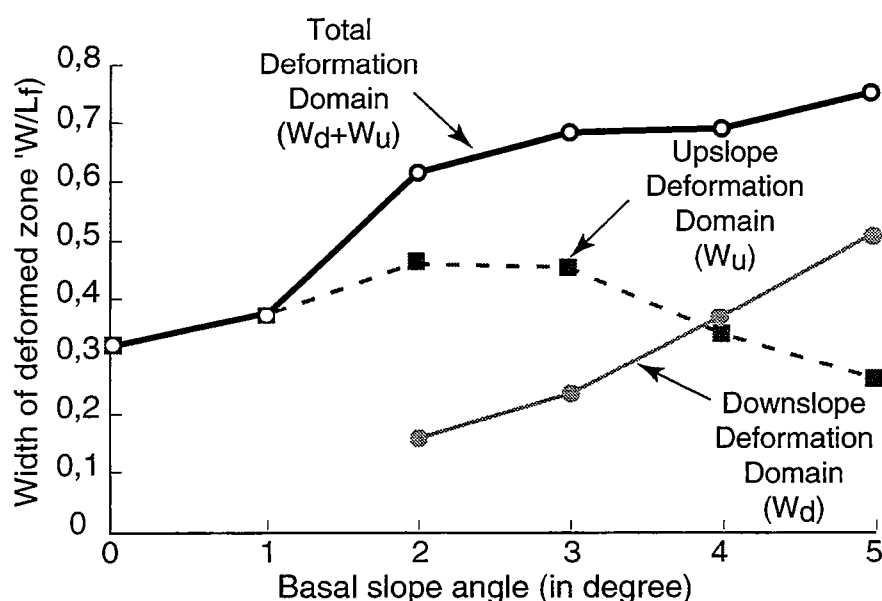


Fig. 10. Width of deformation domain as a function of the basal slope angle  $\alpha$ .

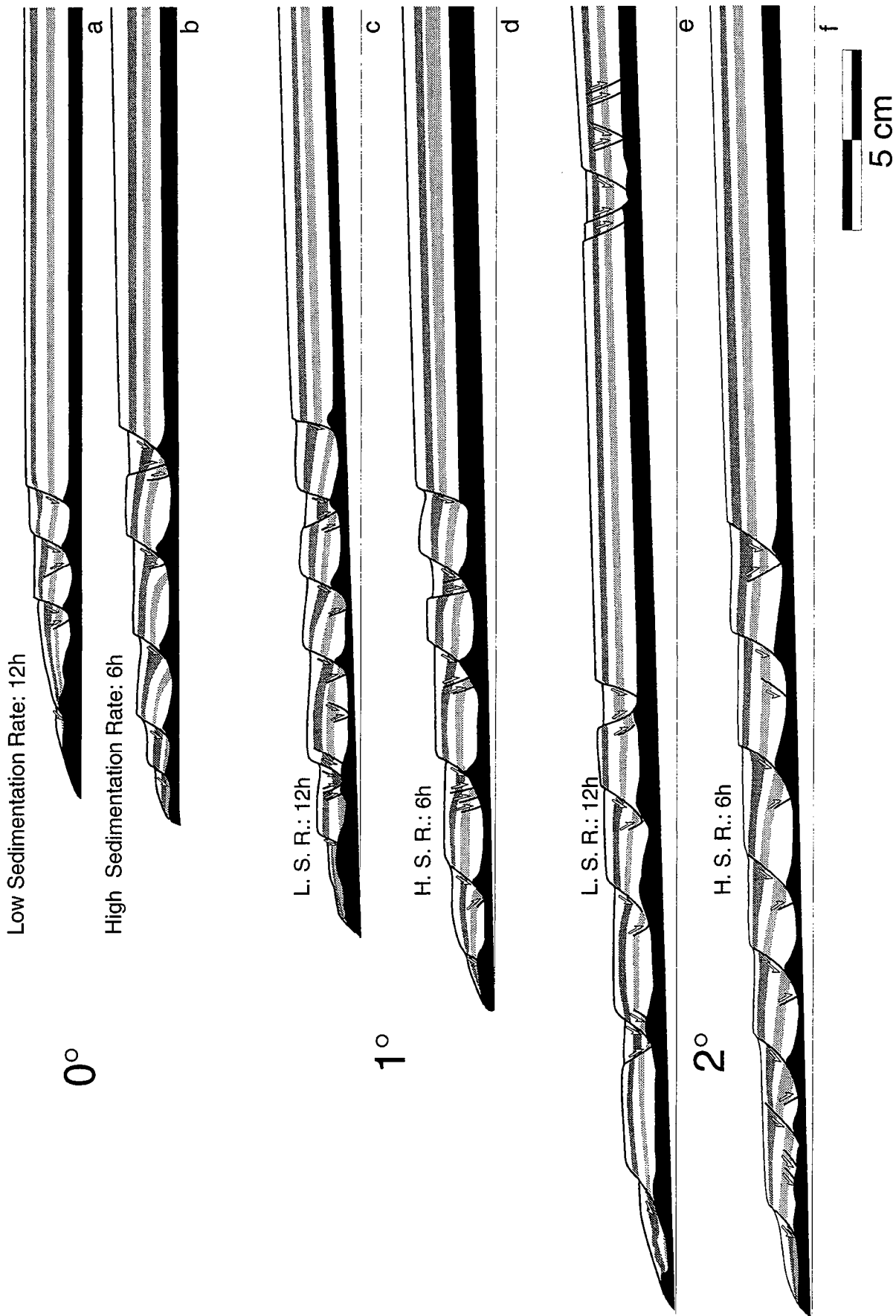


Fig. 11: Effects of synkinematic sedimentation on slabs. Deformation for basal slope angle of 0°, 1° and 2°. LSR and HSR respectively for low and high sedimentation rate.

### *Effects of sedimentation rate*

In order to explore the potential effects of sedimentation on deformation, two rates of sedimentation were tested, called here for convenience, "low" (0.4 cm per 2h: LSR) and "high" (0.4 cm per hour: HSR).

Fig. 11 shows a comparison of experiments for basal slope angles of  $0^\circ$ ,  $1^\circ$  and  $2^\circ$ , with a prekinematic overburden of 1 cm. Both types of experiments yield a downslope deformation zone with tilted blocks delimited by synthetic normal faults and/or rafted blocks. As seen in the previous section, and whatever the sedimentation rate, the first structures to develop correspond to symmetric grabens. When sedimentation rate increases the number of rafts or tilted blocks also increases. This effect is enhanced by increasing the basal slope angle. For a  $2^\circ$  basal slope angle, an increase in sedimentation rate leads to a single downslope deformation zone. The comparison between LSR and HSR experiments with a  $2^\circ$  basal slope suggests that an increase in sedimentation rate tends to reinforce downslope deformation and the development of synthetic listric growth faults.

In Fig. 11, LSR and HSR models display similar amounts of bulk stretching, even though experiment duration is 12 hours for LSR models and 6 hours for HSR models. This demonstrates that an increase in sedimentation rate enhances the displacement rate.

## CONCLUSIONS AND DISCUSSION

The analysis of natural examples of gravity gliding from the West African Margin combined with laboratory scale modelling leads to the following conclusions concerning the role of basal slope angle and synkinematic sedimentation in progressive extension.

(1) *The basal slope angle plays a dominant role on the location of extension.* When the basal layer of potential décollement - the Aptian salt in the case of the West African passive Margin - is horizontal or very shallow dipping ( $0^\circ$  to  $2^\circ$ ) deformation is concentrated at the front of the margin (Figs. 6 and 9). For higher angles of basal slope, three domains of deformation can be distinguished: a downslope (seaward) and an upslope (landward) deformation domain (Figs. 7 and 9), where the sedimentary overburden is faulted and delimits local sedimentary depocentres, which are separated by a central domain where the overburden is translated (rafted) without faulting (Figs 7 and 9).

(2) *the width of the extensional domain varies as a function of the basal slope angle.* The width of the downslope deformation domain decreases with increasing  $\alpha$ . However, the total width of the deformation increases fairly regularly with  $\alpha$  (Fig. 10).

(3) *Early elementary faulting patterns in the sedimentary overburden correspond to symmetric grabens.* During progressive deformation and sedimentation, these grabens can

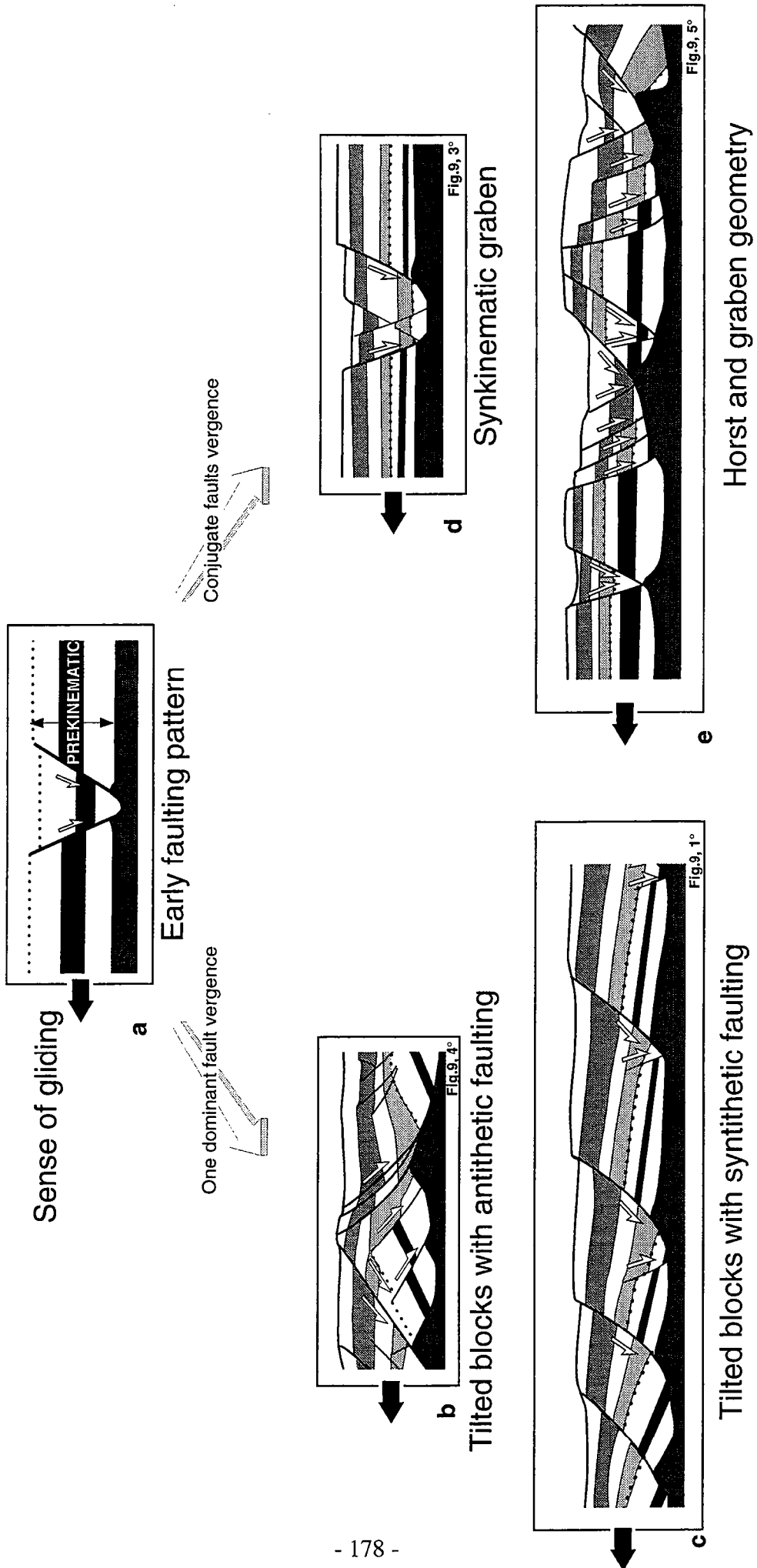


Fig. 12: Development of fault patterns in experiments.

evolve into symmetrical and asymmetrical grabens or tilted blocks. Symmetrical and asymmetrical grabens are characterized by planar or slightly curved normal faults. Tilted blocks result from the localization of displacement on one of the two faults delimiting an early graben, which give rise to a listric normal fault (Figs. 6, 7, 9 and 11). In the downslope deformation domains listric normal faults are dominantly synthetic. Antithetic normal faults occur quite frequently in the upslope deformation domains (Fig. 7, 9 and 11). Occasionally, facing listric normal faults can occur in the upslope deformation domain giving rise to "turtle back structures". Fig. 12 summarizes the typical structural patterns resulting from the development of early grabens during progressive deformation.

(4) *Deformation of the basal ductile layer results from a combination of pure shear (i.e. layer-perpendicular shortening) and simple shear (i.e. layer parallel shearing).* This combination varies from point to point along the ductile layer. In the upslope deformation domain, the pure shear component is dominant. Conversely, below the central raft (Fig. 7), flow approached simple shear. Due to interactions with faulting in the overlying sedimentary layers, finite strain patterns in the ductile layer become extremely heterogeneous with increasing deformation (Fig. 7). Experiments show, in particular, the complexities of strain patterns occurring below tilted blocks and within salt rollers (Fig. 7).

(5) *Synkinematic sedimentation rates exert a control on both displacement rate and extensional patterns.* Increasing sedimentation rates increase the displacement rate and consequently the total amount of displacement and bulk stretching of the slid slab. This conclusion is to be expected because the shear stress parallel to the basal décollement is a direct function of the overburden load for a given angle of basal slope. Furthermore, increasing shear stress increases the strain rate in the ductile layer. It is less evident, as demonstrated by experiments, that increasing sedimentation rates enhance and favour the development of synthetic listric normal faults.

The experiments presented in this paper consider only the early development of extensional structures within a slab gliding above a salt layer. In some circumstances compression can occur downslope at early stages (Cobbold *et al.*, 1989); but more frequently downslope extensional structures are seen to be inverted by late compression (*e.g.* Liro and Coen, 1996; Sathopoulos, 1996, Demercian *et al.*, 1993; Mohriak *et al.*, 1995). Our results could help interpreting structures later complicated by inversion.

The conclusions of this paper may have important practical applications in hydrocarbon exploration. The downslope central raft/upslope zonation of deformation gives a reference frame for the reconstruction of sedimentary units and potential prospects. The observed processes of faulting, fault patterns and draping of faults by synkinematic sediments are especially interesting for the understanding of hydrocarbon migration and the identification of reservoir distributions and trap geometries. The

experiments also show that the upslope deformation domain displays the most extensive synkinematic depocentres in comparison to the outermost domains of the slided slabs. Interestingly, these upslope deformation domains are also the most accessible to offshore exploration.

#### *Acknowledgements*

This work was financed by Elf Aquitaine Production. Experimental data were acquired during the MARGES project (*Modélisation Analogique des Relations entre la Gravité Et la Sédimentation*, Géosciences Rennes-Elf Aquitaine Production) which aimed to study the interactions between sedimentation and faulting during gravitational deformation. The authors acknowledge Elf for permission to use seismic data and to publish this paper, and D. Nieuwland and D. Rouby for improvement of the manuscript. We also, thank J.J. Kermarrec for invaluable technical assistance during the experiments, and M. Carpenter for improvement of the english.

#### REFERENCES

- Bally, A. W., Bernouilli, D., Davis, G. A. and Montadert, L. 1981. Listric normal fault. *Oceanologica Acta*, N° SP, 87-101.
- Brun, J. P. and Merle, O. 1985. Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics* 4, N°7, 705-719.
- Brun, J. P. and Merle, O. 1988. Experiments on folding in spreading-gliding nappes. *Tectonophysics* 145, 129-139.
- Burollet, P. F. 1975. Tectonique en radeaux en Angola. *Bull. Soc. Geol. France* (7), XVII, n°4, 503-504.
- Byerlee, J. 1968. Brittle-ductile transition in rocks. *J. Geophys. Res.* 73, 4741-4750.
- Cloos, E. 1968. Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.* 52, 420-444.
- Cobbold, P., Rossello, E. and Vendeville, B. 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. Geol. France* 3, 453-460.
- Cobbold, P. R. and Szatmari, P. 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics* 188, 249-289.
- Crans, W., Mandl., G. and Haremboure, J. 1980. On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. *J. of Petrol. Geol.* 2, 265-307.
- Davy, P. 1986. Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. *Mém. et Docs du CAESS*, 8, 233p.



- Demercian S., Szatmari P. & Cobbold P.R., 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, **228**, p. 393-433.
- Duval, B., Cramez, C. and Jackson, M. P. A. 1992. Raft tectonics in the Kwanza (Cuenza) basin, Angola. *Mar. and Petrol Geol* **9**, 389-404.
- Gaullier, V., Brun, J. P., Guerin, G. and Lecanu, H. 1993. Raft Tectonics: the effects of residual topography below a salt décollement. *Tectonophysics* **228**, 363-381.
- Hubbert, M. K. 1937. Theory of scales models as applied to the study of geological structures. *Bull. Geol. Soc. Am.* **48**, 1459-1520.
- Hubbert M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **62**, 355-372.
- Jackson M.P.A. & Cramez C., 1989. Seismic recognition of salt welds in salt tectonic regimes. In: Gulf Coast Section of the Soc. of Econ. Pal. and Miner. Found. 10th Annual Res. Conf. Prog. & Abs., Texas, 66-89.
- Kehle, R. O. 1970. Analysis of gravity sliding and Orogenic translation. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* **81**, 1641-1664.
- Kehle, R. O. 1988. The origin of salt structures. In : *Evaporites and Hydrocarbons* (edited by B.C. Schrieber), 345-404.
- Krantz, R. W. 1991. Normal fault geometry and fault reactivation in tectonic inversion experiments. *Geol. Soc. Spec. Pub.* **56**, 219-229.
- Larroque, J. M. 1991. Deltaic faulting and subsidence: analog modeling. *Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.* **75**, 617.
- Liro, L. M. and Coen, R. 1995. Salt deformation history and postsalt structural trends, offshore southern Gabon, West Africa. In: *Salt Tectonics, a global perspective* (edited by M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and S. Snelsson). **65**, 323-331.
- Lundin, E. L. 1992. Thin skin extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza basin, Angola. *Mar. and Petrol. Geol.* **9**, 405-411.
- Mandl, G., Jong, L. N. J. D. and Maltha, A. 1977. Shear zones in granular material. *Rock Mech.* **9**, 95-144.
- Merle, O. 1986. Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading gliding nappes. *Tectonophysics* **124**, 211-222.
- Mohriak W.U., J.M. Macedo, R.T. Castellani, H.D. Rangel, A.Z.N. Barros, M.A. Latgé, J.A. Ricci, A.M. Mizusaki, P. Szatmari, L. S. Demercian, J.G. Rizzo, J.R. Aires, 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. In "Salt Tectonics: a global perspective". (edited by Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S.) *Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Mem.*, **65**, p. 305-321.
- Nalpas, T. and Brun, J.-P. 1993. Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics* **228**, 349-362.
- Nettleton, L. L. and Elkins, A. 1947. Geologic models made from granular materials. *Amer. Geophys. Union Trans.* **28**, 451-466.

- Ramberg, H. 1967. Model of experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *Geophys* **14**, 307-329.
- Spathopoulos, F. 1996. An insight on salt tectonics in the Angola basin, South Atlantic, In "Salt Tectonics". (edited by Alsop, G.I. Blundel, D.J. Davison, I.), *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **100**, 153-174.
- Teisserenc, P. and Villemin, J. 1990. Sedimentary basin of Gabon. Geology and oil systems. In: "Divergent/passive margin basins" (edited by J.D. Edwards and P.A. Santogrossi). *Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Mem.* **48**, 117-200.
- Vendeville, B. 1987. Champs de failles et tectonique en extension: Modelisation expérimentale. *Mem et Docs du Caess*, **15**, 392.
- Vendeville, B., Cobbold, P. R., Davy, P., Brun, J. P. and Choukroune, P. 1987b. Physical Models of Extensional Tectonics at Various Scales. In: *Continental Extension Tectonics* (edited by M. P. Coward Dewey, J.F. & Hancock P.L.). London, 95-107.
- Vendeville, B. and Cobbold, P. R. 1988. How Normal faulting and sediments interact to produce listric faults profiles and stratigraphic wedges. *J. Struc. Geol.* **10**, N°7, 649-659.
- Vendeville B. & Jackson M.P.A., 1992.a. The fall of diapirs during thin skinned extension. *Mar. Petroleum Geol.*, **9**, 354-371.
- Vendeville B. & Jackson M.P.A., 1992.b. The rise of diapirs during thin skinned extension. *Mar. Petroleum Geol.*, **9**, 331-353.
- Worall, D. M. and Snelson, S. 1989. Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the growth of salt. In: *The Geology of North America, An Overview* (edited by A.W. Bally and R. A. Palmer). Boulder, Co, 97-138.
- Wu, S., Bally, A. W. and Cramez, C. 1990. Allochthonous salt, structure and stratigraphy of the north Eastern Gulf of Mexico. Part II: Structure. *Mar. and Petrol. Geol.* **7**, 334-370.

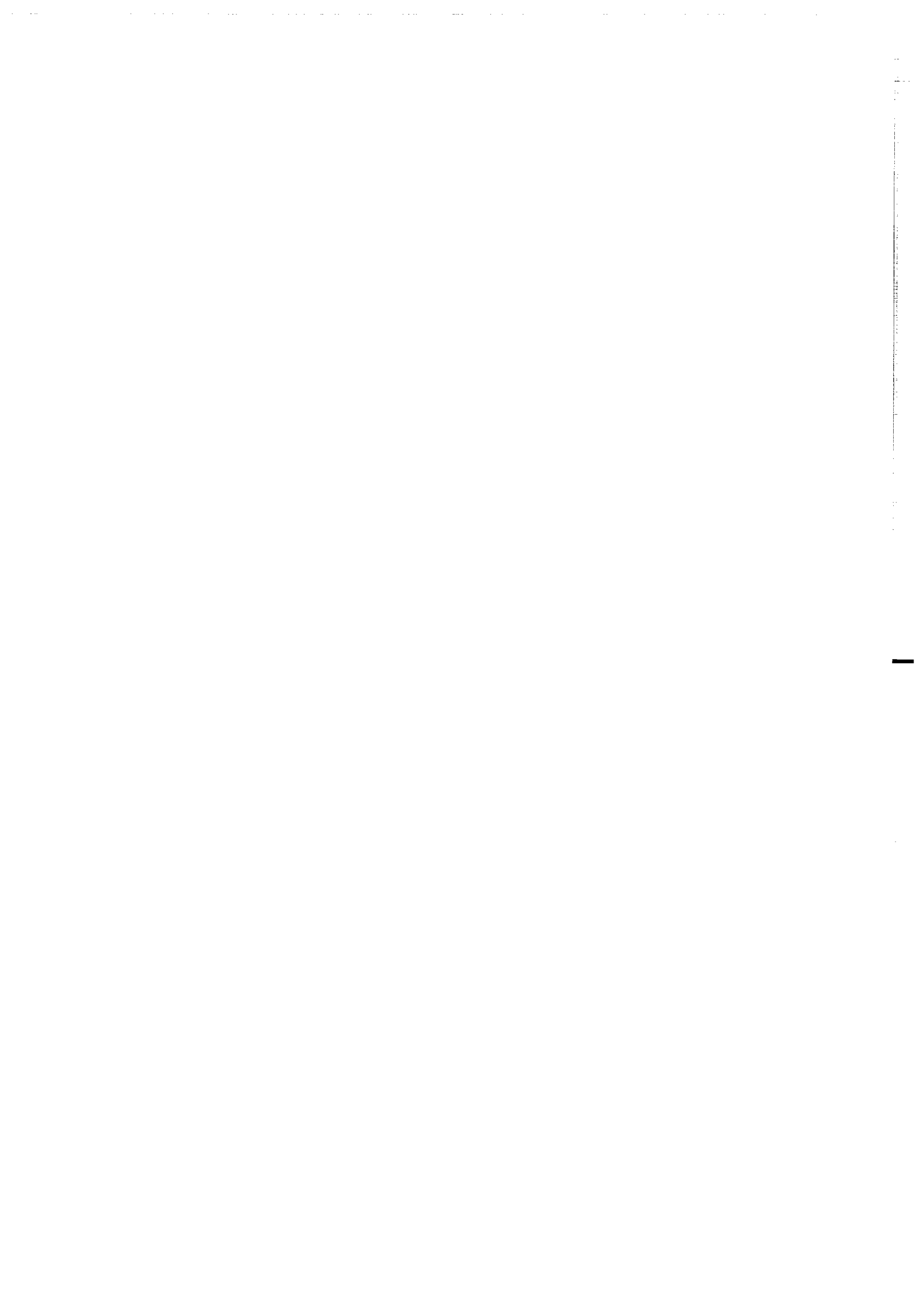
# *Chapitre VIII*

## *Zonation*

*de la déformation transverse :*

*évidences structurales et*

*cinématiques*



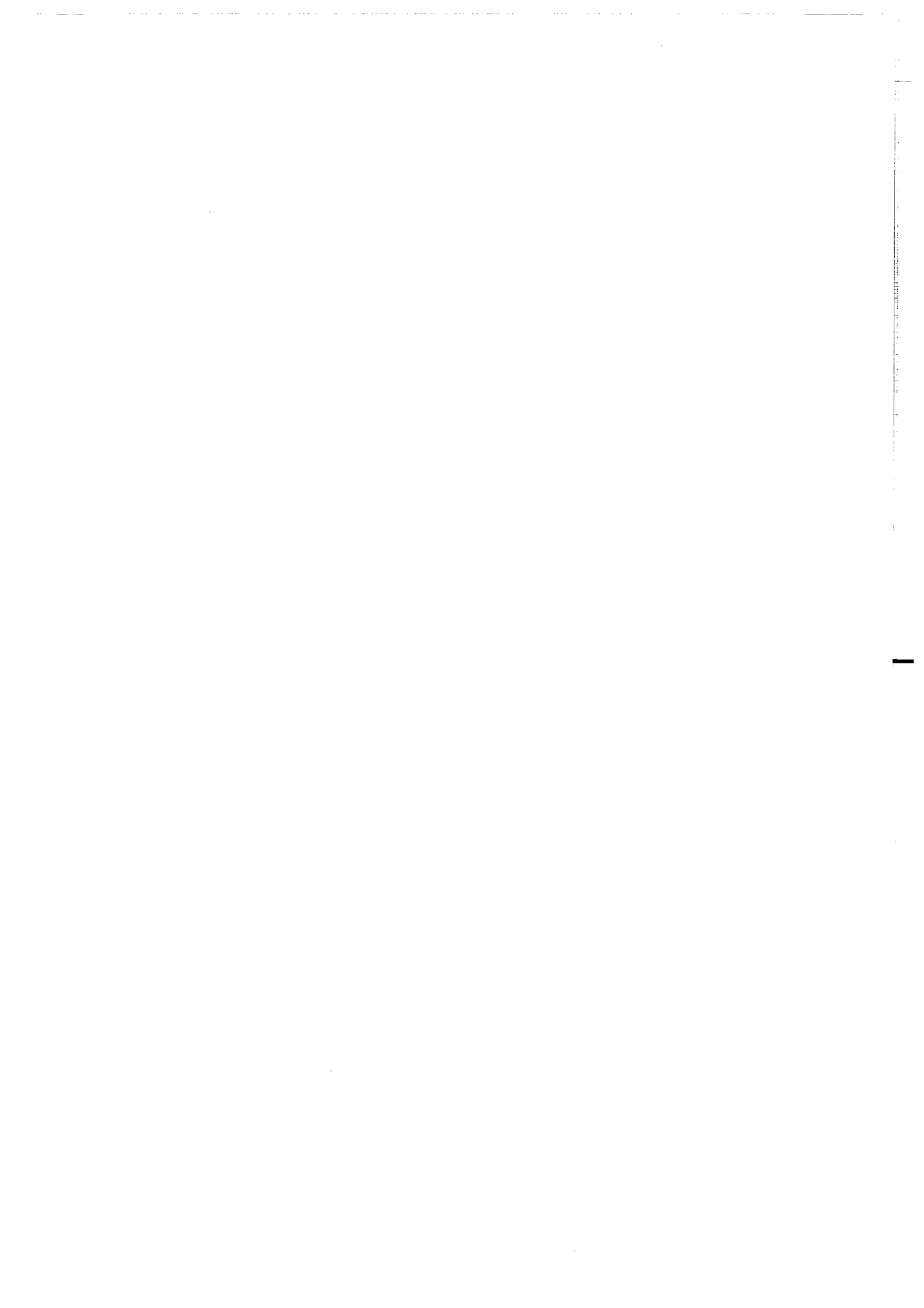
## **VIII. Zonation de la déformation transverse évidences structurales et cinématiques**

### **VIII. 1. Introduction**

Ce chapitre présente les différentes structures observées sur la marge ouest africaine et en propose une explication cinématique.

### **VIII. 2. 2. Article**

Projet de publication à *Basin Research*



**Déformation gravitaire sur la marge Ouest africaine,  
1 : évidences structurales et cinématiques**

**G. Guerin<sup>1</sup>, S. Raillard<sup>2</sup>, H. Lecanu<sup>2</sup>, T. Mauduit<sup>3</sup> and J. P. Brun<sup>3</sup>,**

<sup>1</sup>*Elf Norge, Stavanger, Norway*

<sup>2</sup>*ELF Aquitaine Production, Avenue Iarribau, 64018 Pau, France*

<sup>3</sup>*Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Campus de Beaulieu,  
35042 Rennes, France*

*Projet de publication à AAPG Bulletin*

### **Introduction**

En contexte de déformation gravitaire, les séries postérieures à un niveau de décollement peuvent, sur une faible pente, être translitées vers l'aval en ne subissant qu'une très faible déformation interne. Un tel processus aboutit à deux contextes différents de déformation: extensif dans la partie amont et compressif dans la partie aval (Cobbold *et al.* 1989 ; Cobbold, 1995 ; Letouzey *et al.*, 1995). Les deux types de domaines qui en résultent sont, eux mêmes, limités en amont comme en aval, par des domaines non déformés. Au sein du domaine amont soumis à de l'extension, il existe un gradient d'intensité d'extension de sorte que l'on peut y distinguer une zone amont où l'extension est moindre et où les structures -blocs basculés et radeaux (Burollet, 1975)- ne sont pas complètement déconnectées (appelé domaine des "prérafts" par Lundin (1992)) et une zone aval où l'extension peut être très importante, composée de radeaux et de dépôt-centres entre radeaux de plusieurs dizaines de kilomètres de long (appelé domaine des rafts et dépôt-centres) (Fig. 1). Quelques structures compressives locales peuvent toutefois exister dans ces domaines à dominante extensive. Elles résultent soit d'un effet de butoir sur des hauts topographiques antérieurs au niveau de décollement, soit d'une absence de ce niveau de décollement.

Dans un tel système de déformation gravitaire, l'extension cumulée des domaines de "préraft" et de "raft" est compensée par du raccourcissement dans un domaine localisé au pied du talus continental ou en aval des deltas. Ces domaines compressifs ont été identifiés sur les marges de plusieurs continents ; au Brésil (Ojeda, 1982, Petrobras, 1983 ; Chang *et al.*, 1988, 1992, Guardado *et al.*, 1989, Dias *et al.*, 1990 ; Mohriak *et al.*, 1990 a,b, c ; Carminati and Scarton, 1991, Cobbold and Szatmari, 1991, Demercian *et al.*, 1993, Mohriak *et al.*, 1995), dans le sud de l'Australie (Wilcox *et al.*, 1988), sur la marge méridionale de la mer Rouge (Heaton *et al.*, 1995) ou dans le golfe du Mexique (Weimer et Buffler, 1992).

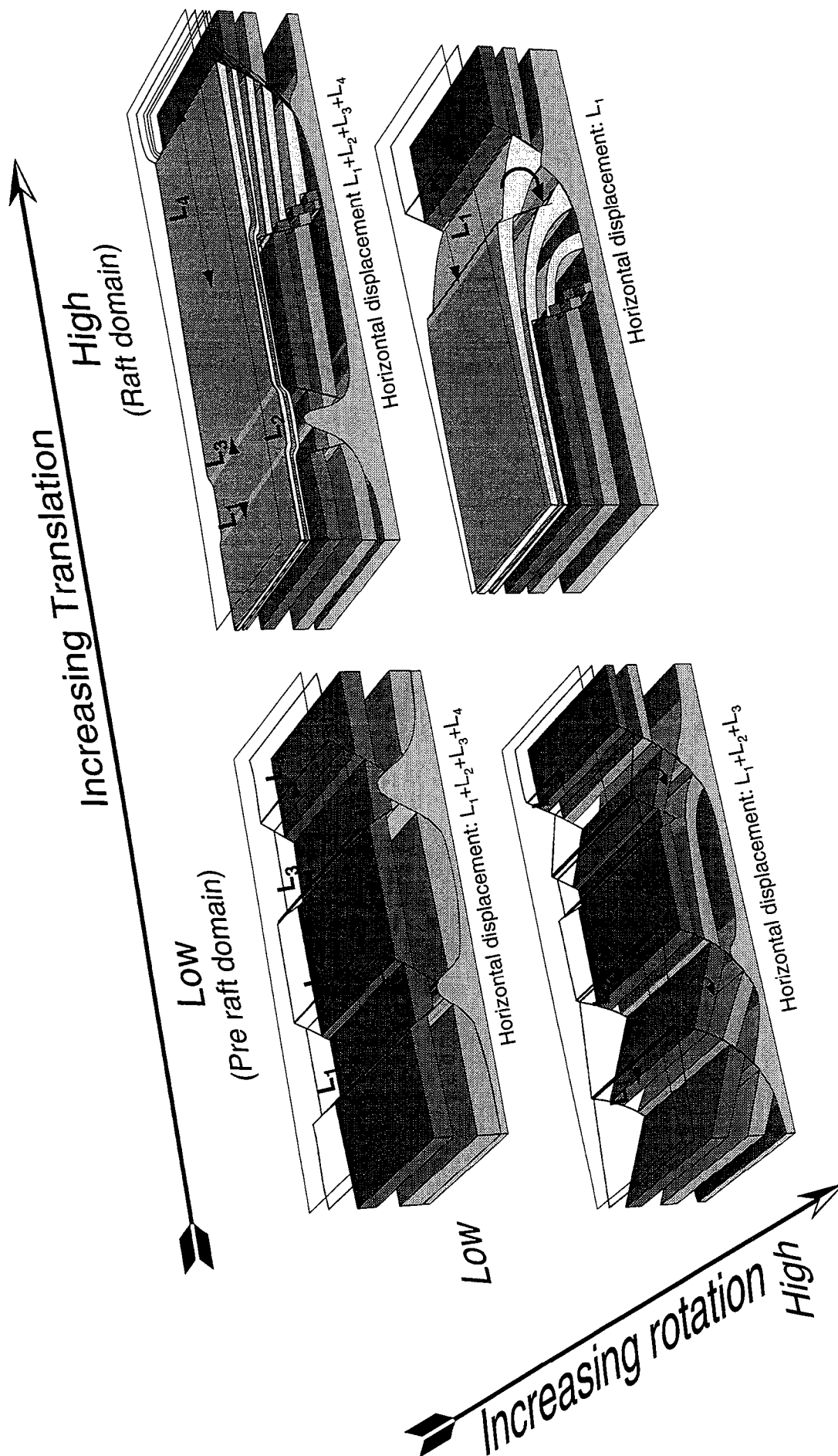
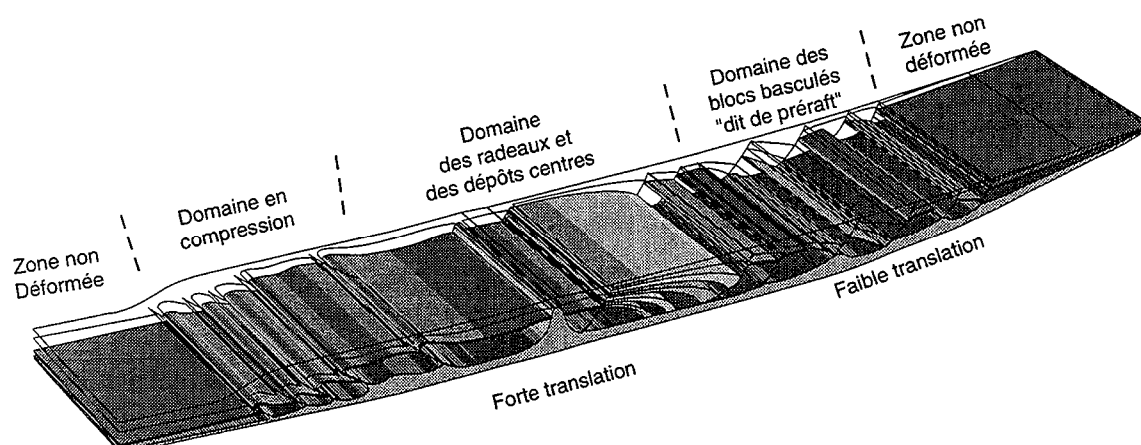


Fig. 2 : Combinaison de translation et déformation la déformation de la couverture sédimentaire en glissement gravitaire.





**Fig.1** : Répartition des différents domaines de déformation le long d'une marge passive

considérée. Elles varient également dans le temps. Ceci signifie que la zonation structurale précédemment décrite existe à tous les stades de l'évolution d'une marge postérieurs au dépôts des formations constituant le décollement.

Sur la marge ouest africaine, la déformation gravitaire de la couverture sédimentaire de l'Albien à l'Actuel utilise un niveau de décollement évaporitique d'âge Aptien. Dans ce contexte, les domaines en extension en amont et en compression en aval ont été reconnus (Kehle, 1970, 1988, Burollet, 1975; Lehner et de Rutter, 1977; Jackson and Cramez, 1989; Wu *et al.*, 1990, Teisserenc and Villemin, 1991; Duval *et al.*, 1992; Lundin, 1992; Liro and Coen, 1995; Spathopoulos, 1995). Sur cette marge passive les progrès de l'investigation sismique pétrolière, et notamment le développement de la sismique 3D, ont permis une meilleure définition des différentes structures affectant les séries postsalifères. Sur la base de ces exemples sismiques nous en proposons ici une classification géométrique et cinématique.

### **Deux mécanismes simples de déformation**

Les deux composantes cinématiques élémentaires impliquées dans la déformation de la couverture sédimentaire en contexte de glissement gravitaire sont la translation et la rotation (Vendeville, 1987) (Fig. 2). Dans la zone en extension, l'identification de l'importance relative de ces deux paramètres aboutit à une classification qualitative simple de la géométrie des structures tout en leur attribuant une signification cinématique. Si la limite entre domaine amont, dit à "prérafts", et domaine aval, dit à "rafts", dépend du taux de translation, par conséquent tous les types de structures dans les deux domaines peuvent être différenciés en fonction de la quantité de rotation.

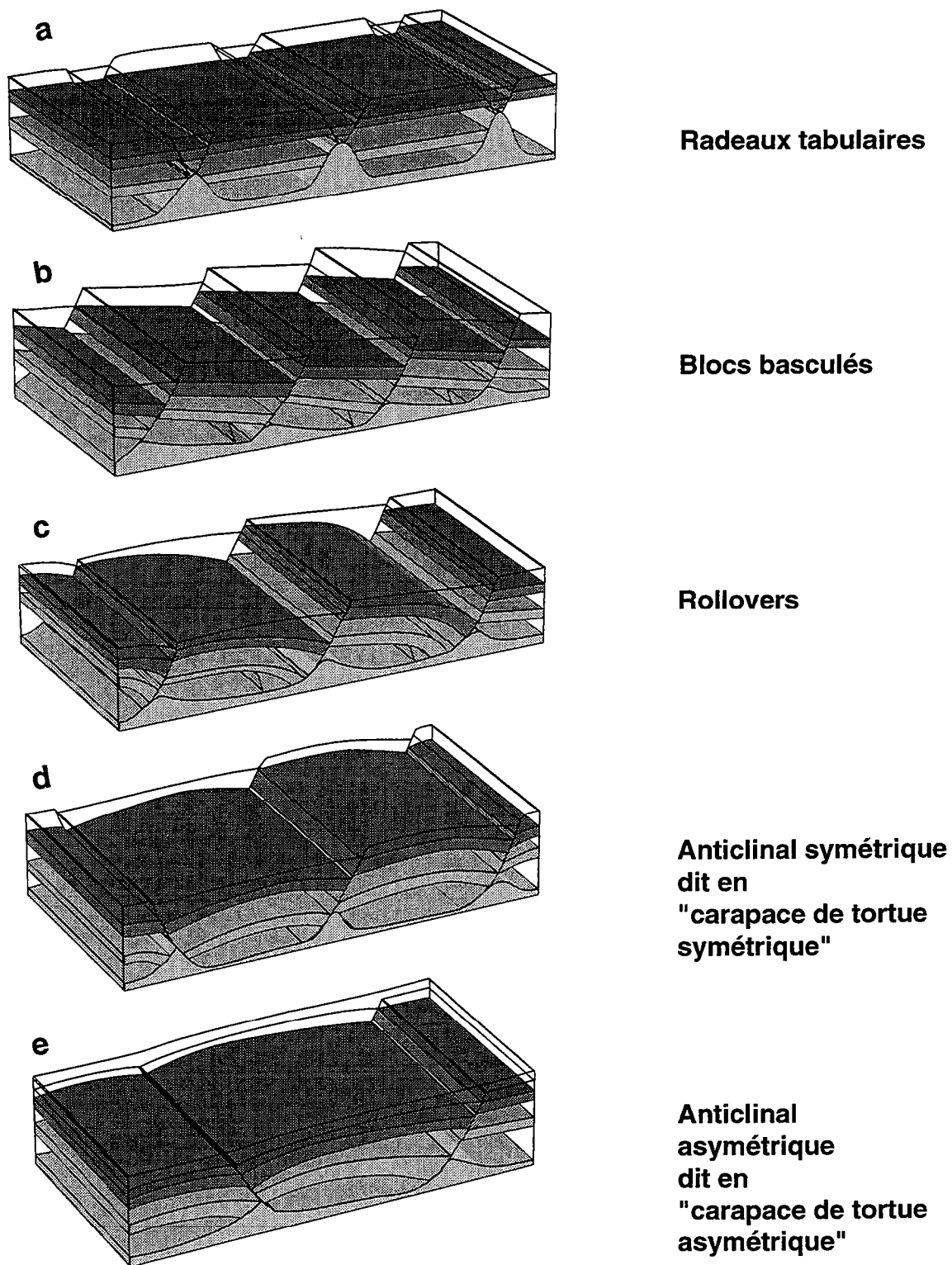


Fig. 3: Classification des structures dans la zone extensive amont en fonction de la quantité de rotation.

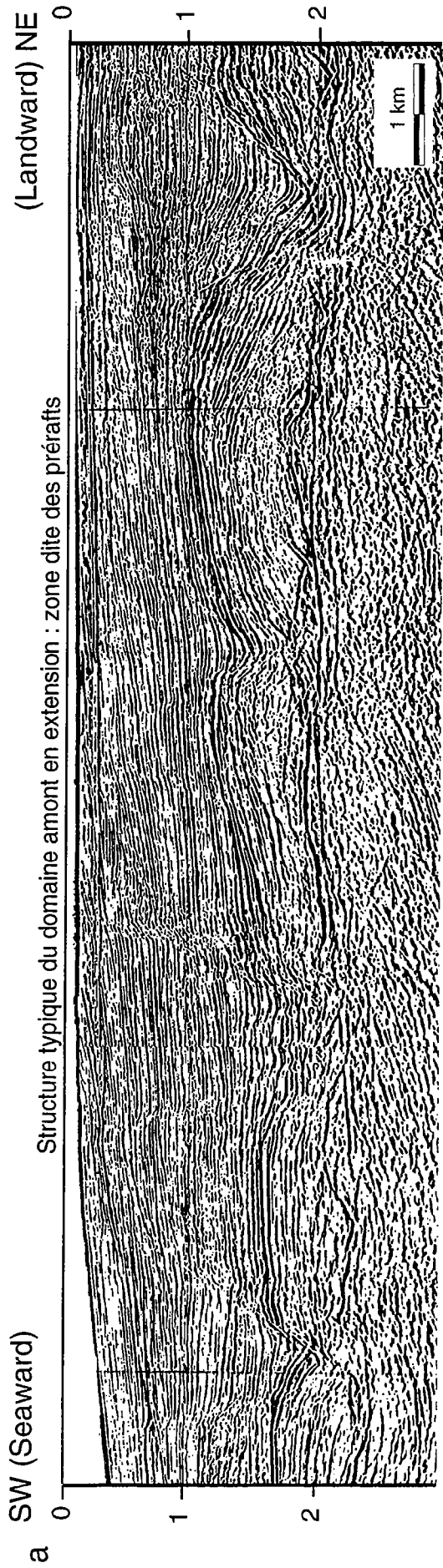
Au sein du domaine en compression, une classification basée sur l'importance relative de ces deux paramètres n'est pas aussi aisée. En effet, de nombreuses structures compressives correspondent à d'anciennes zones extensives inversées. Dans ces conditions la géométrie des structures inversées est évidemment dépendante du type de structure initiale (Nielsen *et al.*, 1995 ; Guerin *et al.*, 1995).

Une interprétation mécanique complémentaire de la présente approche cinématique est développée dans une seconde publication (Mauduit *et al.*, en préparation)

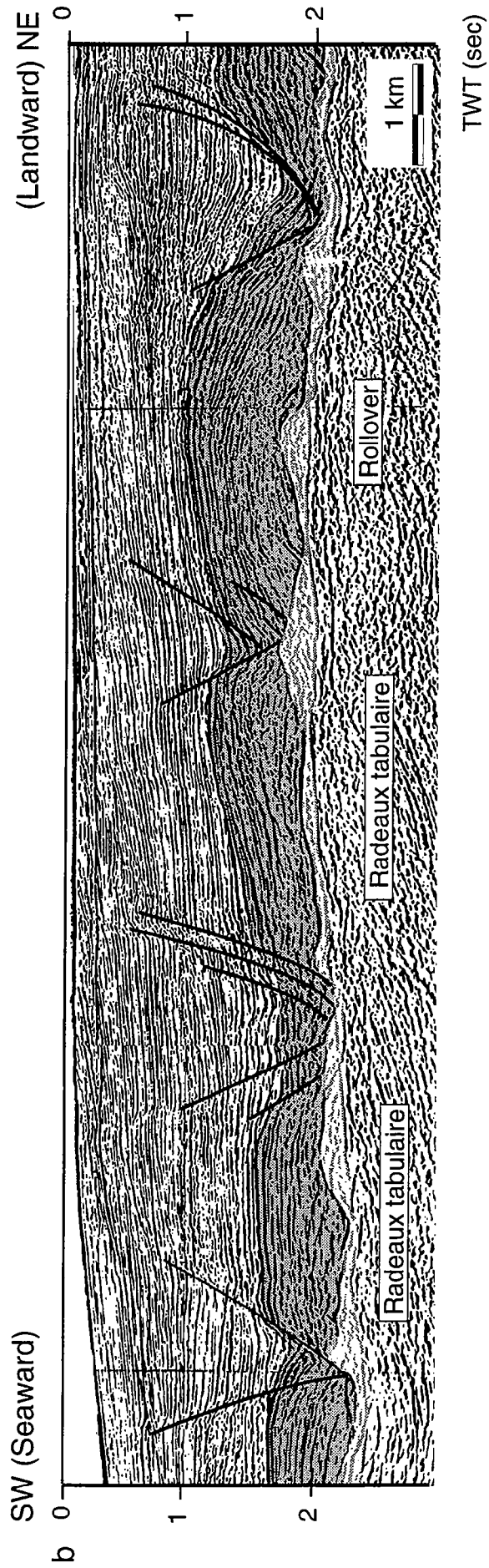
### **Le domaine en extension**

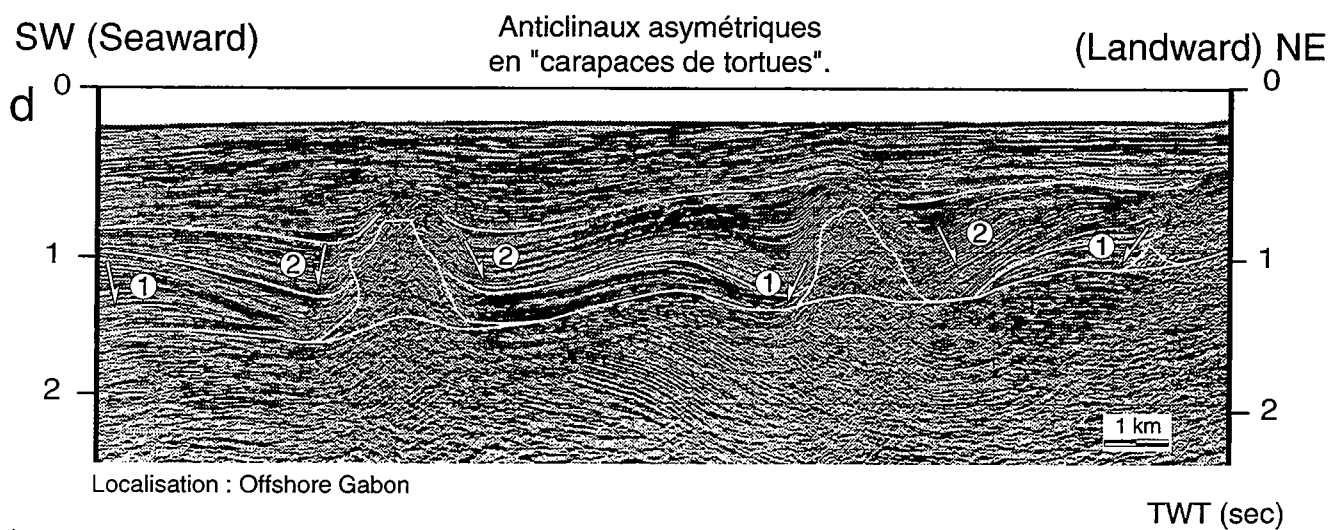
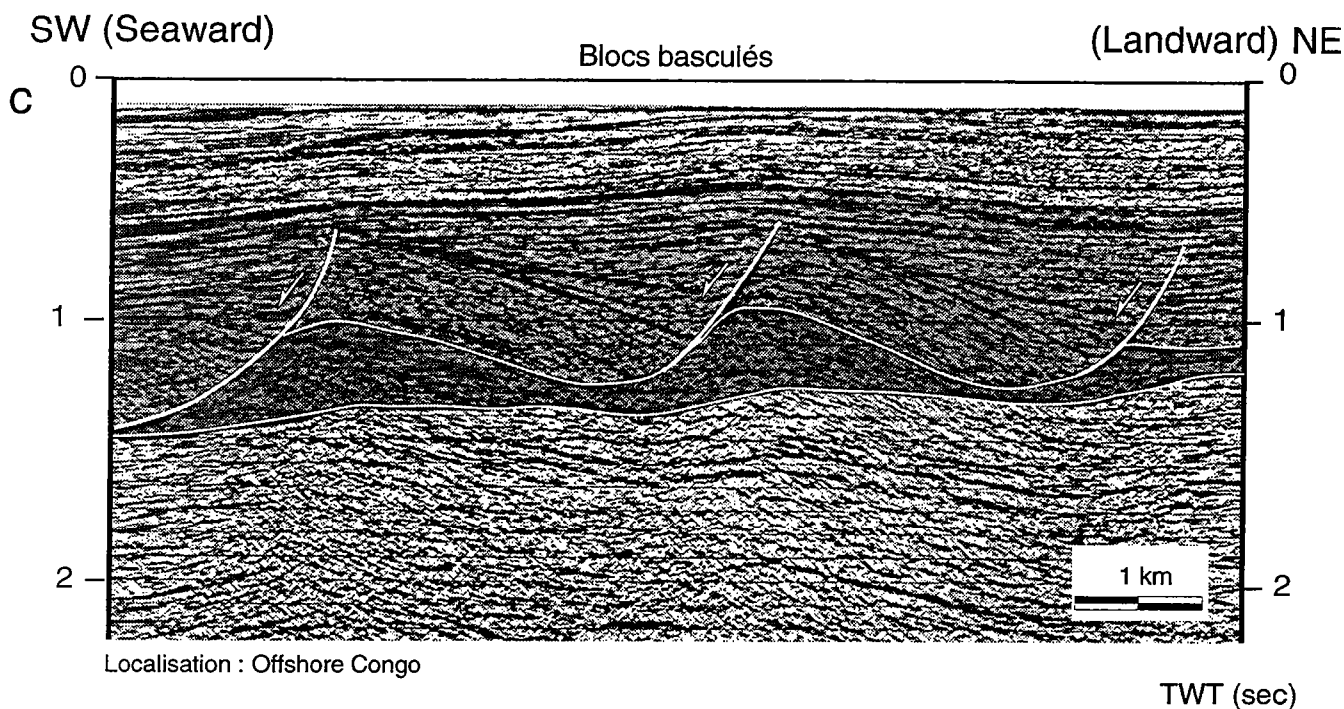
La grande variation latérale de la largeur de ce domaine, ainsi que l'importance relative de la rotation et de la translation conduisent à une grande variation dans l'expression du style de déformation. Lors de l'extension, si aucune rotation n'accommode la déformation, les séries restent isopaques, les "prérafts" sont tabulaires et sont séparés soit par des diapirs soit par des grabens (Fig. 3a et 4a, b). Au contraire s'il existe une rotation rigide le long d'une faille, le préraft aboutit à la formation d'un bloc basculé au dessus duquel les séries syncinématiques développent des éventails à proximité de la faille (Fig. 3b et 4c). Si, à cette rotation, se superpose une flexuration des dépôts précinématiques et cinématiques, la structure finale est un rollover (Fig. 3c et 4a, b). Une rotation synchrone le long de deux failles de croissance convergentes aux limites d'un radeau, entraîne la formation d'un anticlinal symétrique dit en "carapace de tortues" (Fig. 3d). Ces structures ont généralement une faible durée de vie et l'une des deux failles limitant le radeau arrête rapidement de fonctionner, l'autre faille accommodant alors un éventail de croissance plus développé que celui associé à la première. La structure résultante est un anticlinal asymétrique en "carapace de tortues" (Lundin, 1993 ; Mauduit *et al.*, a soumis) (Fig. 3e et 4d).

Dans la partie aval du domaine en extension, les translations sont plus importantes qu'en amont. Deux types de structures accommodent cette forte translation : des radeaux et des dépôts-centres. Les radeaux peuvent être classifiés en utilisant le même type de critères que dans le domaine précédent, même si leurs géométries internes peuvent résulter d'une structuration précoce.

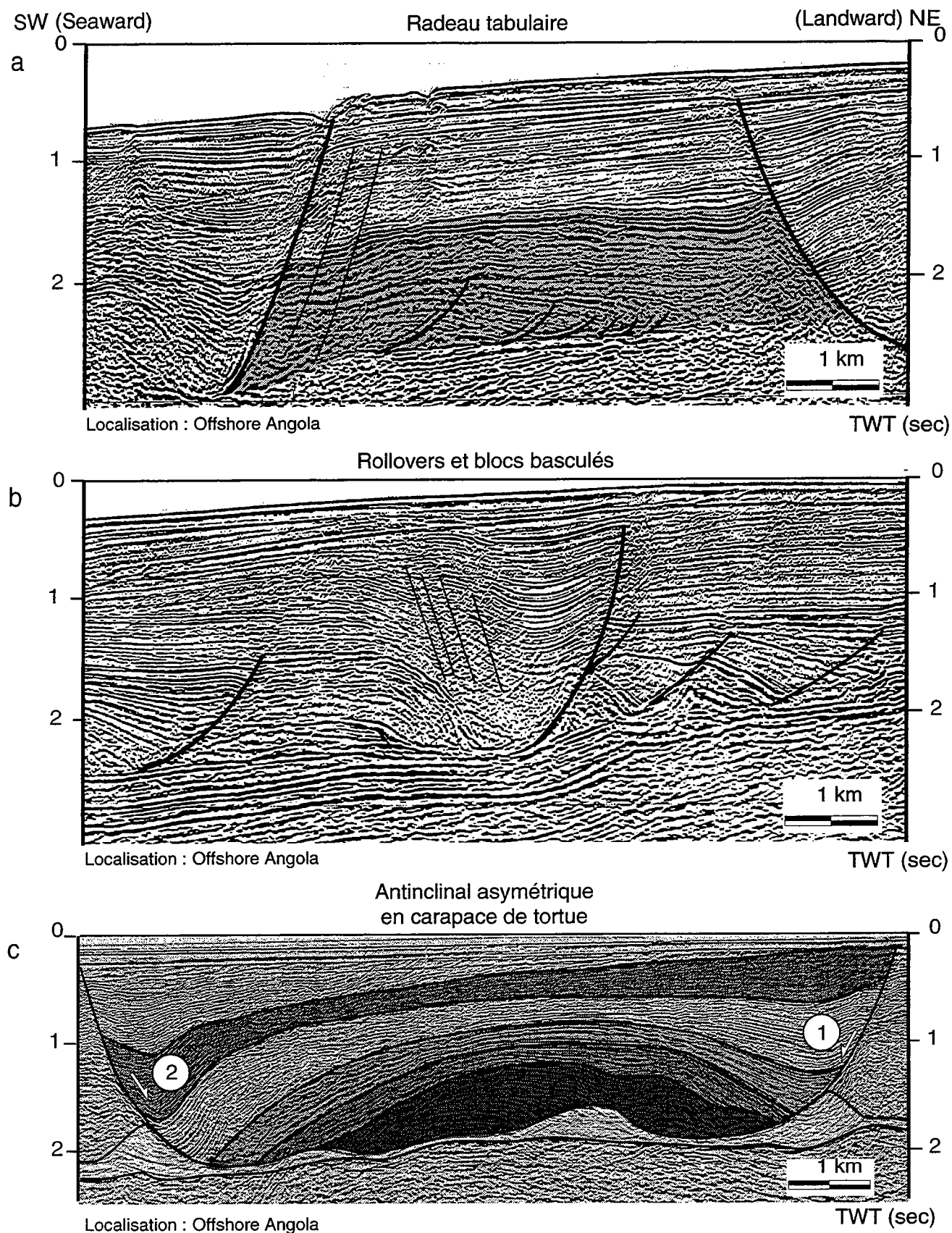


Localisation : Offshore Angola.





**Fig. 4** : Radeaux tabulaires constitués de déformation d'âge Crétacé et fracturé au Tertiaire. (a) section non interprétée, (b) interprétée. Ces radeaux séparés par des grabens, restent tabulaire lors de l'extension. (c) la structure sur l'extrémité NE de la ligne correspond à un "anticlinal en carapace de tortue". (c) Blocs basculés ayant subi une rotation le long de failles synthétiques, sans subir de flexuration. Les séries précinématique et syn-cinématique peuvent être aisément reconnues. (d) Anticlinal asymétrique dit en "carapace de tortue" asymétrique. Les trois structures présentent une géométrie interne qui indique des rotations diachrones. Les deux structures de droite montrent une première rotation sur la faille synthétique alors que la structure aval (gauche) montre des sens de glissement opposés. Il est à noter que même si ces exemples se réfèrent au domaines des radeaux, la quantité d'extension, qui correspond à la largeur des diapirs, est élevée.



**Fig. 6 :** (a) radeau tabulaire constitué de dépôt d'âge crétacé supérieur fracturé au Tertiaire au sein duquel sont visibles de petits blocs basculés syn-aptiens et scellés au cours du Crétacé supérieur, (b) blocs basculés ayant translaté vers l'aval durant le Crétacé supérieur et demi carapace de tortue, (c) anticlinal asymétrique en carapace de tortue, crétacé supérieur ayant subi une rotation sur ces deux extrémités. Cette structure correspond à une évolution latérale du radeau de la figure 4a.

La plupart des radeaux sont tabulaires et ne subissent pas de rotation lors de la translation. Ils peuvent être très long et avoir été transportés passivement vers le bassin sur une très longue distance au dessus du niveau de décollement (Fig.5a et 6a) L'exemple le plus spectaculaire provient du bassin de la Kwanza en Angola. D'une longueur de plus de 50 km et d'une largeur de 5 à 10 km, cette structure a subi une translation de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres (Duval *et al.*, 1992). Les radeaux peuvent également avoir subi une rotation rigide, sans flexuration (relativement rare) (Fig. 5b). Lorsqu'ils subissent une flexuration, ils donnent naissance à des rollovers (Fig. 3c). Dans ce cas, la rotation peut être si forte que le toit des dépôts précinématiques présente un downlap apparent sur le niveau de décollement (Fig. 3c et 6b). Comme dans le domaine à faible translation, une flexuration aux deux extrémités d'un radeau le long de failles convergentes donne naissance à un anticlinal asymétrique en "carapace de tortue" (Fig. 3e et 6c).

Les structures décrites dans le domaine à faible translation (blocs basculés, radeaux tabulaires, rollovers constituent fréquemment le coeur de radeaux de dimensions supérieures (Duval *et al.*, 1992). Certains radeaux contiennent également des structures compressives (Spathopoulos, 1996). Ceci souligne le changement possible de types de déformation et indique que la classification proposée doit être considérée pour une période géologique donnée de l'évolution de la marge.

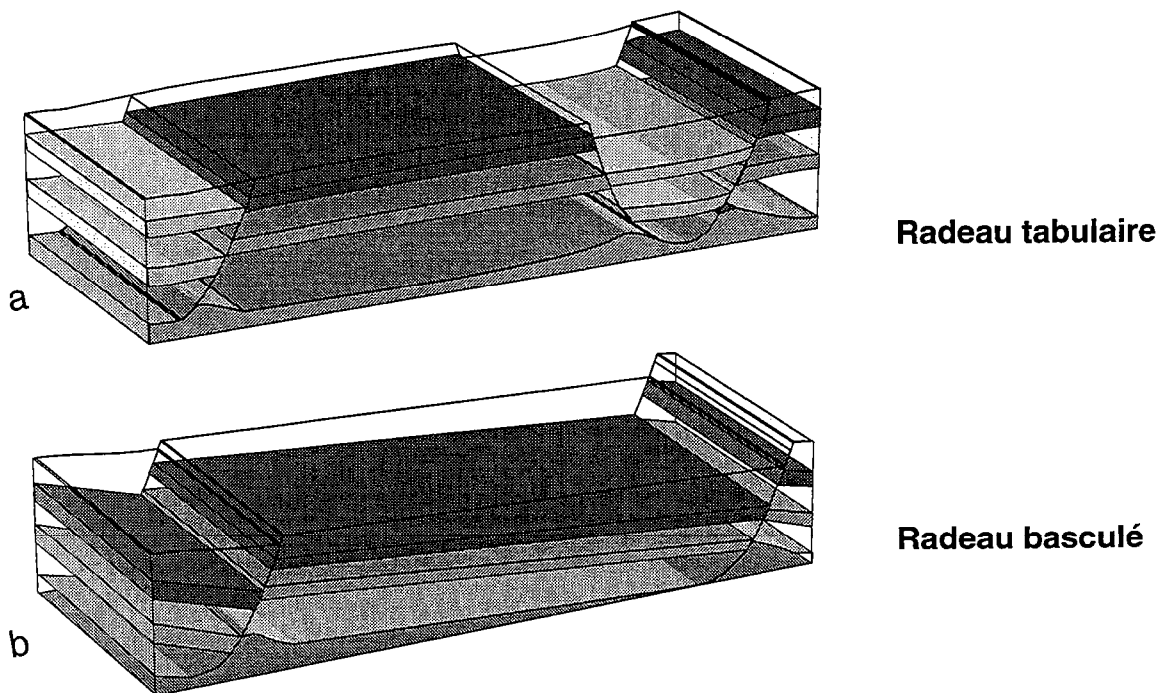
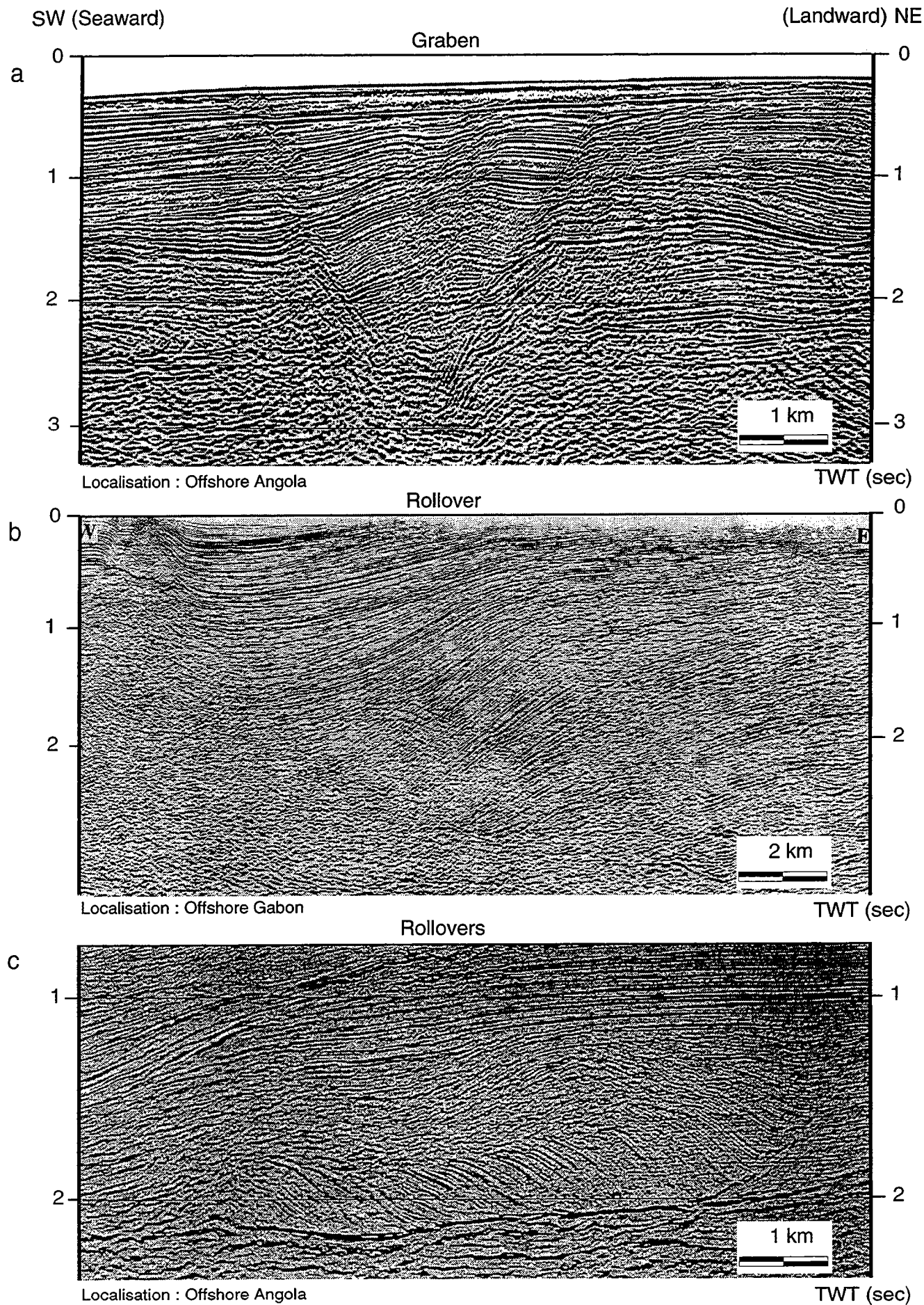


Fig. 5 : Styles des radeaux dans la zone d'extension aval.



**Fig. 8** : (a) Graben, comblé par des sédiments tertiaires. (b) Rollover formée le long d'une faille antithétique. (c) Rollover résultant d'une très forte translation et associé à une faille de croissance synthétique.



## Les dépôts-centres

Entre ces radeaux déconnectés constitués par les dépôts précinématiques, les sédiments syncinématiques sont piégés dans de grands dépôt-centres. Ceux ci subissent le même type de déformation que les radeaux, et peuvent être identiquement classifiés. Cependant, quelques distinctions liées à la quantité de rotation et à la forme des strates à proximité du plan de faille peuvent être faites.

Lorsque n'intervient pas la rotation, les séries sont piégées dans des grabens, et les dépôt centres sont tabulaires (Fig. 7a et 8a). Au contraire lorsqu'il existe une rotation le long d'une faille de croissance, synthétique ou antithétique, celle ci contrôle l'épaississement asymétrique des séries (géométrie en éventail).

Le pendage des couches peut éventuellement atteindre la verticale (Cf. Fig. in Gaullier *et al.*, 1993). Les figures 7b et c et 8b illustrent les variations observées dans la structure interne des rollovers. Une importante translation, donne naissance à un dépôt centre en rollover de grande dimension dit "en chenille" (Fig. 8c). Les dépôts-centres "en carapace de tortues" sont relativement répandus (Duval *et al.*, 1992) et correspondent aux "Mock Turtle anticline" (Fig. 7d) (Vendeville and Jackson, 1992 ; Duval *et al.*, 1992). La plupart de ces rollovers montre une décroissance progressive des valeurs de pendage des plus vieilles et plus profondes séries aux plus jeunes.

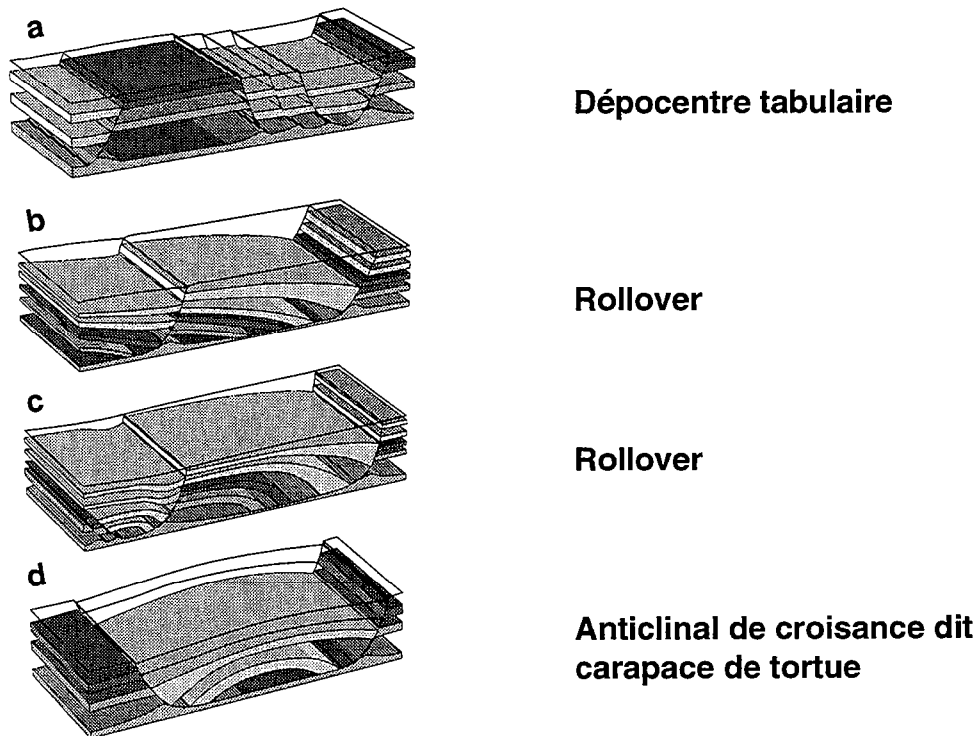


Fig. 7 : Structures des dépocentres dans la zone extensive aval.

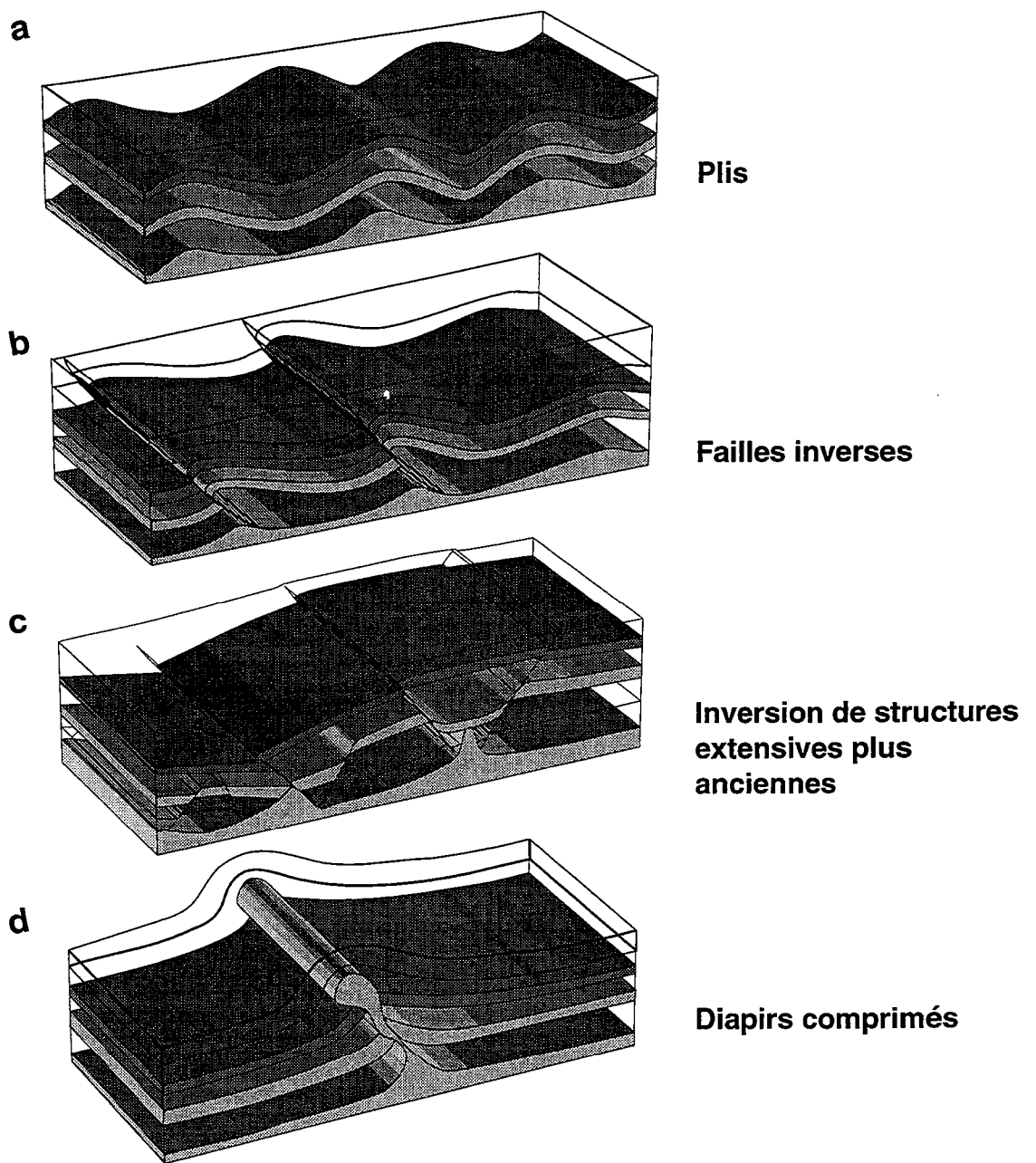
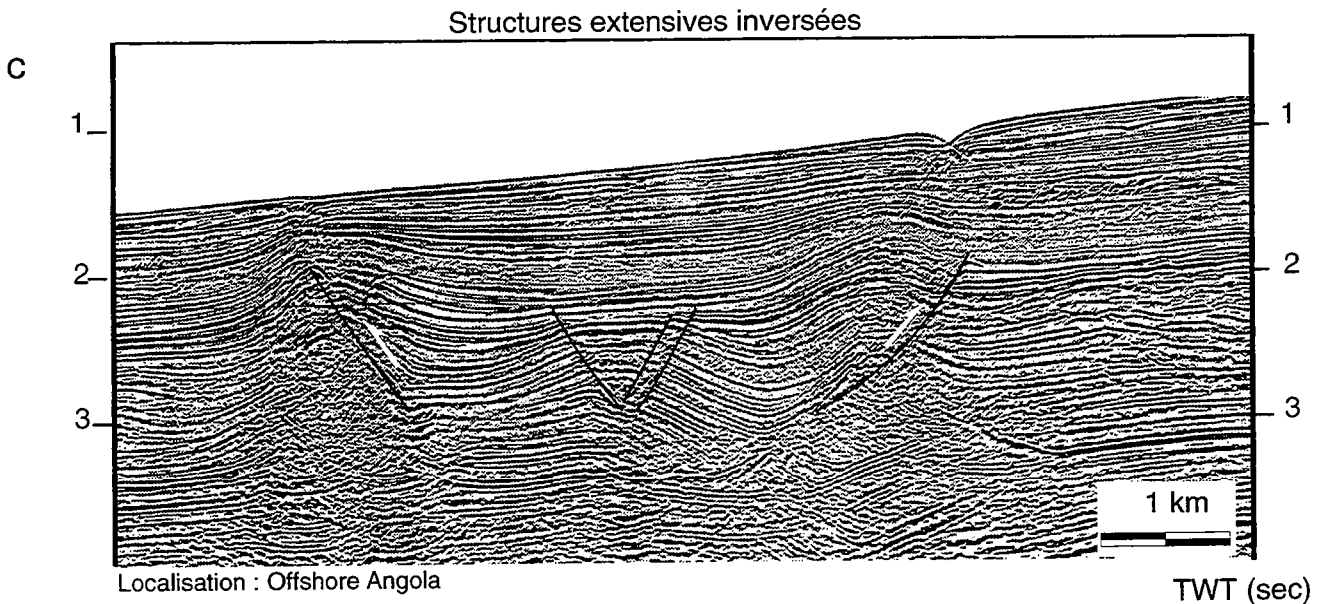
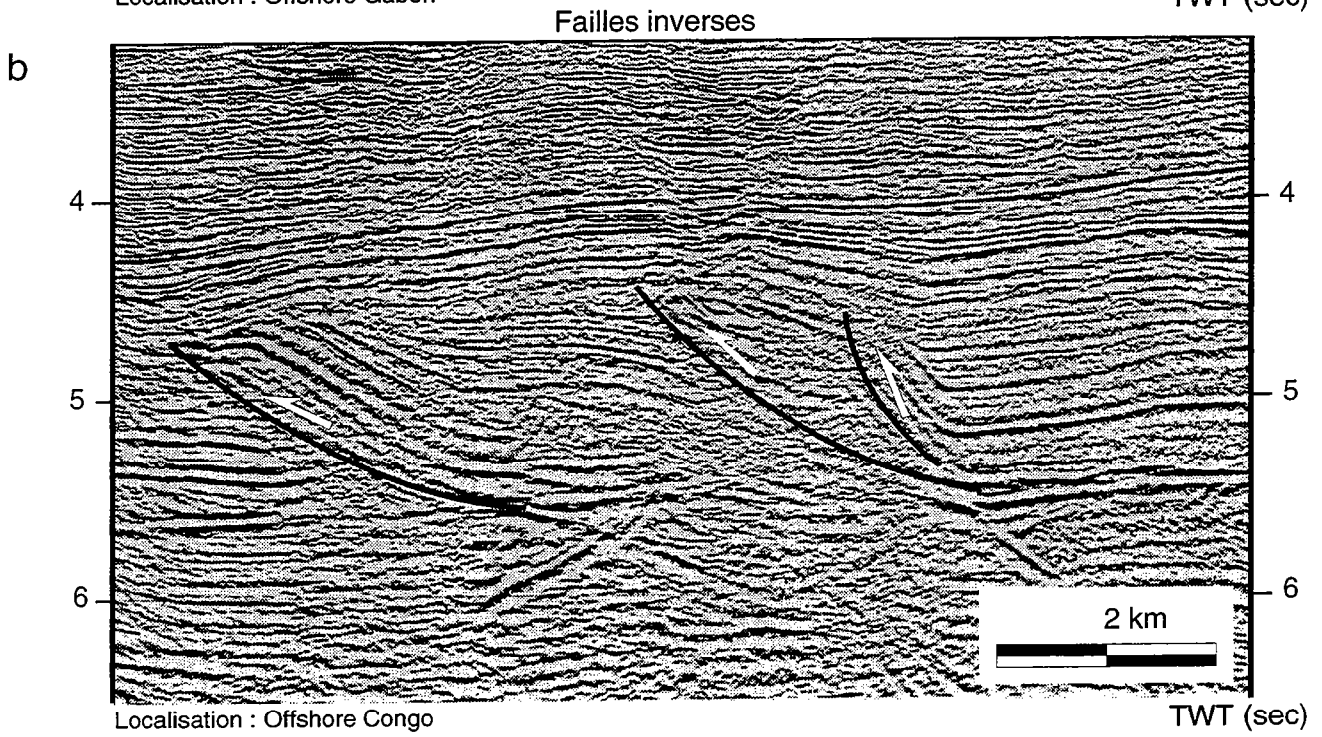
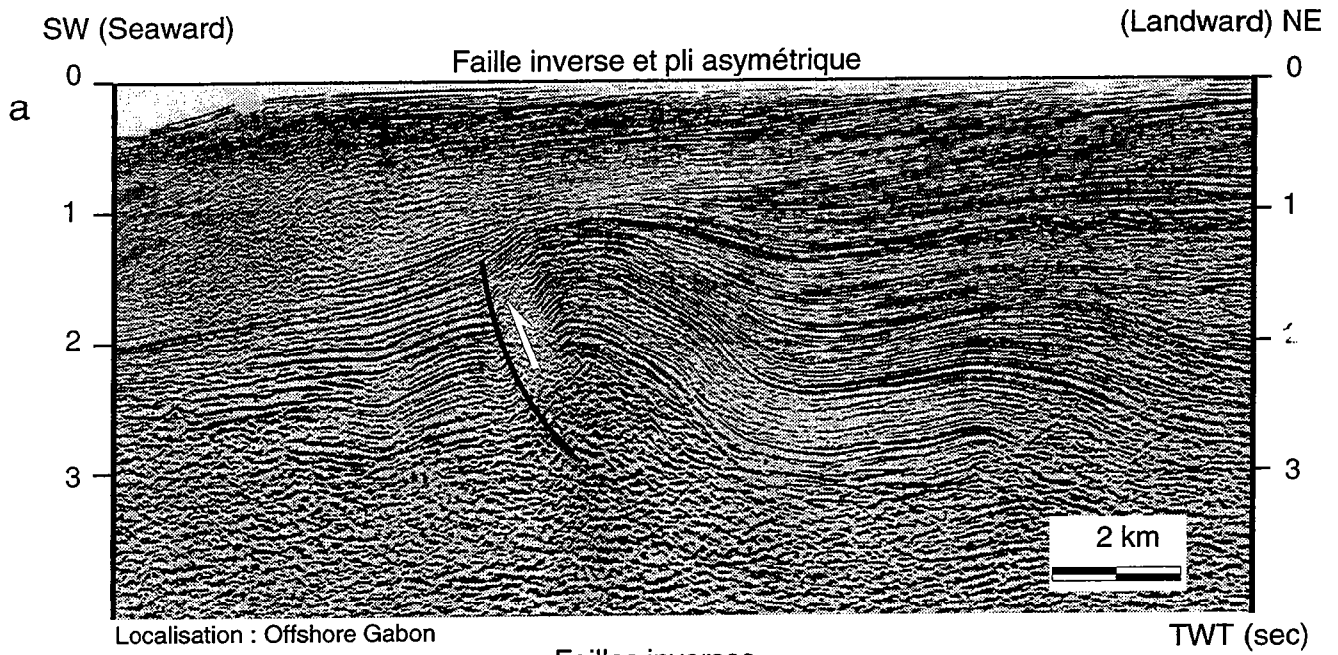
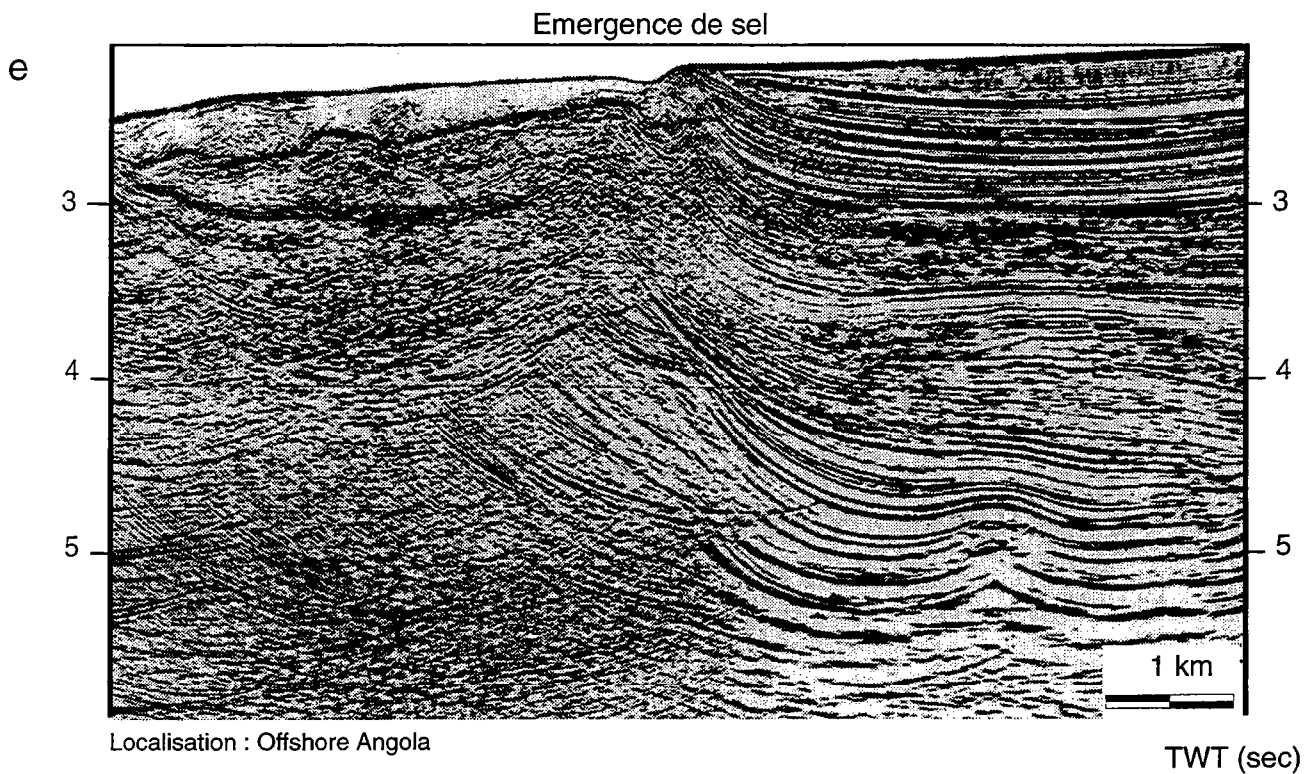
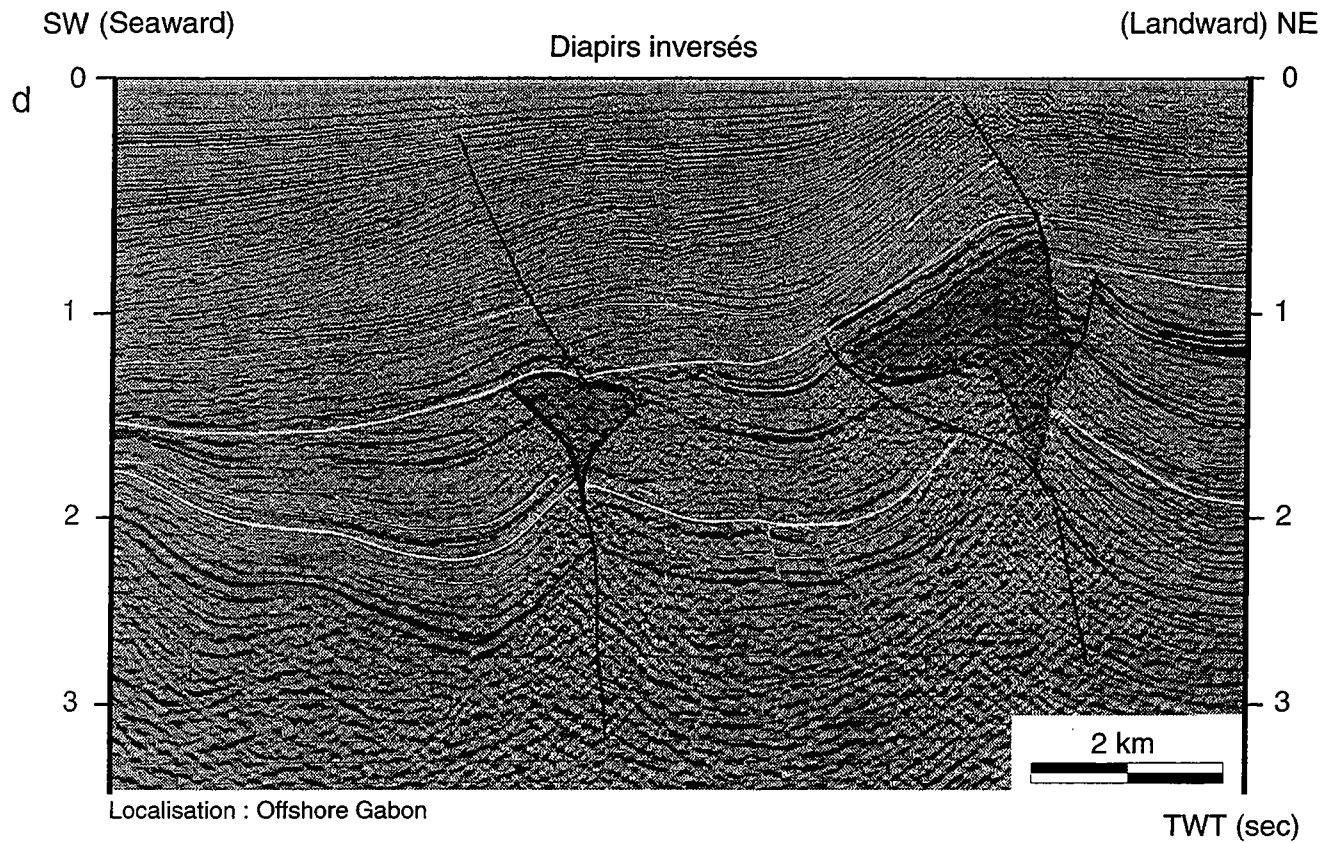


Fig. 9 : Différents styles de structures compressives dans la zone aval.

### Les domaines en compression

Deux principaux types de structures peuvent être identifiées. Les structures compressives néoformées - i.e., plis ou failles inverses (Fig. 9 a, b)- et les structures inversées qui correspondent à d'anciennes structures extensives reprises en compression (Nielsen *et al.*, 1995; Guérin *et al.*, 1995). Ce deuxième type de structures beaucoup plus fréquent implique une migration possible dans le temps des limites entre les différents domaines structuraux et suggère que le stade initial de la déformation gravitaire puisse correspondre à un stade extensif (Mauduit *et al.*, submitted). Les plis ont souvent un noyau à coeur de sel (Fig. 9a) et peuvent être asymétriques (généralement des plis failles) (Fig. 10a) ou symétriques (Coward, 1995). Les failles inverses néoformées semblent être confinées dans la partie amont du domaine compressif. Il est souvent très difficile d'affirmer que ces structures sont réellement néoformées (Fig. 9b). D'autres structures correspondent à l'inversion de failles de croissance ou à des diapirs de sel comprimés (Fig. 9c et d). Leur géométrie finale est fonction du taux de compression et des dimensions initiales du diapir (Nielsen *et al.*, 1995). Si la couverture, au dessus des diapirs est épaisse, la compression donne naissance à des anticlinaux (Fig. 10d). Si le toit est mince, ou absent, le sel est extrudé et s'étale sur la couverture sédimentaire aboutissant à la formation de langues de sel (Jackson *et al.*, 1994) (Fig. 10e). La forme finale est également reliée à la largeur initiale du diapir et évidemment au taux de





**Fig. 10** : Pli asymétrique (a), probablement associé à une faille inverse plus profonde. Localisation Offshore Gabon. (b) failles inverses précoces, localisées à l'extrémité Est du système gravitaire, (c) inversion de failles listriques et de salt rollers ayant entraîné la formation de deux anticlinaux. (d) diapirs inversés ayant induit un important plissement du toit (à droite). (e) extrusion de sel vers la surface.

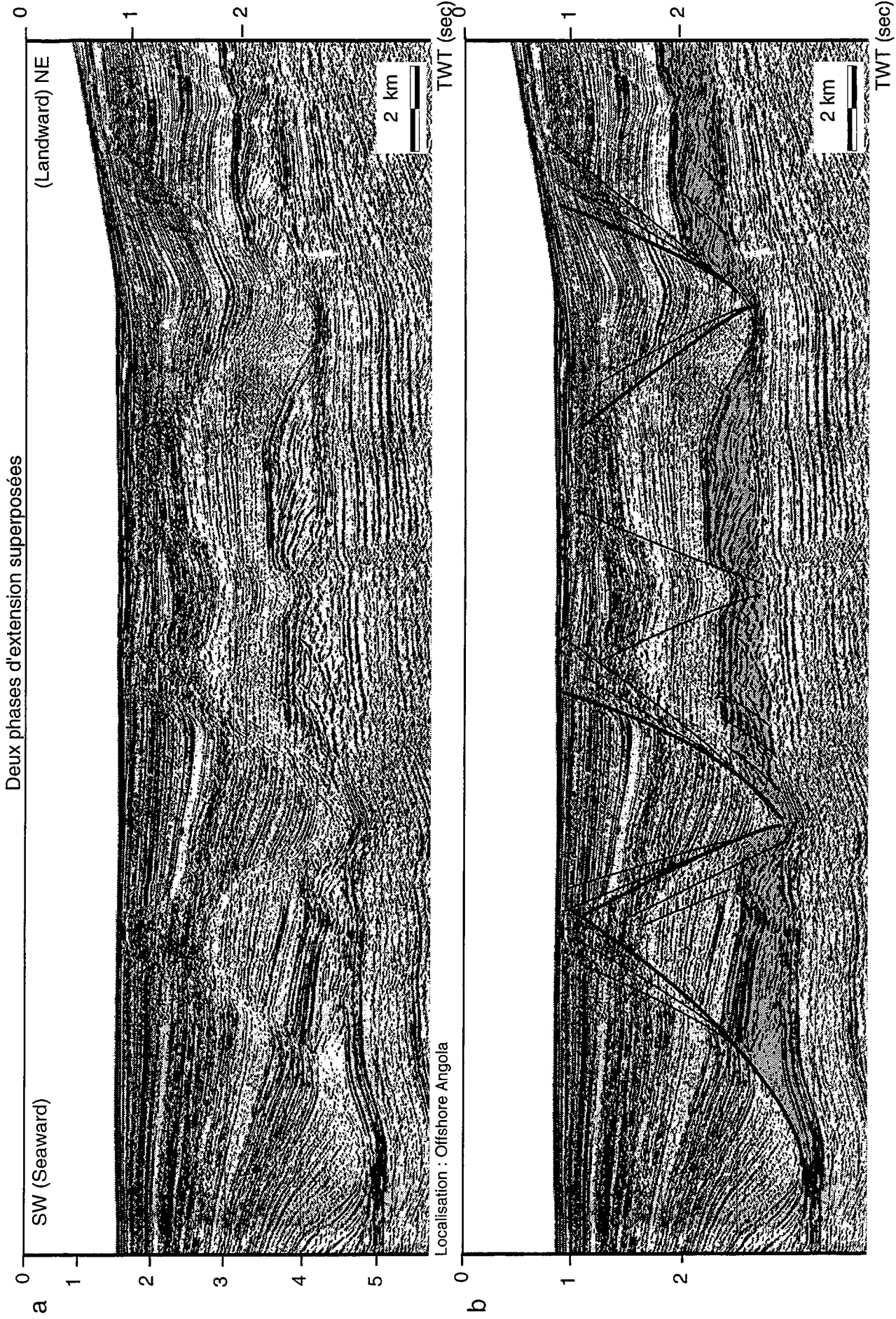


Fig. 11 : Cette exemple mets en évidence deux phases d'extension superposées. Lors de la phase précoce, la plateforme carbonatée albienne (en grisé) est affectée par des blocs tiltrés. La déformation est scellée à la fin du Crétacé supérieur. Une seconde phase d'extension tertiaire reprends ces anciennes structures.

raccourcissement. Lorsque la largeur initiale du diapir est faible, les deux murs du diapir peuvent être rapidement mise en contact (secondary weld de Jackson and Vendeville, (1992)). Ce type d'inversion est très fréquent dans la bassin Sénonien gabonais.

## **Discussion**

### *Variations dans l'espace*

L'analyse de la couverture sismique, très dense, de la marge ouest africaine à permis de mettre en évidence que les taux d'extension les plus élevés sont localisés au débouchés des zones ou les apports sédimentaires sont maximaux (les fleuves Ogoué au Gabon, Zaïre et Kwanza en Angola). La longueur du domaine en extension est dans ce cas fonction du volume sédimentaire impliqué (Spathopoulos, 1996).

Toutes les structures décrites précédemment peuvent évoluer latéralement et sur de courtes distances. Une structure tabulaire peut latéralement subir une rotation, la rotation peut augmenter transversalement le long d'un même objet. Ceci signifie que la terminologie utilisée pour décrire une structure sur une section sismique n'est valable que pour cette section et qu'une classification cinématique complète nécessite une analyse non seulement en coupe mais également en carte.

### *Variations dans le temps*

Parceque les limites entre les différents domaines structuraux évoluent dans le temps, certaines structures peuvent présenter un aspect polyphasé. Certains auteurs invoquent deux phases extensives (deux phases de "rafting", Duval *et al.*, (1992)) distinctes dans l'évolution gravitaire de cette marge. En effet, les structures extensives affectant la plateforme albiennaise, blocs basculés ou petit radeaux semblent scellés à la fin du Crétacé supérieur puis reprises en extension au Cénozoïque (Fig. 11). Cependant parcequ'une structure n'est réellement scellée que lorsque le niveau de décollement disparaît par amincissement, on peut également y voir un continuum de la déformation extensive.

La grande majorité des structures compressives résultent de l'inversion de structures initialement extensives. Les expériences de modélisation analogique ont montré que les premiers incréments de la déformation gravitaire se traduisaient par des structures extensives en aval du système (e.g. Vendeville, 1987 ; Vendeville and Jackson, 1992 a, b, Mauduit *et al.*, submitted). Ceci est dû à la présence d'un bord libre aval et à la possibilité pour le niveau de décollement de s'étaler gravitairement jusque sur la croûte océanique accommodant ainsi l'extension sur de très longues distances. L'affinement du niveau de décollement et l'épaississement des séries sédimentaires contribuent à progressivement contraindre le bord aval. La partie amont continue à piéger des sédiments et est toujours soumise à de l'extension alors que les structures extensives de la partie aval ne peuvent plus translater et sont progressivement inversées de l'aval vers l'amont. Ce phénomène de migration du front de compression est particulièrement bien exprimé dans le bassin Sénonien gabonais (Guérin *et al.*, 1995).

Des zones en compression peuvent exister dans la partie amont du système gravitaire. Elles sont liées dans ce cas à l'amincissement très important du niveau de décollement sur des zones hautes antésalifères. Le système continuant à fonctionner en extension en amont, la translation est ralentie ou bloquée sur ces zones hautes ("buttress effect") et les structures extensives post-salifères sont alors inversées. De nombreux exemples existent en Angola, dans le bassin de la Kwanza (Lundin, 1992, Duval *et al.*, 1992).

Dans un contexte de déformation gravitaire tel que nous venons de le décrire, il paraît peut-être probable que des structures compressives puissent constituer le cœur de radeaux tardifs. Pourtant des exemples existent, tant dans le bassin de la Kwanza (Fig. 12a Spathopoulos, 1995) que dans le bassin sénonien gabonais. Deux types de déformation peuvent expliquer ce type de structures. Soit ces plis et failles inverses se sont formés sur des hauts topographiques par effet de butoir ("buttress effect"). Puis, une surcharge tardive du bassin salifère amont, entraîne une extrusion des évaporites qui chevauche le haut topographique et permet la translation de la couverture amont et la formation de radeaux secondaires. Soit, l'intégralité du système gravitaire initial (extension, translation, compression) est repris tardivement (Fig. 12a, Spathopoulos, 1996). Dans ce cas, l'eustatisme, qui *pro parte* contrôle la localisation des apports sédimentaires peut être invoqué. Une baisse du niveau marin par exemple va induire une migration des dépôts centraux vers le bassin. Une déformation extensive liée à cette surcharge peut se superposer et/ou réactiver un domaine structural plus précoce, le plus souvent extensif, mais parfois compressif.

## Conclusion

Nous avons montré que s'il existait trois domaines de déformation caractéristiques le long d'une marge, la déformation au sein de chacun de ces domaines pouvait avoir des



expression très différentes en fonction des influences relatives de la rotation et de la translation. Ceci entraîne la formation de très nombreuses structures dont la compréhension cinématique n'est possible qu'en intégrant les évolutions latérales et longitudinales et à l'échelle de l'ensemble du système extensif compressif que constitue un glissement gravitaire.

## REFERENCES

- Burollet, P. F. (1975). Tectonique en radeaux en Angola. *Bull. Soc. Geol. France*, Vol : (7), XVII, n°4, pp 503-504.
- Carminatti, M. and Scarton, J. C. (1991). Seismic stratigraphic aspects of the Oligocene sequences in Campos Basin, offshore Brazil. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems, Link, M. & Weimer, P., Berlin, pp 241-246.
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O. and Figueiredo, A. M. F. (1988). New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes*, Vol : 11, pp 194-202.
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F. and Bender, A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, Vol : 213, pp 97-138.
- Cobbold, P., Rossello, E. and Vendeville, B. (1989). Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. Geol. France*, Vol : 3, pp 453-460.
- Cobbold, P. R. and Szatmari, P. (1991). Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, Vol : 188, pp 249-289.
- Cobbold, P. R., Szatmari, P., Demercian, L. S., Coelho, D. and Rossello, E. A. (1995). Seismic and experimental evidence for thin skin horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep water Santos Basin Brazil Salt Tectonics: a global perspective, M.P.A. Jakson, D. G. Roberts and Snelson S., Vol: 65, pp 305-321.
- Coward, M. and Stewart, S. (1995). Salt-influenced structure in the Mesozoic-Tertiary cover of the southern North Sea U.K Salt Tectonics: a global perspective, In M.P.A. Jakson, D. G. Roberts and Snelson S. Eds. Vol : 65, pp 229-250.
- Demercian, S., Szatmari, P. and Cobbold, P. R. (1993). Style and Pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins. Offshore Brazil. *Tectonophysics*, Vol : 228, pp 393-433.
- Dias, J. L., Scarton, J. C., Esteves, F. R., Carminatti, M. and Guardado, L. R. (1990). Aspectos da evolução tectono-sedimentar ea ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. Origem a evolução de bacias sedimentares: Rio de Janeiro, Petrobras, in De Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. Eds, p 333-360.
- Duval, B., Cramez, C. and Jackson, M. P. A. (1992). Raft Tectonics in the Kwanza (Cuenza) Basin, Angola. *Mar.and Petrol. Geol.*, Vol : 9, pp 389-404.

- Gaullier, V., Brun, J. P., Guerin, G. and Lecanu, H. (1993). Raft Tectonics: the effects of residual topography below a salt décollement. *Tectonophysics*, Vol : 228, pp 363-381.
- Guardado, L. R., Gamboa, L. A. P. and Lucchesi, C. F. (1989). Petroleum geology of the Campos basin, a model for a producing Atlantic-type basin. Divergent/passive margin basins: AAPG Memoir, In Edwards, J. D. & Santogrossi, P. A. Eds, Vol. 48, p 3-79.
- Guerin, G., Raillard, S., Mauduit, T., Gaillard, M. and Lecanu, H. (1995). Kinematic evolution of contractional structures during gravity driven deformation in offshore Gabon (abstract). *AAPG Conference*, Nice.
- Heaton, R. C., Jackson, M. P. A., Bamahmoud, M. and Nani, A. S. O. (1995). Superposed Neogene extension, contraction and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea. Salt Tectonics: a global perspective, In M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and Snelson S. Eds. Vol. 65, pp 333-351.
- Jackson, M. P. A. and Cramez, C. (1989). Seismic recognition of salt welds in salt tectonic regimes. *G.C.S. of S.E.P.M. 10th Annual Res. Conf. Prog. & Abs.*, Texas, pp 66-89.
- Kehle, R. O. (1970). Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, Vol : 81, pp 1641-1664.
- Kehle, R. O. (1988). The origin of Salt Structures. In *Evaporites and Hydrocarbons* (In Schrieber B.C. Ed.). pp 345-404.
- Lehner, P. and De Ruiter, P. A. C. (1977). Structural history of Atlantic margin of Africa. *AAPG Bulletin*, Vol : 61, pp 963-981.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R. and Chermette, J. C. (1995). Evolution of Salt related structures in compressional settings. In M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and Snelson S. Eds. Vol. 65, pp 41-60.
- Liro, L. M. and Coen, R. (1995). Salt deformation history and postsalt structural trends, offshore southern Gabon, West Africa. Salt Tectonics, a global perspective In M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and Snelson S. Eds. Vol. 65, pp 323-331.
- Lundin, E. L. (1992). Thin skin extensional tectonics on a salt detachment, Northern Kwanza Basin, Angola. *Mar. and Petrol. Geol.*, Vol : 9, pp 405-411.
- Lundin, E. L. (1993a). A Geologic "tortoise and hare race" in the Northern Kwanza Basin, Angola, gravity gliding versus gravity spreading. *AAPG. Internat. Hedberg Res. Conf.*, Bath, England.
- Mauduit, T., Guerin, G., Brun, J. P. and Lecanu, H. (1997). Raft Tectonics: the effects of basal slope value and sedimentation rate on progressive deformation. *accepted in Jour. of Struc. Geol.*
- Mohriak, W. U., Hobbs, R. and Dewey, J. F. (1990a). Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, Vol : 7, pp 94-112.
- Mohriak, W. U., Macedo, J. M., Castellani, R. T., Rangel, H. D., Barros, A. Z. N., Latgé, M. A., Ricci, J. A., Mizusaki, A. M., Szatmari, P., Demercian, L. S., Rizzo, J. G. and Aires, J. R. (1995). Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In *Salt Tectonics: a*

- global perspective, M.P.A. Jackson, D. G. Roberts and Snelson S., Vol. 65, p 305-321.
- Mohriak, W. U., Mello, M. R., Dewey, J. F. and Maxwell, J. R. (1990b). Petroleum geology of the Campos Basin, offshore Brazil. Classic petroleum provinces, Brooks, Geol. Soc. of London Spec. Pub., 50, p 119-141.
- Mohriak, W. U., Mello, M. R., Karner, G. D., Dewey, J. F. and Maxwell, J. R. (1990c). Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. Extensional tectonics of North Atlantic margins: AAPG Memoir, Tankard, A. J. & Balkwill, H. R., Vol : 46, p 577-598.
- Morley, C. and Guerin, G. (1996). Comparison of gravity driven deformation and behaviour associated with mobile shales and salt. *Tectonics, sous presse*.
- Nilsen, K. T., Vendeville, B. C. and Johansen, J.-T. (1995). Influence of regional tectonics on halokinesis in the Nordkapp Basin, Barents Sea. *AAPG Memoir on Salt Tectonics*.
- Ojeda, H. A. (1982). Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin*, Vol : 66, pp 732-749.
- Petrobras (1983). Campos and Esperito Santo basins, offshore Brazil. Seismic expression of structural styles: AAPG Studies in Geology, Bally, A. W., Vol : 15, pp 2.3.51-2.3.58.
- Spathopoulos, F. (1996). An insight on salt tectonics in the Angola Basin, South Atlantic, In Alsop, G.I. Blundel, D.J. Davison, I. (Eds), "Salt Tectonics". *Geol. Soc. Spec. Pub.*, Vol : 100, pp 153-174.
- Teisserenc, P. and Villemin, J. (1989). Sedimentary Basin of Gabon. Geology and oil systems, divergent/passive margin basins, Santogrossi, J. D. Edawrds and Santogrossi P. A., Vol : 48, p 117-199.
- Vendeville, B. (1987). Champs de failles et tectonique en extension : Modélisation expérimentale. Université de Rennes I, Thèse d'université, 392 p.
- Vendeville, B. and Jackson, M. P. A. (1992). The Fall of diapirs during thin skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, Vol : 9, pp 354-371.
- Vendeville, B. and Jackson, M. P. A. (1992). The Rise of diapirs during thin skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, Vol : 9, pp 331-353.
- Weimer, P. and Buffler, R. T. (1992). Structural geology and evolution of the Mississippi fan foldbelt, deep Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, Vol : 76, pp 225-251.
- Wu, S., Bally, A. W. and Cramez, C. (1990). Allochthonous salt structure and stratigraphy of the North Eastern Gulf of Mexico. Part II: Structure. *Mar. and Petrol. Geol.*, Vol : 7, pp 334-370.



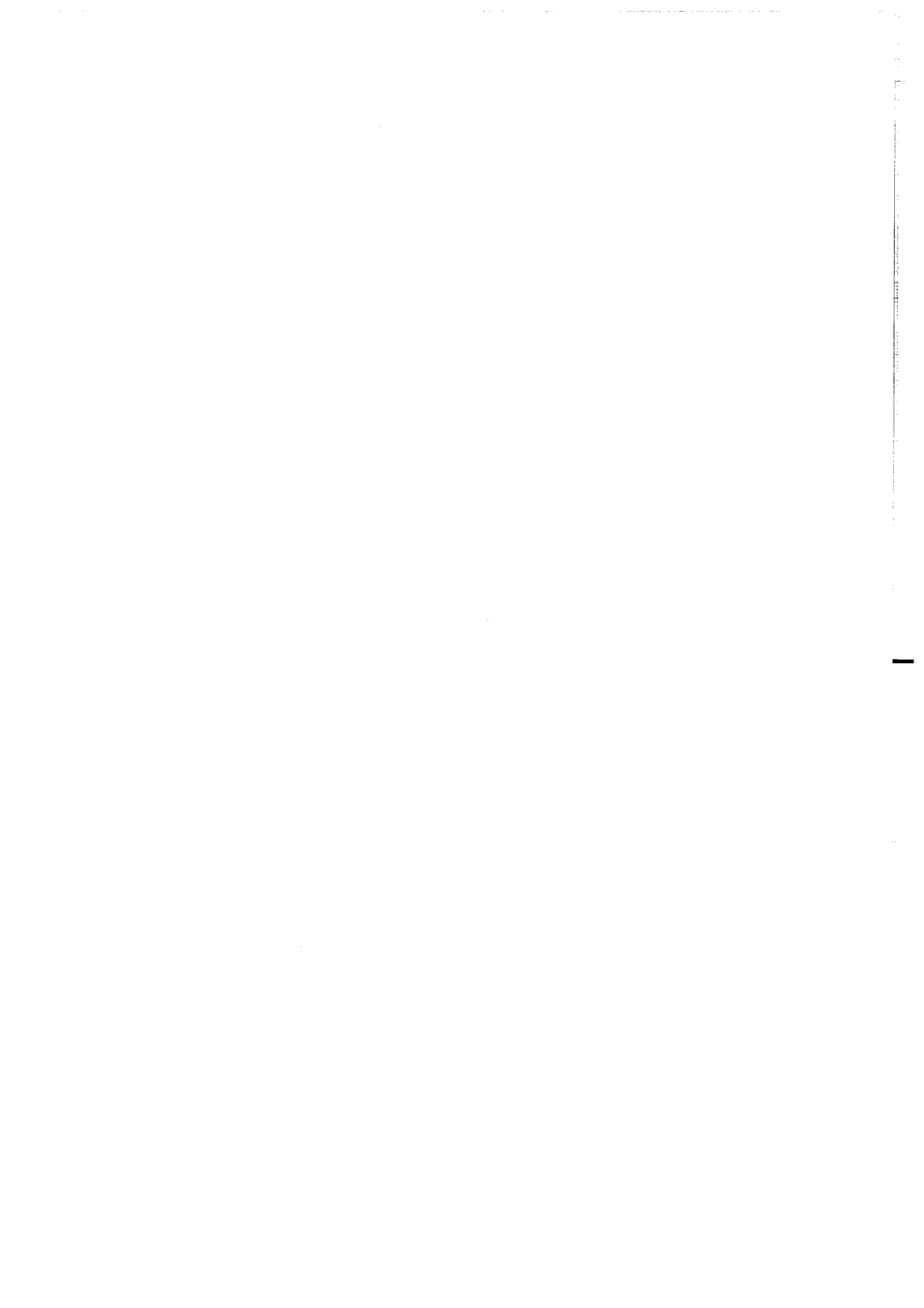
# *Chapitre IX*

## *Zonation*

*de la déformation transverse :*

*modélisation analogique et*

*interprétation mécanique*



## **IX. Zonation de la déformation transverse apports de la modélisation analogique et interprétation mécanique**

### **IX. 1. Introduction**

Ce chapitre présente les effets du couplage fragile ductile sur la localisation et l'expression de la déformation.

### **IX. 2. 2. Article**

Projet de publication à *Basin Research*





## Déformation gravitaire sur la marge Ouest africaine, 2: Modélisation analogique et interprétation mécanique

T. Mauduit<sup>1</sup>, J. P. Brun<sup>1</sup>, G. Guerin<sup>2</sup> and S. Raillard<sup>3</sup> et H.  
Lecanu<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Campus de Beaulieu,  
35042 Rennes, France

<sup>2</sup>Elf Norge, Stavanger, Norway

<sup>3</sup> ELF Aquitaine Production, Avenue Iarribau, 64018 Pau, France

### Projet de publication à *Basin Research*

#### Introduction

Le long d'une marge passive, les apports sédimentaires fluviaux successifs comme les sédimentations *in situ* augmentent l'épaisseur de la pile sédimentaire. A un instant donné, cette épaisseur varie, en fonction de la profondeur d'eau et de l'environnement de dépôt. S'il est possible, au premier abord, de considérer que l'épaisseur de ces dépôts diminue d'amont en aval, il existe des zones privilégiées où la sédimentation est localement très épaisse (dépôts-centres).

Ces roches sédimentaires, à l'exception des argiles sous compactées et des évaporites, ont un comportement fragile (Mohr-Coulomb). Au cours du temps, mais aussi à un instant donné dans les régions d'apports plus localisés, la résistance de la couverture fragile augmente, dans la mesure où elle est proportionnelle à l'épaisseur.

Lors de l'évolution de la marge, l'étalement gravitaire de la couverture sédimentaire au dessus d'un niveau de décollement se traduit pas un amincissement en amont et éventuellement un épaissement en aval contemporain de l'étalement.

Compte tenu du fait que l'évolution d'une marge combine un épaissement de la couverture fragile et un amincissement du niveau ductile (Cf. Chapitre 7), nous nous proposons ici d'étudier les variations de déformation décrites dans le chapitre précédent comme le résultat du couplage que le niveau ductile (sel) exerce entre la couverture fragile (post Aptien) et le socle (anté Aptien) que l'on exprimera ici comme le rapport entre la résistance du niveau fragile et celle du niveau ductile.

La résistance  $R_f$  de la couverture sédimentaire (matériel à loi de friction) est, en extension :  $R_f = (\sigma_1 - \sigma_3) = R_f = \frac{2}{3} \rho \cdot g \cdot e_f$ , (Nalpas et Brun, 1993) où  $\rho$  est la densité;  $g$  l'accélération de la gravité et  $e_f$  l'épaisseur. En considérant les variations de densité entre les différents types de sédiments silico-clastiques comme négligeables et  $g$  constante, la résistance de la couverture fragile ( $R_f$ ) n'est donc fonction que de son épaisseur ( $e_f$ ).

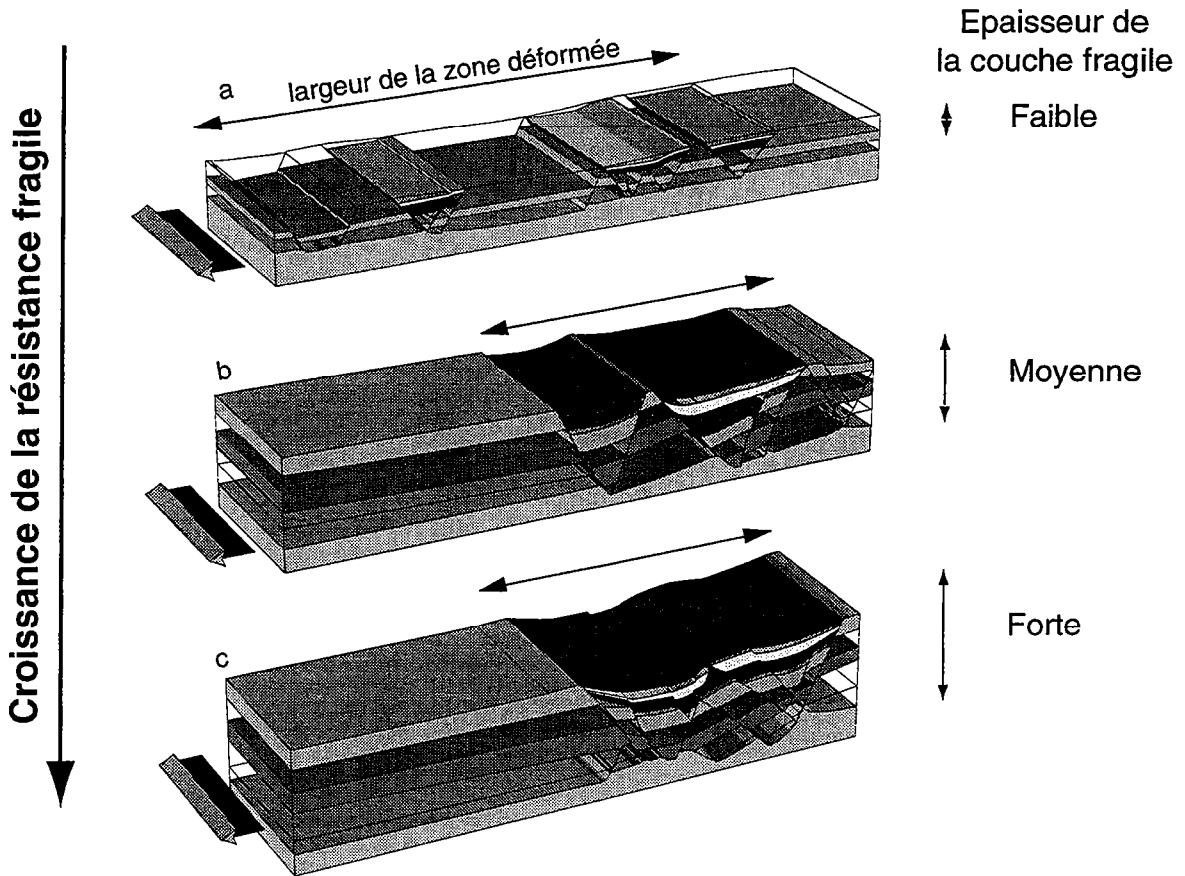


Fig. 1 : Effet de l'augmentation de la résistance fragile (épaisseur de la couche fragile) sur la largeur de la zone déformée et la rotation des blocs. Extension asymétrique avec vitesse d'extension constante et épaisseur fragile variable (d'après Allemand, 1990).

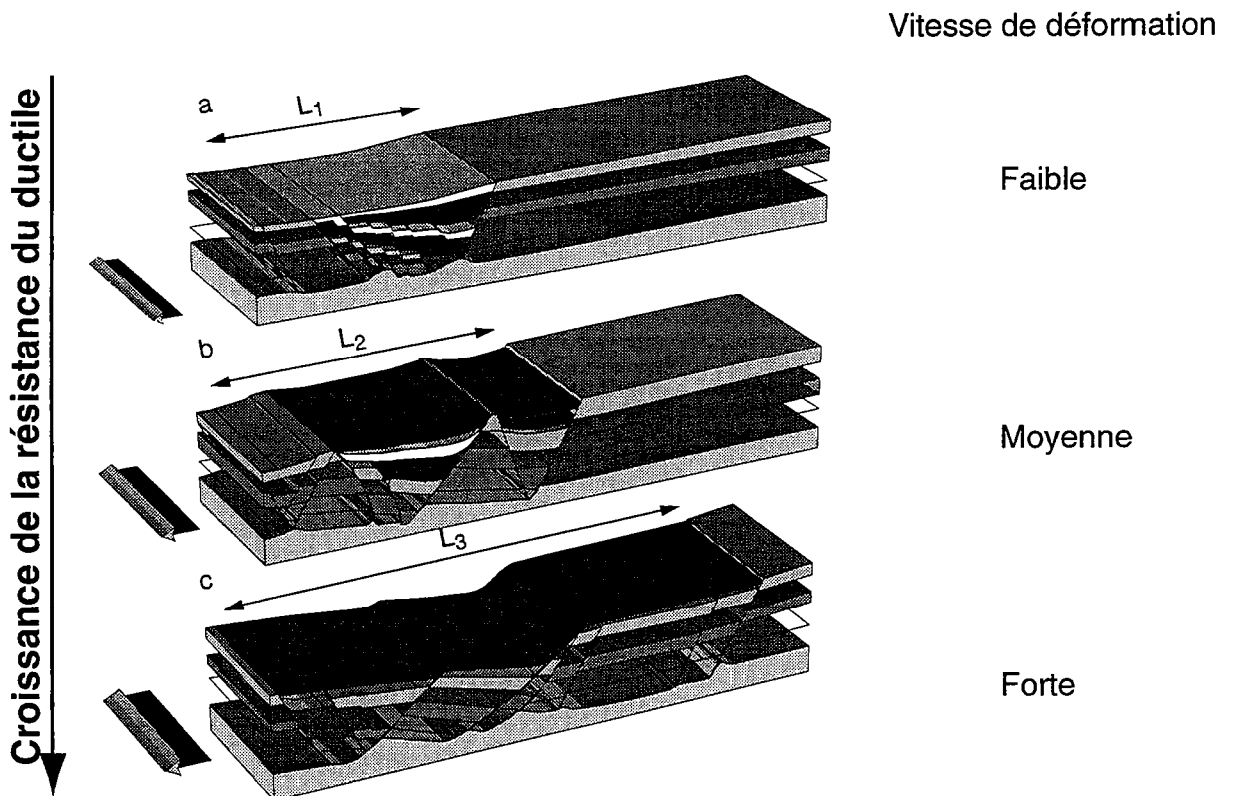


Fig. 2 : Effet de l'augmentation de la résistance ductile (couplage ductile) sur la largeur de la zone déformée et la rotation des blocs. Extension asymétrique, avec épaisseurs fragiles et ductiles constantes et vitesse d'extension variable (d'après Allemand, 1990).

Etant donné que la sédimentation augmente progressivement l'épaisseur de la couverture  $R_f$  augmente constamment au cours du glissement.

La résistance du décollement ductile  $R_d$ , matériel visqueux à comportement Newtonien (évaporites, argiles sous compactées...) est le produit de la viscosité ( $\mu$ ) par la vitesse de cisaillement ( $\dot{\gamma}$ ), qui est le rapport entre la vitesse de déplacement parallèle à l'interface fragile-ductile ( $V$ ) et l'épaisseur du niveau ductile ( $e_d$ ). Soit  $R_d = V/e_d \mu$ . La viscosité  $\mu$  pouvant être considérée comme constante (à condition que les évaporites ne changent pas de composition),  $R_d$  ne dépend que de la vitesse de déplacement et de l'épaisseur du niveau ductile. En considérant la vitesse constante, pour une courte période de temps, la résistance du niveau ductile ne dépend donc que de l'épaisseur. En d'autres termes parce que le niveau ductile s'amincit progressivement, la résistance augmente constamment. Le couplage qui est faible au départ augmente tout au cours de l'évolution. D'autre part, la vitesse de glissement augmentant en fonction de la pente basale ( $\alpha$ ), le couplage augmente également en fonction de  $\alpha$ .

### **Le couplage fragile ductile en extension :**

#### **Approche analogique**

De nombreuses expériences antérieures sur modèles analogiques fragiles-ductiles ont permis de tester les importances relatives de la résistance d'une couche fragile et d'une couche ductile (Davy, 1986 ; Allemand, 1990 ; Martinod, 1991). Les expériences analogiques présentés ici sont dimensionnées à partir d'exemples naturels et ont des propriétés rhéologiques simplifiées. Le sel est représenté par une silicone, la couverture sédimentaire par du sable. Les expériences respectent les conditions de similarité dynamique entre nature et modèle, telle que définies par Hubbert (1937) et Ramberg (1967).

Les effets des variations de résistance fragile ( $R_f$ ) et ductile ( $R_d$ ) en extension peuvent être résumés à partir des expériences faites par Allemand (1990).

#### *Effets de la résistance du niveau fragile à vitesse de déformation constante*

La figure 1 présente trois modèles réalisés avec la même résistance du niveau ductile, c'est à dire avec des niveaux ductiles de même épaisseur et à vitesse de déformation identique, mais avec différentes épaisseurs du niveau fragile et donc différentes valeurs de la résistance  $R_f$ . Lorsque le niveau fragile à une faible résistance (Fig. 1a) la déformation est répartie et de type horst et graben, c'est à dire sans rotation de blocs. L'augmentation de l'épaisseur, et donc de  $R_f$ , entraîne une localisation de la déformation dans des domaines d'autant plus étroits que l'épaisseur de fragile augmente et une rotation de blocs commence à se développer (Fig. 1b et c).

*Effets de la résistance du niveau ductile à épaisseur constante du niveau fragile*

La figure 2 présente trois autres modèles dont le niveau fragile est d'épaisseur et donc de résistance  $R_f$  constante, mais cette fois avec une variation de la résistance  $R_d$  du niveau ductile, dont l'épaisseur est constante mais la vitesse de déformation variable.

Lorsque la résistance du niveau ductile ( $R_d$ ) est faible (Fig. 2a), la déformation est localisée et les rotations de blocs très faibles. Avec l'augmentation de la vitesse de déformation et donc de  $R_d$ , la largeur de la zone déformée s'agrandit et la rotation de blocs s'intensifie. La rotation se traduit par des blocs basculés et les séries syncinématiques développent des éventails au toit des failles.

La figure 3 résume les effets relatifs des variations de  $R_f$  et de  $R_d$  en terme de largeur déformée et de rotation de blocs.

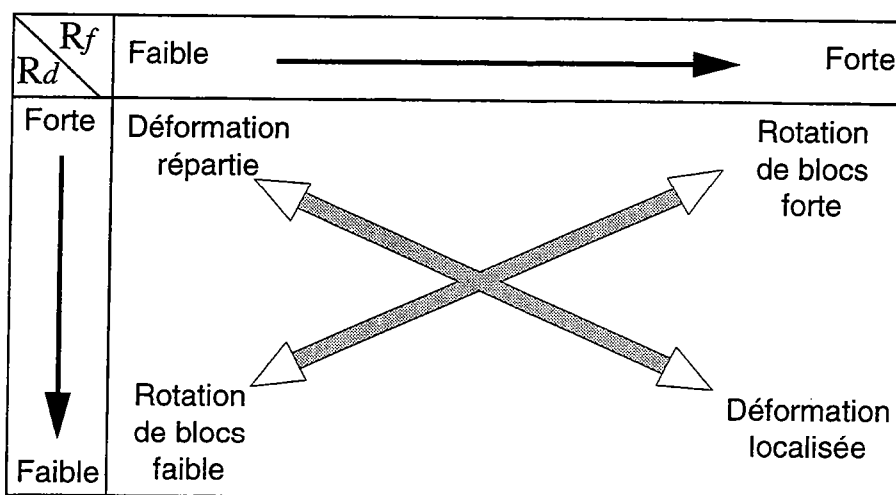


Fig. 3 : Effets des variations de résistance fragile  $R_f$  et ductile  $R_d$  sur l'extension en termes de largeur de zone déformée et de rotation de blocs.

**L'effet du couplage F/D dans les glissements gravitaires**

Les expériences analogiques en glissement gravitaire permettent de préciser les paramètres mécaniques qui contrôlent la géométrie et la répartition des structures observées sur la marge passive ouest africaine (Guérin *et al.*, Chap. 8). Les modèles sont construits dans des boîtes rectangulaires et consistent en une plaque de silicone de 1cm d'épaisseur qui représente le niveau de décollement (sel aptien) surmonté par une couche de sable qui représente la couverture sédimentaire. Cette dernière est composée d'un niveau dit "précinématique" (équivalent des sédiments déposés sur le niveau de décollement avant le début de l'extension). La boîte est ensuite inclinée d'une valeur angulaire qui reste constante pendant l'expérience, et, le bord aval est retiré afin de permettre le glissement. Les niveaux "syncinématiques" (apports sédimentaires au cours de l'évolution de la marge) sont modélisés au moyen du dépôt séquentiels, à intervalles

réguliers de temps de quelques mm de sable de couleurs différentes mais de propriétés mécaniques isotropes.

*Glissement avec sédimentation uniforme*

La figure 4 présente deux modèles réalisés avec une sédimentation uniforme. Dans la première expérience (Fig. 4a), la couche précinématique est mince donc résistance  $R_f$  faible et l'épaisseur de silicone est importante et la pente est faible, donc résistance ductile  $R_d$  faible et couplage ductile faible. La déformation est très répartie et se traduit par la formation de radeaux et de diapirs. L'épaisseur de la couverture fragile décroissant légèrement vers l'aval explique la décroissance de la taille des radeaux d'amont en aval. Le niveau ductile subit une déformation plus coaxiale dans la partie amont (Brun et Merle 1985, Merle, 1986, Brun et Mauduit, b soumis et Ch. 3, Mauduit *et al.*, a soumis et Ch. 7) qui entraîne un effondrement des diapirs et une flexuration des couches syncinématiques qui drapent les radeaux. Ceci peut correspondre au premier stade de formation de rollover symétrique ou d'anticlinaux de croissance (dit "turtle back", Mauduit *et al.*, soumis b et Ch. 5).

Dans la seconde expérience (Fig. 4b), la pente est supérieure ( $4^\circ$ ) et la silicone plus mince,  $R_d$  est donc plus forte. Les séries précinématiques sont plus épaisses,  $R_f$  est donc plus fort que dans le modèle précédent. Dans la partie aval, le niveau de décollement subit une combinaison de cisaillement parallèle à l'interface fragile/ductile et d'aplatissement perpendiculaire à cette interface, alors que la partie amont subit de l'aplatissement dominant (Cf. Brun et Mauduit, soumis a et Ch. 3). La vitesse de déformation décroît le long du modèle de l'aval vers l'amont. Il en résulte un couplage plus fort en aval qu'en amont qui se traduit par des blocs basculés dans la partie aval et des horsts et grabens en amont au sein desquels les dépôts sont horizontaux. La partie centrale du modèle constitue une zone de transition entre un domaine à vitesse de déformation élevé en aval et plus faible en amont. Le couplage, intermédiaire, se traduit par un grand radeau non déformé. Cependant, si dans cette partie du modèle, la couverture fragile n'est pas déformée, les marqueurs passifs introduits dans la silicone montrent que le cisaillement est très important dans le niveau de décollement. L'aplatissement sous ce bloc est quasi négligeable, la déformation est donc du cisaillement simple. La déformation du bloc se résume à une translation.

### SEDIMENTATION SYNCINEMATIQUE UNIFORME

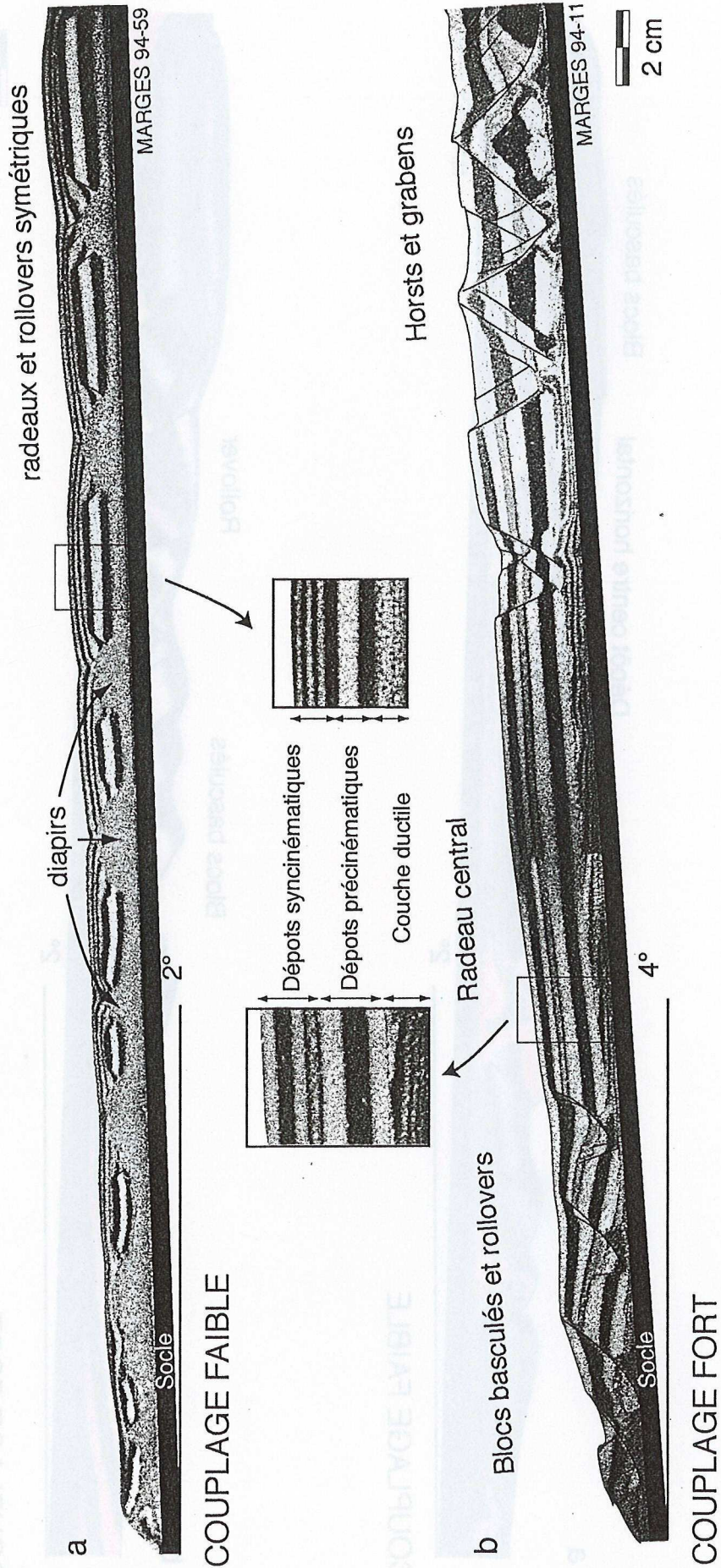


Fig. 4: Coupes transversales de deux modèles, montrant l'évolution de la déformation lorsque la sédimentation est uniforme. (a) faible et (b) fort couplage.

### SEDIMENTATION SYNCINEMATIQUE LOCALISEE EN AMONT

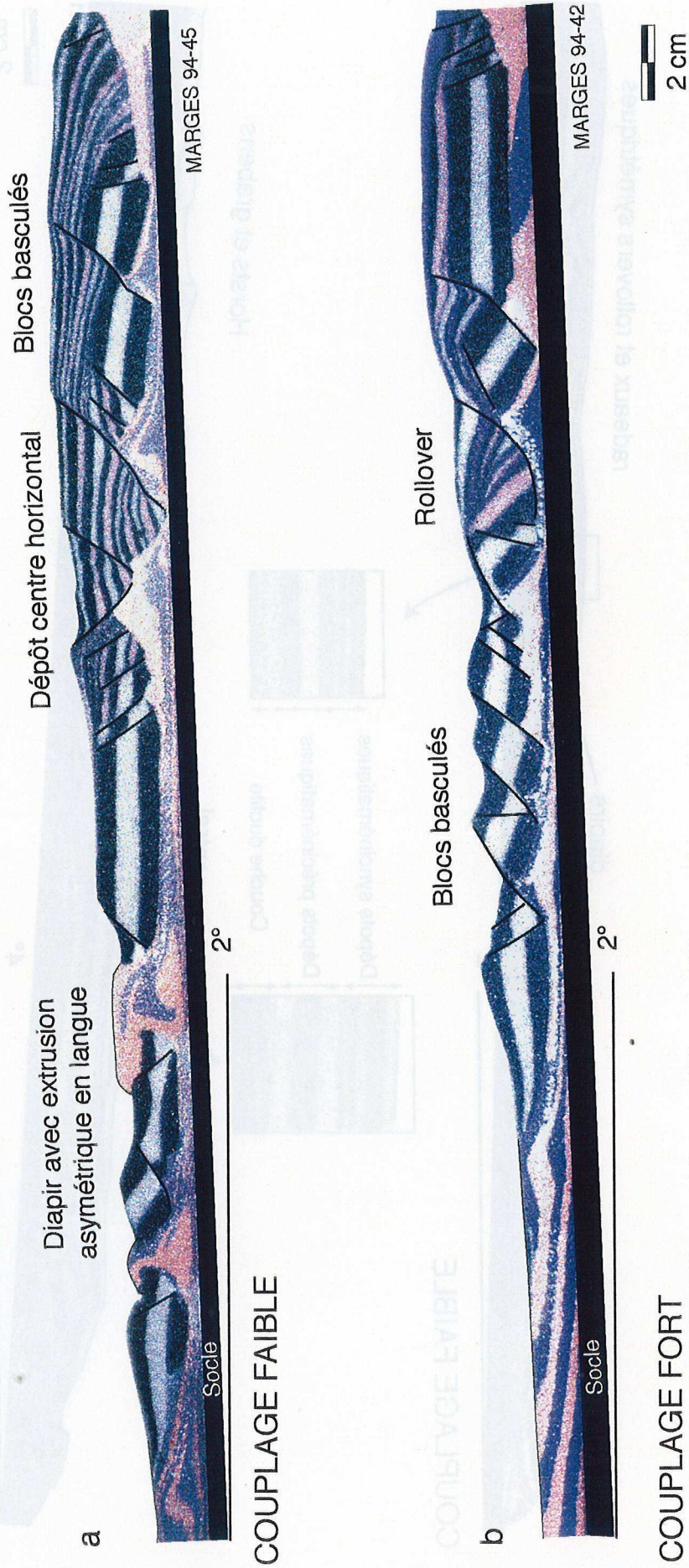


Fig. 5: Coupes transversales de deux modèles, montrant l'évolution de la déformation lorsque la sédimentation est localisée en amont. (a) faible et (b) fort couplage.



## SEDIMENTATION SYNCINEMATIQUE EN PROGRADATION

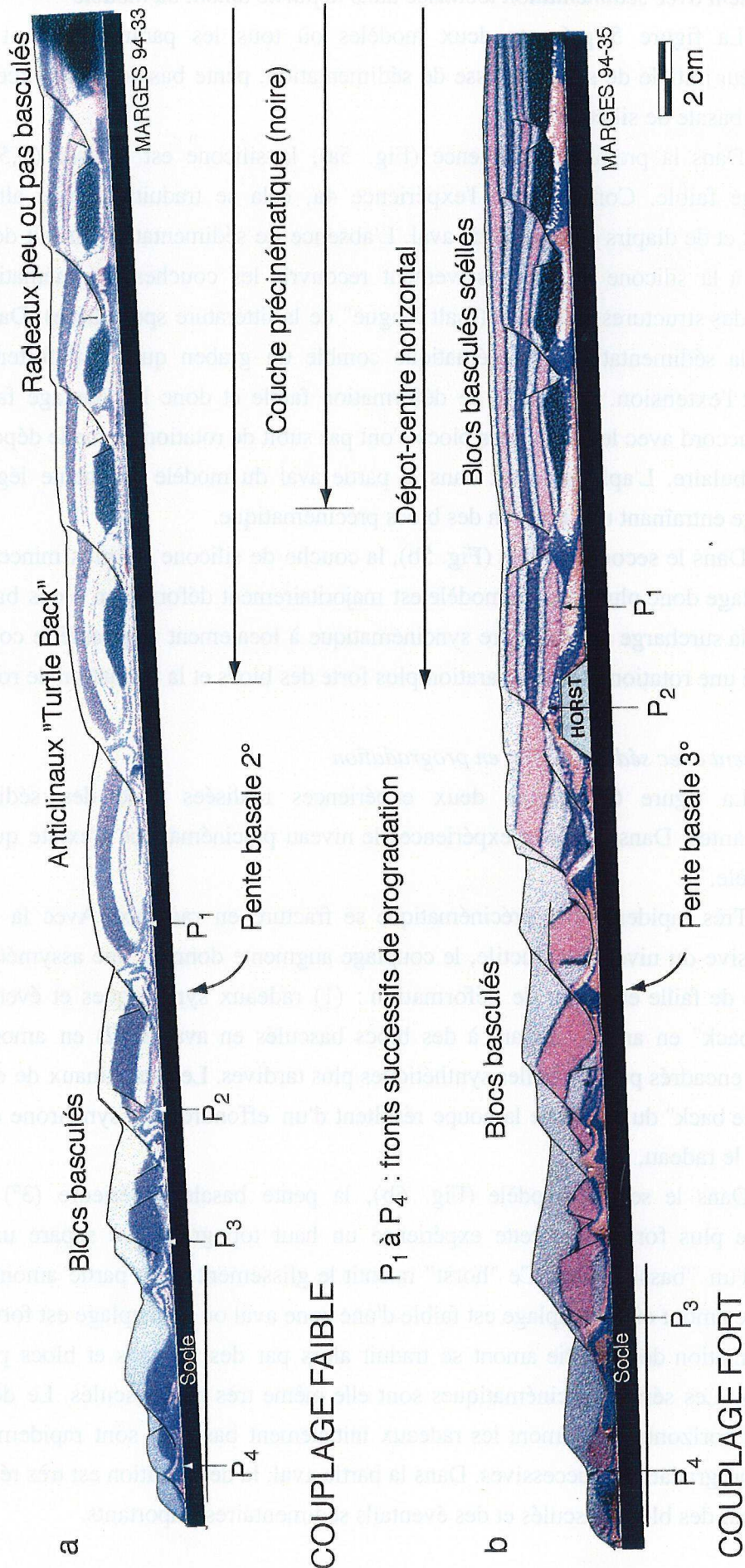


Fig. 6: Coupes transversales de deux modèles, montrant l'évolution de la déformation lorsque les sédimentations sont progradantes.

### *Glissement avec sédimentation localisée dans la partie amont du modèle*

La figure 5 présente deux modèles où tous les paramètres sont identiques (épaisseur initiale de sable, vitesse de sédimentation, pente basale...) à l'exception de la couche basale de silicone.

Dans la première expérience (Fig. 5a), la silicone est épaisse (1,5 cm) et le couplage faible. Comme pour l'expérience 4a, cela se traduit par une alternance de radeaux et de diapirs dans la partie aval. L'absence de sédimentation au toit des diapirs a permis à la silicone de progressivement recouvrir les couches précinématiques et de former des structures en langue ("salt tongue" de la littérature spécialisée). Dans la partie amont la sédimentation syncinématique comble un graben qui s'est fortement élargi pendant l'extension. La vitesse de déformation faible et donc le couplage faible est en parfait accord avec le fait que les blocs n'ont pas subi de rotation et que le dépocentre soit resté tabulaire. L'aplatissement dans la partie aval du modèle augmente légèrement le couplage entraînant une rotation des blocs précinématique.

Dans le second modèle (Fig. 5b), la couche de silicone est plus mince (1, cm) et le couplage donc plus fort. Le modèle est majoritairement déformé en blocs basculés. En amont, la surcharge sédimentaire syncinématique a localement augmenté le couplage et a entraîné une rotation et une séparation plus forte des blocs et la formation de rollover.

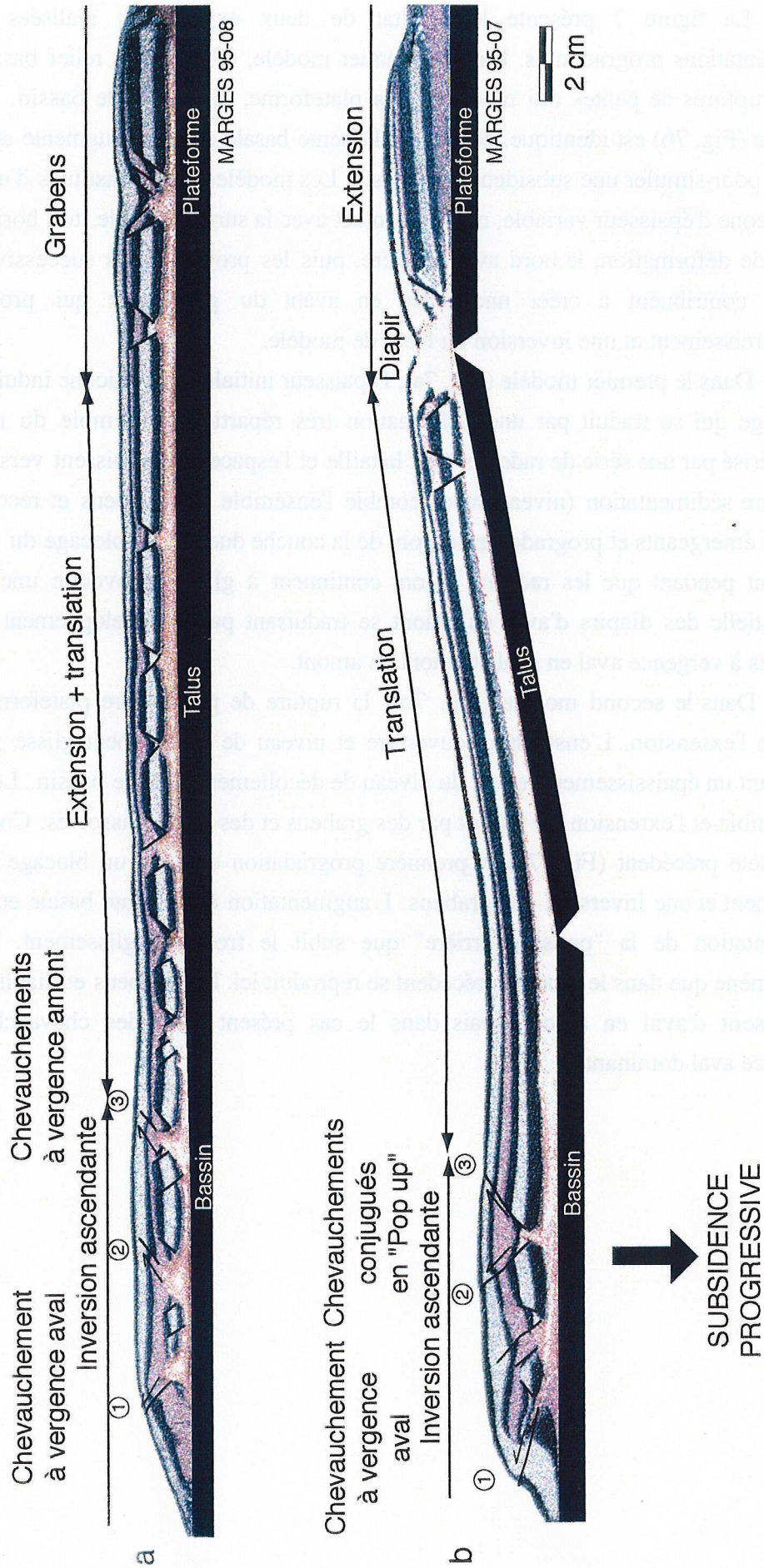
### *Glissement avec sédimentation en progradation*

La figure 6 présente deux expériences réalisées avec des sédimentations progradantes. Dans les deux expériences le niveau précinématique n'existe qu'en amont du modèle.

Très rapidement le précinématique se fracture en radeaux. Avec la diminution progressive du niveau de ductile, le couplage augmente donnant une assymétrisation du système de faille en cours de déformation : (1) radeaux symétriques et éventuellement "turtle back" en amont passant à des blocs basculés en aval et (2) en amont radeaux initiaux encadrés par des failles synthétiques plus tardives. Les anticlinaux de croissances en "turtle back" du centre de la coupe résultent d'un effondrement synchrone des diapirs bordant le radeau.

Dans le second modèle (Fig. 6b), la pente basale supérieure ( $3^\circ$ ) induit un couplage plus fort. Dans cette expérience un haut topographique sépare un "bassin" amont d'un "bassin" aval. Ce "horst" ralentit le glissement de la partie amont et sépare une zone amont où le couplage est faible d'une zone aval où le couplage est fort. de ce fait la déformation de la partie amont se traduit alors par des grabens et blocs peu ou pas basculés. Les séries syncinématiques sont elle même très peu basculés. Le dépôt-centre final est horizontal. En amont les radeaux initialement basculés sont rapidement scellés par les progradations successives. Dans la partie aval, la déformation est très répartie et se traduit par des blocs basculés et des éventails sédimentaires importants.

## DEVELOPPEMENT DES STRUCTURES COMPRESSIVES FRONTALES



**Fig. 7:** Coupes transversales de deux modèles, montrant l'évolution de la déformation lorsque le glissement est bloqué en aval.  
(a) géométrie du bassin fixe et (b) inclinaison du talus continental progressivement croissante.

### *Domaine frontal en compression*

La figure 7 présente le résultat de deux expériences réalisées avec des sédimentations progradantes. Dans le premier modèle, (Fig. 7a) le relief basal présente deux ruptures de pentes qui modélisent la plateforme, le talus et le bassin. Le second modèle (Fig. 7b) est identique, cependant la pente basale du talus augmente au cours du temps pour simuler une subsidence du bassin. Les modèles sont constitués d'une couche de silicone d'épaisseur variable, mur en contact avec la surface basale, toit horizontal. En début de déformation, le bord aval est libre, puis les progradations successives vers le bassin contribuent à créer une butée en avant du glissement qui provoque un raccourcissement et une inversion du front de modèle.

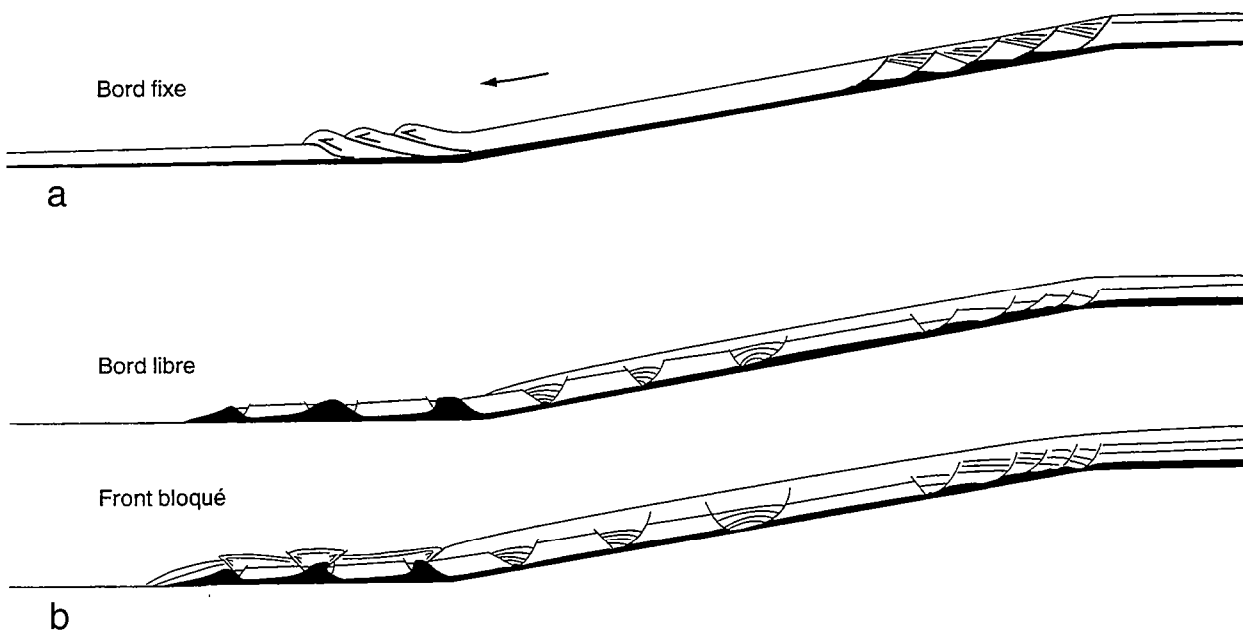
Dans le premier modèle (Fig. 7a), l'épaisseur initiale de la silicone induit un faible couplage qui se traduit par une déformation très répartie. L'ensemble du modèle est caractérisé par une série de radeaux dont la taille et l'espacement croissent vers l'aval. La première sédimentation (niveau rose) comble l'ensemble des grabens et recouvrent les diapirs émergents et prograde sur le front de la couche ductile. Le blocage du glissement au front pendant que les radeaux amont continuent à glisser provoque une inversion séquentielle des diapirs d'aval en amont se traduisant par le développement de failles inverses à vergence aval en aval et amont en amont.

Dans le second modèle (Fig. 7b), la rupture de pente entre plateforme et talus localise l'extension. L'ensemble couverture et niveau de décollement glisse vers l'aval induisant un épaissement rapide du niveau de décollement dans le bassin. Le couplage y est faible et l'extension s'y traduit par des grabens et des diapirs associés. Comme dans le modèle précédent (Fig. 7a) la première progradation entraîne un blocage frontal du glissement et une inversion des grabens. L'augmentation de la pente basale entraîne une augmentation de la "poussée arrière" que subit le front de glissement. Le même phénomène que dans le modèle précédent se reproduit ici. Les grabens et diapirs associés s'inversent d'aval en amont, mais dans le cas présent avec des chevauchements à vergence aval dominante.

## Conclusions

Le glissement gravitaire d'une couverture sédimentaire sur un niveau de décollement est responsable de la majorité des structures présentes sur une marge passive. Ces structures peuvent être expliquées mécaniquement en fonction des résistances relatives du niveau fragile ( $R_f$ ) et du niveau ductile ( $R_d$ ). Ces résistances dépendent pour  $R_f$  de l'épaisseur du niveau fragile, et pour  $R_d$  de l'épaisseur du niveau ductile et de la vitesse de déformation. Ces paramètres mécaniques dépendent de paramètres géologique simples : l'importance et la localisation des apports sédimentaires extérieurs et de la puissance à chaque instant, du niveau de décollement et la valeur de sa pente basale.

Lorsque  $R_d$  est faible, la déformation est localisée et la rotation de blocs est faible ou nulle. Au contraire l'augmentation de la vitesse de déformation (c'est à dire, la pente) et donc de  $R_d$ , entraîne une augmentation de la largeur de la zone déformée et une intensification de la rotation de blocs. La rotation se traduit par des blocs basculés et les séries syncinématiques développent des éventails au toit des failles.



**Fig. 8 :** Zonation de la déformation dans un glissement gravitaire. (a) compression frontale synchronisée de l'extension en arrière, d'après Cobbold *et al.*, (1989). (b) évolution en deux étapes, d'abord extension généralisée puis compression frontale tardive.

Dans la figure 8a la compression frontale est synchronisée de l'extension amont. Au contraire, dans la figure 8b la déformation dans le bassin peut résulter d'abord d'une extension généralisée des premières séries déposées sur le niveau de décollement (précinématique à syncinématique précoce) puis une compression, tardive, due au blocage du front du système par la progradation sédimentaire se superpose d'aval en amont aux structures extensives antérieures.

## Références

- Allemand, P., 1990, Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental, Thèse d'université, Université de Rennes I.
- Brun, J. P. and Mauduit, T., submitted a, Salt Rollers: Structure and Kinematics, J. Struct. Geol.
- Brun, J. P. and Mauduit, T., submitted b, Kinematics of listric fault/rollover systems, Geology.
- Brun, J. P. and Merle, O., 1985, Strain patterns in models of spreading-gliding nappes, Tectonics, 4, p. 705-719.
- Davy, P., 1986, Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale, Thèse d'université, Université de Rennes I.
- Hubbert, M. K., 1937, Theory of scales models as applied to the study of geological structures, Geol. Soc. Amer. Bull., 48, p. 1459-1520.
- Martinod, J., 1991, Instabilités Périodiques de la Lithosphère (Flambage, Boudinage) en Compression et en Extension, Thèse d'université, Rennes.
- Mauduit, T., Guérin, G., Brun, J. P. and Lecanu, H., submitted a, Raft Tectonics: the effects of basal slope value and sedimentation rate on progressive deformation, submitted to J. Struct. Geol.
- Merle, O., 1986, Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes, Tectonophysics, 124, p. 211-222.
- Nalpas, T. and Brun, J.-P., 1993, Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale, Tectonophysics, 228, p. 349-362.
- Ramberg, H., 1967, Gravity, Deformation and the Earth's Crust as studied by centrifuge models, Academic Press, London, 214p.

# *Conclusions*





## Conclusions

Le golfe de Guinée est un objet d'étude privilégié de la tectonique salifère. Le rifting affectant le Gondwana dès le Jurassique supérieur s'achève par un dépôt d'évaporites le long des marges de l'Atlantique à l'Aptien. Ces évaporites, dont le comportement ductile, même au voisinage de la surface, constituent un niveau de décollement superficiel permettant le glissement gravitaire de la couverture post aptienne. Les données sismiques et de forages issues de l'exploration pétrolière, constituent une banque de données de sub-surface inestimable pour l'étude de ce phénomène. Leur analyse, couplée avec des expériences de modélisation analogique nous a permis dans ce travail de mieux cerner les interactions sédimentation-déformation ainsi que les modalités de la déformation résultant du glissement gravitaire et les interactions de la déformation avec les sédimentations synchrones.

### (1) Evolution structurale des glissements gravitaires

Un glissement gravitaire est caractérisé par trois domaines de déformation distincts : un domaine amont, principalement en extension, un domaine central en extension et subissant d'importantes translations et un domaine aval qui subit dans le temps, une extension puis une compression. Au sein de chacun de ces domaines, la déformation peut avoir des expressions très différentes que l'on peut décrire cinématiquement en terme de rotation et de translation. Les structures observées ne sont le plus souvent compréhensibles qu'en intégrant les évolutions latérales et longitudinales à l'échelle de l'ensemble du système extensif-compressif que constitue le glissement gravitaire (Fig. 1).

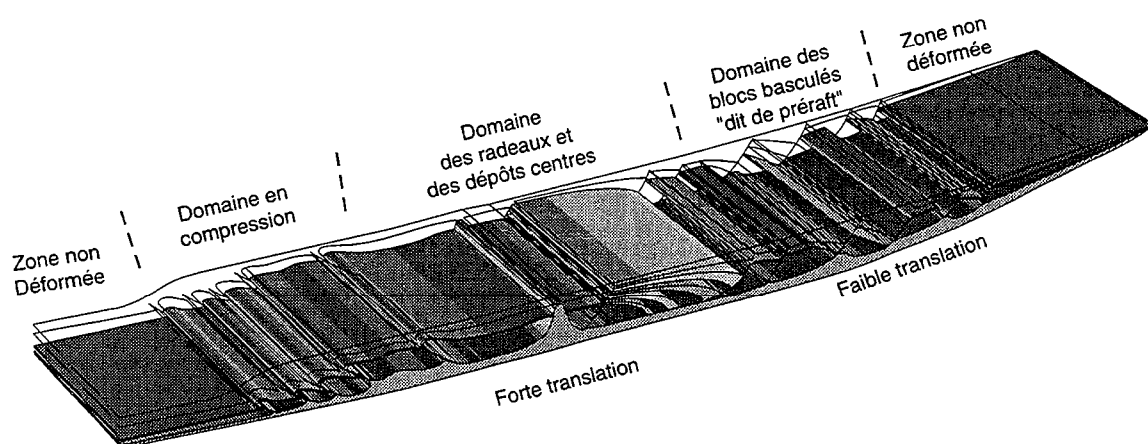


Fig.1 : Répartition des différents domaines de déformation le long d'une marge passive

La pente basale joue un rôle dominant dans la localisation de la déformation à l'initiation du processus. Pour une pente basale faible (entre 0 et 2°), la déformation s'initie en aval et migre vers l'amont. Pour des pentes plus fortes, un domaine aval, principalement déformé en blocs basculés, et un domaine amont, où la couverture est déformée en horst et grabens, sont séparés par un domaine central, non déformé, en translation vers l'aval.

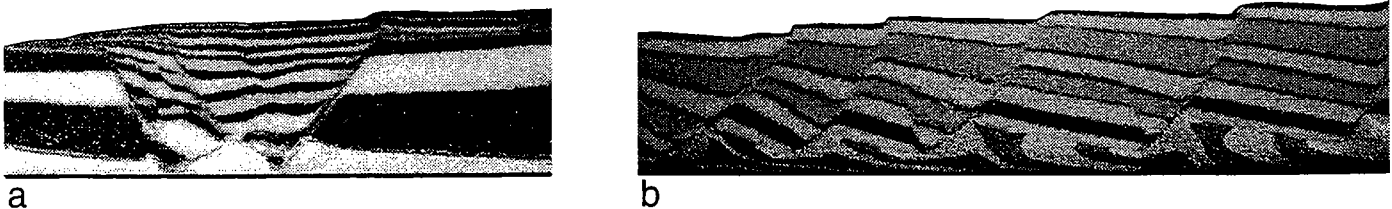
La largeur du domaine déformé amont augmente en fonction des valeurs de la pente, alors que la largeur du domaine aval décroît, bien que, la largeur déformée totale augmente en fonction de la valeur de la pente.

La déformation au sein du niveau de décollement combine cisaillement simple et cisaillement pur. Dans la partie amont le cisaillement pur est dominant. Un accroissement du taux de sédimentation synchronématique accroît la quantité de déplacement et la déformation.

## (2) Les contrôles mécaniques de l'évolution des glissements gravitaires

### • Interactions fragile/ductile

La quasi totalité des structures, résultant d'un glissement gravitaire, présentes sur une marge passive peuvent être expliquées par les relations qui existent entre la résistance du niveau fragile (fonction de l'épaisseur) et la résistance du niveau de décollement ductile basal (fonction de l'épaisseur et de la vitesse de déformation). Lorsque la résistance de la couche ductile est forte, (pente forte, et/ou faible épaisseur), une couche fragile à faible résistance entraîne une déformation répartie et sans rotation significative (Fig. 2a) et au contraire une couche fragile à forte résistance, entraîne une déformation caractérisée par de fortes rotations de blocs (Fig. 2b). Lorsque la résistance de la couche ductile est faible (épaisseur importante et/ou pente faible), une couche fragile à faible résistance se traduit par une rotation faible des blocs, et une couche fragile à forte résistance par une déformation répartie sans rotation importante.



**Fig. 2 :** Exemple de structures illustrant les interactions fragiles)ductiles.

a) graben sans rotation significative des blocs. (b) blocs basculés/forte composante de rotation.

• *Interactions sédimentation/déformation*

Les apports sédimentaires répartis sur l'ensemble du modèle augmentent l'épaisseur donc la résistance de la couche fragile au cours du temps et à les conséquences décrites dans le point précédent. L'augmentation d'épaisseur de la couverture fragile, - de son poids- entraîne une augmentation de la vitesse de glissement donc de la résistance de la couche ductile.

Les apports sédimentaires localisés, en comblant un graben initial permettent à toutes sortes de structures de croissance de se développer (large grabens à remplissage horizontal) rollover, anticlinaux de croissance...) tant que le niveau ductile, y inclus les rouleaux, est suffisamment épais pour permettre le décollement (Fig. 3).

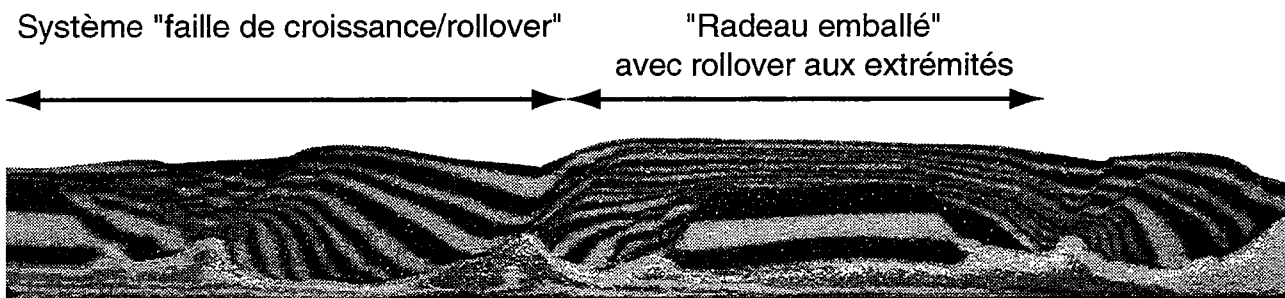
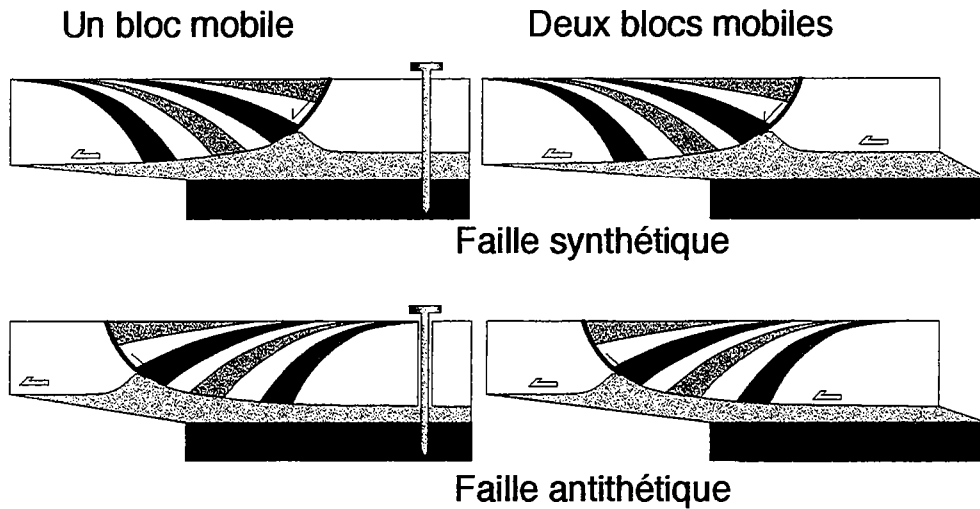


Fig. 3 : Exemple caractéristique de l'interaction sédimentation/déformation en glissement gravitaire

(3) *Développement des systèmes gravitaires élémentaires en extension*

• *Cinématique des systèmes "faille de croissance/rollovers"*

Le modèle cinématique proposé, sur la base d'expériences analogiques, explique aussi bien les failles synthétiques que les failles antithétiques. La géométrie finale du rollover résulte du déplacement accumulé sur une faille normale plane connectée à un niveau de décollement profond et la concavité de la base du rollover résulte d'une déformation progressive et non pas d'une faille listrique initiale. Dans les systèmes antithétiques, le sens de cisaillement le long de l'interface fragile-ductile est contraire au cisaillement le long de la faille. Un rollover n'enregistre donc que la séparation de deux blocs en translation sur un décollement. Il existe 4 configurations cinématiques pour de tels systèmes (Fig. 4) si bien que seule une analyse à l'échelle globale peut permettre d'identifier leur signification cinématique locale.



**Fig. 4** : Les 4 configurations cinématiques possibles pour un système "faille de croissance/rollover".

• *Evolution mécanique des systèmes "faille de croissance/rollover"*

Les systèmes "faille de croissance/rollover" résultent d'instabilités mécaniques qui sont contrôlées par le couplage qu'exerce le niveau de décollement ductile entre la couverture et le socle. L'évolution d'un système isolé comporte trois stades qui sont : la naissance, la croissance et le déclin (Fig. 5). La naissance correspond presque toujours au développement d'un graben dans la couverture du décollement. Pendant la croissance ce graben évolue asymétriquement en système synthétique ou antithétique. Les séries déposées dans le graben subissent une rotation accommodée par un système de failles conjuguées. La courbure de la base du rollover n'est pas une faille listrique mais la trace de la faille de croissance transportée passivement au dessus du décollement.

La faille principale qui contrôle la croissance du rollover n'est pas permanente et correspond généralement à une séquence de faille. La non-permanence de la faille et ses variations de pendage dans le temps sont enregistrées dans le rollover par les variations de l'angle dièdre entre la stratification et le contour basal du rollover et par les irrégularités de ce contour.

Le déclin des systèmes "faille de croissance/rollover" peut se produire de trois façons différentes : (a) le système est abandonné et scellé par de nouveaux apports sédimentaires, (b) un graben remplace la faille principale, ou (c) un graben ou une faille conjuguée de la faille principale recoupe le rollover.

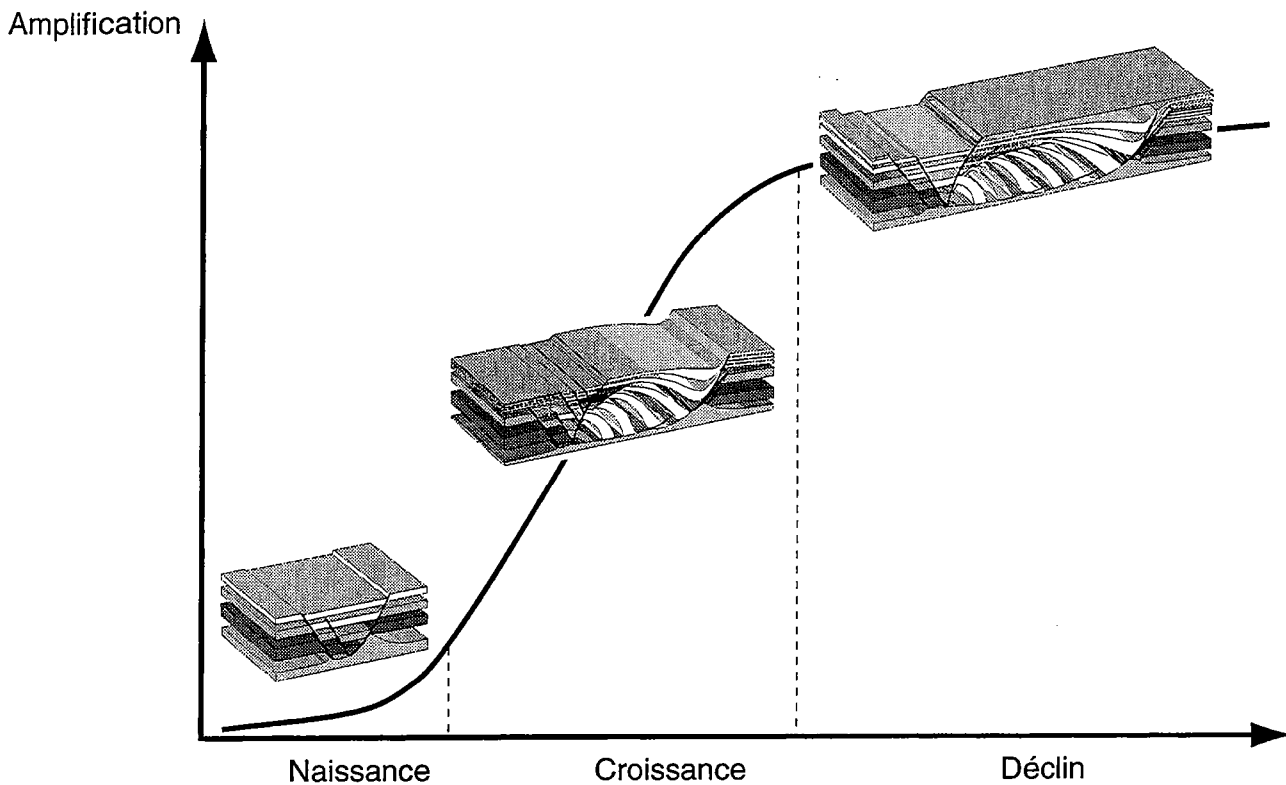


Fig. 5 : Evolution d'un système faille de croissance/rollover.

Des transitions entre failles synthétiques et failles antithétiques peuvent avoir lieu dans la direction du déplacement donnant lieu à des anticlinaux de croissance en "turtle back" ou, transversalement à la direction de déplacement donnant des transitions latérales d'une faille de croissance à un graben. Ce type de transitions latérales ne nécessite pas de faille de transfert.

Ces conclusions mettent en évidence que le terme "faille listrique" est pour le moins ambigu. La courbure basale du rollover n'implique en aucun cas l'existence d'une faille. La faille proprement dite, correspond à la partie du rollover qui est en contact avec la couverture fragile. Le reste du contour est en contact avec le décollement ductile basal et est transporté passivement sur le toit du décollement. Il serait donc souhaitable d'abandonner le concept, sinon le terme lui même, de faille listrique lorsqu'il est appliqué aux failles de croissance.

Les anticlinaux de croissance peuvent résulter de tous les types de synchronismes pouvant exister entre deux failles de croissance convergentes. L'imagerie sismique montre, cependant que ces structures sont le plus souvent asymétriques (Fig. 4). Dans les expériences analogiques elles sont symétriques à l'initiation, puis évoluent asymétriquement au cours de la déformation. Les restaurations palinspatiques montrent que les diapirs qui existent entre les radeaux de départ peuvent jouer un rôle primordial dans le développement de ces anticlinaux de croissance. Le "nappage" des radeaux par les séries syncinématiques et accommodée par des rotations divergentes sur les flancs des diapirs qui les séparent (voir aussi, Fig. 3). La modélisation analogique fournit également des exemples d'anticlinaux de croissance qui se développent à la faveur de failles diachrones. Ces structures ne peuvent en aucun cas devenir symétrique et montrent que les anticlinaux de croissance ne nécessitent pas obligatoirement l'effondrement d'un diapir pour s'initier.

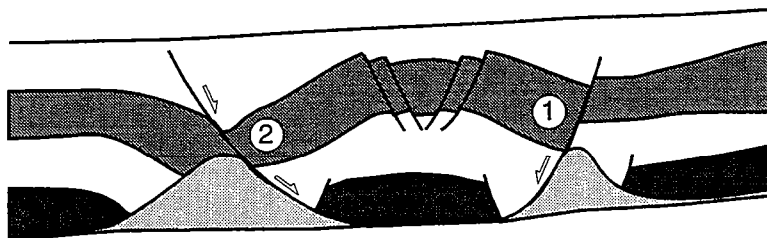


Fig. 6 : Evolution synchrone puis diachrone de deux failles convergentes donnant naissance à un anticlinal de croissance en "turtle back" (D'après exemple sismique).

• *La déformation dans les niveaux de décollement et les rouleaux.*

Dans un glissement gravitaire, le niveau de décollement subit du raccourcissement perpendiculaire à l'interface fragile ductile et un cisaillement parallèle à cette interface, croissant vers l'aval. Les rouleaux sont des structures diapiriques induites par les failles normales à leur jonction avec le niveau de décollement. Ils sont indifféremment associés aux failles de croissances ou aux blocs basculés. Lorsque les failles sont planes et n'ont qu'un très faible rejet, ils ont une forme triangulaire asymétrique. Cette asymétrie dépend de l'écartement entre les failles, de leur rejet, et du basculement des blocs.

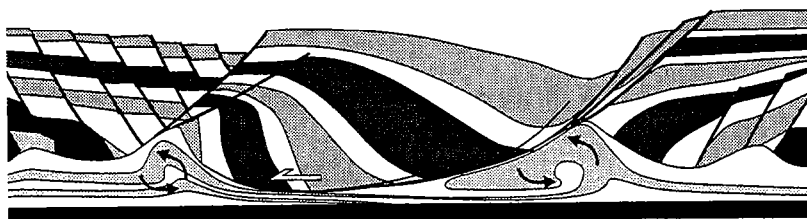
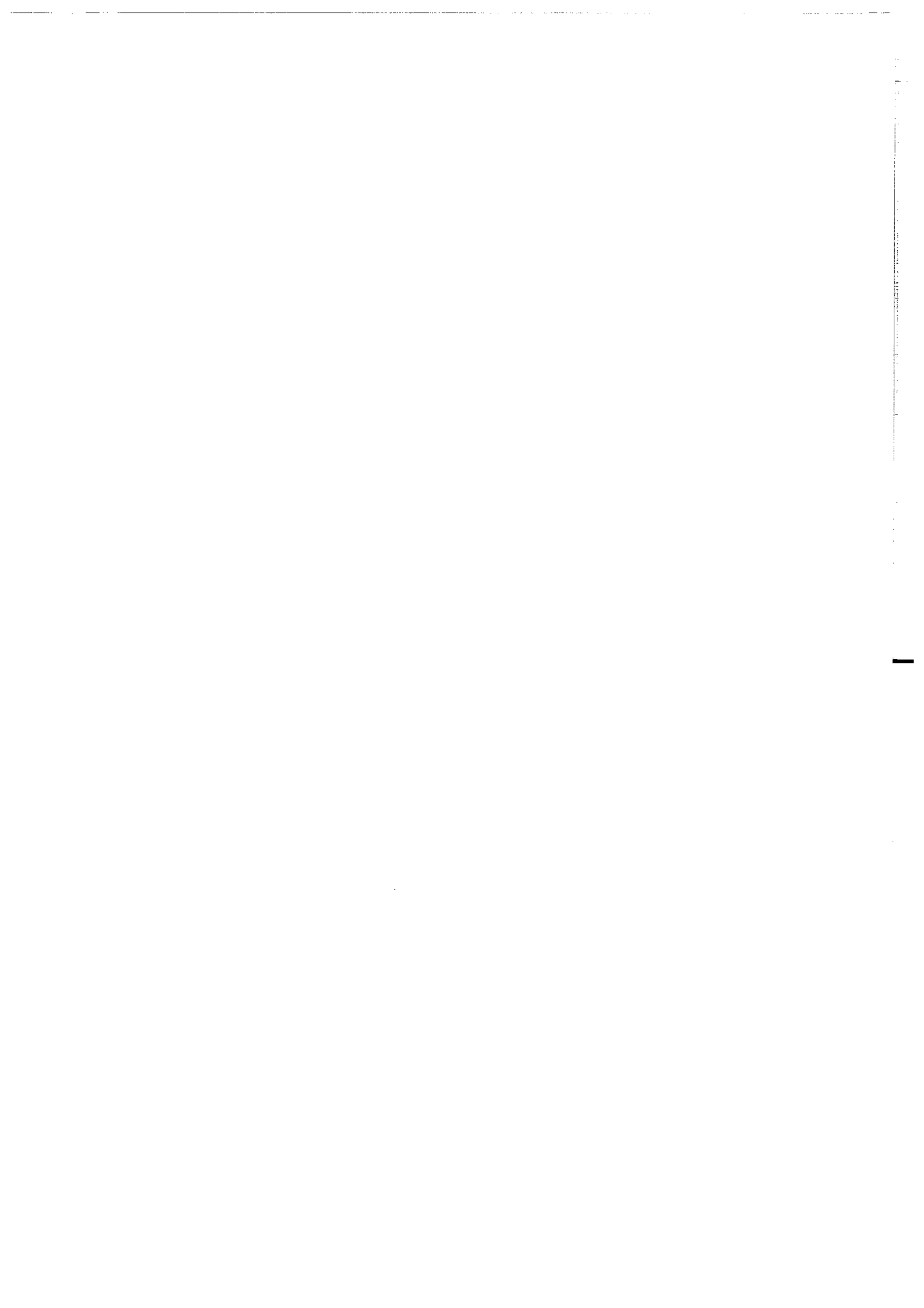


Fig. 7 : Structure interne caractéristique des rouleaux à la jonction faille de croissance décollement.

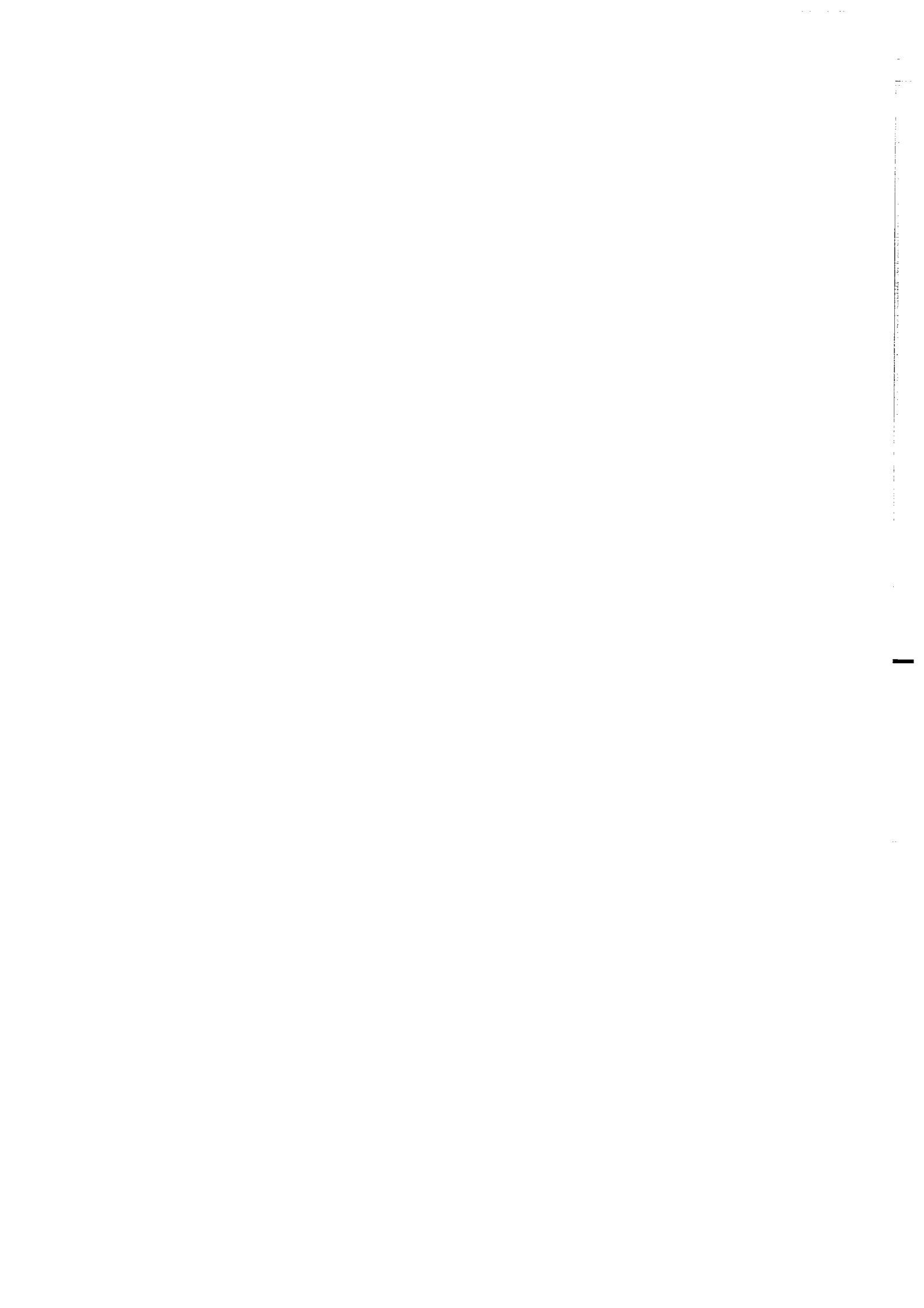
Lorsque les failles sont listriques, les rouleaux présentent des contours concaves. Cette particularité est éphémère et le rouleau évolue vers une forme stable lorsque le rejet augmente. Il se développe au sein des rollers une vorticité dont l'intensité est fonction de la quantité de cisaillement locale subit par le niveau de décollement (Fig. 5). Les rouleaux sont des diapirs induits par l'extension et ne résultent en rien d'instabilités gravitaires de type Rayleigh Taylor.

**FIN**





# *Bibliographie*



- Allemand P., 1990. - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. *Thèse*, Univ. Rennes I.
- Amery G.B., 1969. - Structure of Sigsbee Scarp, Gulf of Mexico. *AAPG Bull.*, **53**, p. 2480-2482.
- Amery G.B., 1978. - Structure of continental slope, northern Gulf of Mexico. In Bouma A.H., Moore G.T. and Coleman J.M. Ed., Framework, facies, and oil-trapping characteristics of the upper continental margin. *AAPG Studies in Geology*, **7**, p. 141-153.
- Arrhenius S., 1913. - Zur Physik der Salzlagerstätten. *Meddelanden Vetenskapsakademiens Nobelinstitut*, **2**, p. 1-25.
- Austin J.A. and Uchupi E., 1982. - Continental-oceanic crustal transition of Southwest Africa. *AAPG Bull.*, **66**, p. 1328-1347.
- Bailey E.B., 1931. - Salt plugs. *Geological Magazine*, **68**, p. 335-336.
- Bally A.W., 1981. - Thoughts on the tectonics of folded belts. In Mc Clay K.R. and Price N.J. Ed., Thrust and Nappes *Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **9**, p. 13-32.
- Bally A.W., Bernouilli D., Davis G.A. and Montadert L., 1981. - Listric Normal Fault. *Oceanologica Acta*, N° SP., p. 87-101.
- Barton D.C., 1933. - Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana. *AAPG Bull.*, **17**, p. 1025-1083.
- Benkhelil J. and Robineau B., 1983. - Le fossé de la Bénoué est-il un rift ? *Bull. Soc. Nat. Elf Aquit. Prod.*, **7**, p. 315-321.
- Bishop R.S., 1978. - Mechanism for emplacement of piercement diapirs. *AAPG Bull.*, **62**, p. 1561-1583.
- Bolli H.M., Ryan W.B. and et al., 1978. - Angola Continental Margin-Sites 364 and 365. In Natland J.H. Ed., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. US Government Printing Office, **40**, p. 357-390.
- Brice S.E., Cochran M.D., Pardo G. and Edwards A.D., 1982. - Tectonics and Sedimentation of the South Atlantic Rift Sequence: Cabinda, Angola. In Watkins J.S. and Drake C.L. Ed., Studies in Continental Margin *Geology. AAPG Mem.*, **34**, p. 5-18.
- Brink A.H., 1974.- Petroleum Geology of Gabon Basin, *AAPG Bull.*, **58**, p. 216-235.
- Brognon G.P. and Verrier G.R., 1966. - Oil and Geology in Cuenza basin of Angola. *AAPG Bull.*, **50**, p. 108-158.
- Brun J.P. and Choukroune P., 1983. - Normal faulting, block tilting and décollement in a stretching crust. *Tectonics*, **2**, p. 345-356.
- Brun J.P. and Mauduit T., in press. - Salt Rollers: Structure and Kinematics. *J. Struct. Geol.*
- Brun J.P. and Mauduit T., submitted. - Kinematics of listric fault/rollover systems. *Geology*

- Brun J.P. and Merle O., 1985. - Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics*, **4**, p. 705-719.
- Brun J.P. and Merle O., 1988. - Experiments on folding in spreading-gliding nappes. *Tectonophysics*, **145**, p. 129-139.
- Buchanan P.G. and McClay K.R., 1991. - Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics*, **188**, p. 97-115.
- Bullard E., Everett J.E. and Smith A.G., 1965.- The fit of the continent around the North Atlantic. In Bullard E. and Runcorn S.E. Ed., Conference: a symposium on continental drift. London.
- Burk K. and Dewey J., 1974. - Two plates in Africa during the Cretaceous? *Nature*, **249**, p. 313-316.
- Burollet P.F., 1975. - Tectonique en radeaux en Angola. *Bull. Soc. Géol. France*, **XVII**, p. 503-504.
- Byerlee J., 1968. - Brittle-Ductile Transition in Rocks. *J. Geophys. Res.*, **73**, p. 4741-4750.
- Campan A., 1995. - Analyse cinématique de l'Atlantique équatorial: implications sur l'évolution de l'Atlantique Sud et sur la frontière des plaques Amérique du Nord/Amérique du Sud. *Thèse*, Univ. Paris VI.
- Campos C.W.M., Ponte F.C. and Miura K., 1974.- Geology of the Brazilian continental margin. In Burk C.A. Ed., *Geology of Continental Margins*. Springer Verlag, New York, p. 447-461.
- Carminatti M. and Scarton J.C., 1991.- Seismic stratigraphic aspects of the Oligocene sequences in Campos Basin, offshore Brazil. In Link M. and Weimer P. Ed., *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*. Springer-Verlag, Berlin, p. 241-246.
- Chang H.K., Kowsmann R.O. and Figueiredo A.M.F., 1988. - New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes*, **11**, p. 194-202.
- Charpentier P., 1982. - Le bassin côtier nord-gabonais, synThèse géologique au 01-06-82. Rapport Interne Elf, 342D - 83-051/R.
- Choubert G. and Faure-Muret, 1971.- Le bouclier éburnien (ou libéro-ivoirien). *Tectonique de l'Afrique*. UNESCO, Paris, p. 185-207.
- Cloos E., 1968. - Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *AAPG Bull.*, **52**, p. 420-444.
- Cobbold P., Rossello E. and Vendeville B., 1989. - Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. Géol. France*, **3**, p. 453-460.
- Cobbold P.R. and Szatmari P., 1991. - Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, **188**, p. 249-289.
- Cobbold P.R., Szatmari P., Demercian L.S., Coelho D. and Rossello E.A., 1995. - Seismic and experimental evidence for thin-skin horizontal shortening by convergent radial gliding on evaporites, deep water Santos Basin, Brazil. In Jackson M.P.,

- Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, **65**, p. 305-321.
- Coward M. and Stewart S., 1995. - Salt-influenced structure in the Mesozoic-Tertiary cover of the southern North Sea, U.K. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, **65**, p. 229-250.
- Crans W., Mandl G. and Haremboure T., 1980. - On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. *J. Petroleum Geol.*, **2**, p. 265-307.
- Currie D., 1984. - Ouverture de l'Atlantique Sud et discontinuité intra plaque : une nouvelle analyse. *Thèse*, Univ. Brest.
- Davison I., 1986. - Listric normal fault profiles: calculation using bed-length balance and fault displacement. *J. Struct. Geol.*, **8**, p. 209-210.
- Davy, P. 1986. Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. *Mém. et Docs du CAESS*, **8**, 233p.
- Demercian S., Szatzmari P. and Cobbold P.R., 1993. - Style and Pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos Basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, **228**, p. 393-433.
- Deramond J., 1979. - Déformation et déplacement des nappes : exemple de la nappe de Gavarnie. *Thèse*, Univ. Toulouse.
- Dias J.L., Scarton J.C., Esteves F.R., Carminatti M. and Guardado L.R., 1990.- Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In De Raja Gabaglia G.P. and Milani E.J. Ed., Origem a evolução de bacias sedimentares. Petrobras, Rio de Janeiro, p. 333-360.
- Diegel F.A., Karlo J.F., Schuster D.C., Shoup R.C. and Tauvers P.R., 1995. - Cenozoic structural evolution and tectonostratigraphic framework of the Northern Gulf Coast continental margin. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, **65**, p. 109-151.
- Dingle R.V., 1982. - Continental margin subsidence: a comparison between the West and East Coast of Africa. In Scrutton R.A. Ed., Dynamics of Passive Margins. Amer. Geophys. Union and Geol. Soc. of Amer. *Geodynamics Series*, **6**, p. 59-71.
- Douglas R.G., Moullade M. and Nairn A.E.M., 1973.- Causes and consequences of drift in the South Atlantic. In Traling D.H. and Runcorn S.K. Ed., Implication of continental drift to the Earth sciences. Academic Press, London, p. 517-537.
- Dula W.F., 1991. - Geometric models of listric normal faults and rollovers folds. *AAPG Bull.*, **75**, p. 1609-1625.
- Duval B., Cramez C. and Jackson M.P.A., 1992. - Raft Tectonics in the Kwanza (Cuenza) Basin, Angola. *Mar. Petroleum Geol.*, **9**, p. 389-404.
- Edwards M.B., 1976. - Growth faults in upper Traissic deltaic sediments, Svalbard. *AAPG Bull.*, **60**, p. 341-355.
- Ellis P.G. and McClay K.R., 1988. - Listric extensional fault systems: results of analogue model experiments. *Basin Res.*, **1**, p. 55-70.

- Escher B.G. and Kuenen P.H., 1929. - Experiments in connection with salt domes. *Leidsche Geologiese Meddelanden*, 3, p. 151-182.
- Ewing M. and Antoine J., 1966. - New seismic data concerning sediments and diapiric structures in Sigsbee Deep and upper continental slope, Gulf of Mexico. *AAPG Bull.*, 50, p. 479-504.
- Fail J.P., Montadert L., Delteil J.R., Valery P., Patriat P. and Schlich R., 1970. - Prolongation des zones de fracture de l'océan Atlantique dans le golfe de Guinée. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7, p. 413-419.
- Fairhead J.D., 1986. - Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: the role of the West and Central African rift system. *Tectonophysics*, 155, p. 181-191.
- Faugère E. and Brun J.P., 1984. - Modélisation expérimentale de la distension continentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, p. 365-370.
- Fenneman N.M., 1906. - Oil fields of the Texas-Louisiana Gulf Coastal Plain. *USGS Bull.*, 282, 146 p.
- Fletcher P. and Gay N.C., 1971. - Analysis of gravity sliding and orogenic translation: discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, p. 2677-2682.
- François D., Fresna C. and Evrard R., 1991. - Cadre structural et sédimentaire des bassins côtiers du Bas Congo et de la Kwanza. *Rapport Interne Elf*, EP/S/EXP/N°91/265 ANG Déc. 91.
- Franks S. and Nairn A.E.M., 1973.- The equatorial marginal basins of West Africa. In Stehli F.G., Nairn A.E.M. and Kaness W.H. Ed., *The Ocean basins and margins*. Plenum Press, New York, p. 301-350.
- Gaullier V., Brun J.P., Guérin G. and Lecanu H., 1993. - Raft *Tectonics*: the effects of residual topography below a salt décollement. *Tectonophysics*, 228, p. 363-381.
- Gibbs A.D., 1983. - Balanced cross-section construction from the seismic sections in areas of extensional *Tectonics*. *J. Struct. Geol.*, 5, p. 153-160.
- Graham R.H., 1981. - Gravity sliding in the Maritime Alps. In McClay K.R. and Price N.J. Ed., *Thrust and Nappe Tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 9, p. 335-352.
- Guardado L.R., Gamboa L.A.P. and Lucchesi C.F., 1989. - Petroleum *Geology* of the Campos basin, a model for a producing Atlantic-type basin. In Edwards J.D. and Santogrossi P.A. Ed., *Divergent/passive margin basins*. *AAPG Mem.*, 48, p. 3-79.
- Gueguen E., 1995. - La Méditerranée occidentale: un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques ; implications sur le processus d'amincissement crustal. *Thèse*, Univ. Bretagne Occidentale.
- Harris G.D., 1907.- Notes on the Geology of the Winnfield Sheet. Baton Rouge.
- Harris G.D. and Veatch A.C., 1899.- A preliminary report on the Geology of Louisiana. In Ed., Geological Survey of Louisiana Report. Baton Rouge, Louisiana, p. 9-138.
- Hayes C.V. and Kennedy W., 1903. - Oil fields of the Louisiana Gulf coastal plain. *USGS Bull.*, 212.

- Heaton R.C., Jackson M.P.A., Bamahmoud M. and Nani A.S.O., 1995.. - Superposed Neogene extension, contraction and salt canopy emplacement in the Yemeni Red Sea. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt Tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, **65**, p. 333-351.
- Hildgard E.W., 1872. - On the Geology of lower Louisiana and the salt deposits of Petite Anse Island. *Smithsonian Contributions*, separate no. **248**, p. 32-34.
- Hill R.T., 1902. - The Beaumont oil field with notes on the other oil fields of the Texas region. *Journal of the Franklin Institute*, **154**, p. 273-274.
- Hongxing G.E., Jackson M.P.A. and Vendeville B.C., 1994.- Experimental initiation of salt structures and emplacement of salt sheets by prograding sediments wedges. *Geol. Soc. London*.
- Hooper R.J. and More C., 1995. - Evaluation of some salt-related overburden structures in the U.K. Southern North Sea. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt Tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, **65**, p. 251-259.
- Hsu K.J., 1969. - Role of cohesive strength in the mechanism of overthrust faulting and landsliding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, p. 927-952.
- Hubbert M.K., 1937. - Theory of scales models as applied to the study of geological structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **48**, p. 1459-1520.
- Hubbert M.K., 1951. - Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **62**, p. 355-372.
- Hubbert M.K. and Rubey W.W., 1959. - Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting - I: mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **70**, p. 115-166.
- Hudleston P.J., 1976. - Recumbent folding in the base of the Barnes ice cap, Baffin Island, Norwest Territories, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, p. 1684-1692.
- Hudleston P.J., 1977. - Similar folds, recumbent folds and gravity Tectonics in ice and rocks. *J. Geol.*, **85**, p. 113-122.
- Hudleston P.J., 1980. - Strain patterns in ice cap and implications for strain variations in shear zones. *J. Struct. Geol.*, **5**, p. 455-463.
- Humphris C.C. Jr., 1978. - Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico. In Bouma A.H., Moore G.T. and Coleman J.M. Ed., Framework, facies, and oil-trapping characteristics of the upper continental margin. *AAPG Studies in Geology*, **7**, p. 69-86.
- Jackson M.P.A. and Cramez C., 1989. - Seismic recognition of salt welds in salt tectonic regimes. G.C.S. of S.E.P.M., 10th Annual Res. Conf. Prog. and Abs., Texas, p. 66-89.
- Jackson M.P.A., Vendeville B.C. and Schultz Ela D.D., 1994. - Salt related structures in the Gulf of Mexico: a field guide for geophysicists. *The Leading Edge*, p. 837-842.
- Jenyon M.K., 1986.- Salt Tectonics. Elsevier, Barking, Amsterdam.
- Kehle R.O., 1970. - Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, p. 1641-1664.

- Kehle R.O., 1988. - The origin of salt structures. In Schrieber B.C. Ed., *Evaporites and Hydrocarbons. Columbia University Press*, p. 345-404.
- Kennedy W., 1892. - A section from Terrell, Kaufman County, to Sabine Pass on the Gulf of Mexico. Geological Survey of Texas, 3<sup>rd</sup> Annual Report, p. 41-125.
- Kerr H.G. and White N., 1992. - Laboratory testing of an automatic method for determining normal fault geometry at depth. *J. Struct. Geol.*, **14**, p. 873-885.
- Kerr H.G. and White N., 1994. - Application of an automatic method for determining normal fault geometries. *J. Struct. Geol.*, **16**, p. 1691-1709.
- Kligfield R., 1979. - The northern Appenines as a collisional orogen. *Amer. J. Sci.*, **279**, p. 676-691.
- Krantz R.W., 1991. - Normal fault geometry and fault reactivation in tectonic inversion experiments. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **56**, p. 219-229.
- Lachmann R., 1910. - Uber autoplaste (nichttektonische) Formelemente im Bau der Salzgesteine Norddeutschlands. *Deutschen Geologischen Gesellschaft Monatsbericht*, **62**, p. 113-116.
- Ladd J.W., 1974. - South Atlantic sea-floor spreading and Carribean. *Ph.D.*, Univ. Columbia, New York.
- Ladd J.W., 1976. - Relative motion of South America with respect to North America and Carribean *Tectonics. Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, p. 969-976.
- Larroque J.M., 1991. - Deltaic faulting and subsidence: analog modeling. *AAPG Bull.*, **75**, p. 617.
- Le Pichon X., 1968. - Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, **73**, p. 3661-3699.
- Le Pichon X. and Hayes D.E., 1971. - Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **76**, p. 6283-6293.
- Lerche O., 1893. - A preliminary report upon the hills of Louisiana, north of Vicksburg, Shreveport, and Pacific Railroad, Louisiana State Experiment Stations. *Geology and Agriculture*, **1**, p. 27.
- Letouzey J., Colletta B., Vially R. and Chermette J.C., 1995. - Evolution of salt related structures in compressional settings. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., *Salt Tectonics: a global perspective. AAPG Mem.*, **65**, p. 41-60.
- Liro L.M. and Coen R., 1995. - Salt deformation history and postsalt structural trends, offshore southern Gabon, West Africa. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., *Salt Tectonics: a global perspective. AAPG Mem.*, **65**, p. 323-331.
- Lockett S.H., 1871.- Report of the Topographical Survey of Louisiana, Louisiana State University. Report of Superintendent for 1870, New Orleans, p. 16-26.
- Lunde G., Aubert K., Lauritzen O. and Lorange E., 1992. - Tertiary uplift of the Kwanza Basin in Angola. *Bull. Centr. Rech. Expl.Prod. ELF*, **13**.
- Lundin E.L., 1992. - Thin skin extensional Tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. *Mar. Petroleum Geol.*, **9**, p. 405-411.



- Lundin E.L., 1993a.- A geologic « tortoise and hare race » in the northern Kwanza Basin, Angola: gravity gliding vs. gravity spreading. *AAPG Internat. Hedberg Res. Conf.*, Bath, England.
- Lundin E.L., 1993b.- The Northern Kwanza Basin, Angola, an unusual example of raft Tectonics on a salt layer. *AAPG Internat. Hedberg Res. Conf.*, Bath, England.
- Mallet J.P. and Wohlhuter P., 1994. - Etude Nord-Gabon : synthèse régionale. *Rapport interne Elf*, UDS n°9312.
- Mandl G. and Crans W., 1981. - Gravitational gliding in deltas. In McClay K.C. and Price N.J. Ed., Thrust and Nappes Tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **9**, p. 41-54.
- Mandl G., De Jong L.N.J. and Maltha A., 1977. - Shear zones in granular material. *Rock Mech.*, **9**, p. 95-144.
- Masclé J., 1976. - Le golfe de Guinée (Atlantique Sud) : un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement. *Mém. Soc. Géol. France*, **55**, **128**, p. 1-102.
- Masclé J., Marinho M. and Wannesson J., 1986. - The structure of the Guinean continental margin: implications for the connection between the Central and South Atlantic Oceans. *Geol. Rundsch.*, **75**, p. 57-70.
- Mauduit T., Guérin G., Brun J.P. and Lecanu H., in press. - Raft Tectonics: the effects of basal slope value and sedimentation rate on progressive deformation. *J. Struct. Geol.*
- Mauduit T. and Brun J.P., in press- Growth fault/rollover systems: birth, growth and decay. *J. Geophys. Res.*
- Mauduit T., V. Gaullier, G. Guérin and J. P. Brun, in press, -On the asymmetry of turtle back growth anticlines. *Mar. Petroleum Geol.*
- Maurin J.C., 1985. - Analyse des zones décrochantes dans le fossé de la Bénoué (Nigéria) et systématiques U/Pb et Pb/Pb appliquées aux minéralisations uranifères et de Pb/Zn associées. *Thèse*, Univ. Montpellier.
- Maurin J.C., Benkhelil J. and Robineau B., 1986. - Wrench tectonics in Upper Benue, NE Nigeria; influence on the geodynamics of the Cretaceous Benue Trough. 13ème Colloque de Géologie Africaine, St-Andrews.
- Maurin J.C. and Guiraud R., 1993. - Basement control in the development of the Early Cretaceous West and Central African rift system. *Tectonophysics*, **228**, p. 81-95.
- McClay K.R., 1989. - Physical models of structural styles during extension. In Tankard A.J. and Balkwill H.R. Ed., Extensional tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. *AAPG Mem.*, **46**, p. 95-110.
- McClay K.R., 1990. - Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems. In Knipe R. Ed., Deformation Rheology and Mechanics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*
- McClay K.R. and Ellis P.G., 1987. - Analogue models of extensional fault geometries. In Coward M.P., Dewey J.P. and Handcock P.L. Ed., Continental Extensional Tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **28**, p. 109-125.

- McClay K.R. and Ellis P.G., 1987. - Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, **15**, p. 341-344.
- McClay K.R. and Scott A.D., 1991. - Experimental models of hangingwall deformation in ramp-flat listric extensional fault systems. *Tectonophysics*, **188**, p. 85-96.
- McClay K.R., Waltham D.A., Scott A.D. and Abousetta A.A., 1991. - Physical and seismic modelling of listric normal fault geometries. In Roberts A.M., Yielding G. and Freeman B. Ed., *The Geometry of Normal faults. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **56**, p. 231-239.
- McGill G.E. and Stromquist A.W., 1979. - The grabens of Canyonlands National Park, Utah: geometry, mechanics and kinematics. *J. Geophys. Res.*, **84**, p. 4547-4563.
- Merle O., 1982. - Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes Occidentales). *Thèse*, Univ. Rennes 1.
- Merle O., 1986. - Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes. *Tectonophysics*, **124**, p. 211-222.
- Merle O., 1989. - Strain models within spreading nappes. *Tectonophysics*, **165**, p. 57-71.
- Mohriak W.U., Hobbs R. and Dewey J.F., 1990a. - Basin-forming processes and the deep structure of the Campos Basin, offshore Brazil. *Mar. Petroleum Geol.*, **7**, p. 94-112.
- Mohriak W.U., Mello M.R., Dewey J.F. and Maxwell J.R., 1990b. - Petroleum Geology of the Campos Basin, offshore Brazil. In Brooks J. Ed., *Classic Petroleum Provinces. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **50**, p. 119-141.
- Mohriak W.U., Mello M.R., Karner G.D., Dewey J.F. and Maxwell J.R., 1990c. - Structural and stratigraphic evolution of the Campos Basin, offshore Brazil. In Tankard A.J. and Balkwill H.R. Ed., *Extensional Tectonics of North Atlantic margins. AAPG Mem.*, **46**, p. 577-598.
- Mohriak W.U., J.M. Macedo, R.T. Castellani, H.D. Rangel, A.Z.N. Barros, M.A. Latgé, J.A. Ricci, A.M. Mizusaki, P. Szatmari, L. S. Demercian, J.G. Rizzo, J.R. Aires, 1995. - Salt tectonics and structural styles in the deep water province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., *Salt Tectonics: a global perspective. AAPG Mem.*, **65**, p. 305-321.
- Nairn A. and Stehli F.G., 1973.- *The Ocean Basins and Margins - 1: The South Atlantic.* Plenum Press, New York, 583 p.
- Nalpas T. and Brun J.-P., 1993. - Salt flow and diapirism related to extension at crustal scale. *Tectonophysics*, **228**, p. 349-362.
- Nelson T.H., 1991.- *Salt Tectonics and listric-normal faulting.* In Salvador A. Ed., *The Gulf of Mexico Basin. Geol. Soc. Amer.*, Boulder, Colorado, p. 73-89.
- Nettleton L.L., 1934. - Fluid Mechanics of Salt Domes. *AAPG Bull.*, **18**, p. 1175-1204.
- Nettleton L.L. and Elkins T.A., 1947. - Geologic models made from granular materials. *Amer. Geophys. Union Trans.*, **28**, p. 451-466.
- Nürnberg D. and Müller R.D., 1991. - The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present. *Tectonophysics*, **191**, p. 27-53.

- Ojeda H.A., 1982. - Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bull.*, **66**, p. 732-749.
- Parker T.J. and McDowell A.N., 1955. - Model studies of salt-dome *Tectonics*. *AAPG Bull.*, **39**, p. 2384-2470.
- Pautot G., Renard V., Daniel J. and Dupont J., 1973. - Morphology, limits, origin and age of salt layer along South Atlantic African margin. *AAPG Bull.*, **57**, p. 1658-1671.
- Peel F.J., Travis C.J. and Hossack J.R., 1995. - Genetic structural provinces and salt tectonics of the Cenozoic offshore U.S. Gulf of Mexico: a preliminary analysis. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, **65**, p. 153-175.
- Petrobras, 1983. - Campos and Esperito Santo basins, offshore Brazil. In Bally A.W. Ed., Seismic expression of structural styles. *AAPG Studies in Geology*, **15**, p. 2351-2358.
- Pindell J. and Dewey J., 1982. - Permo-triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Carribean domain. *Tectonics*, **1**, p. 179-211.
- Popoff M., 1988. - Du Gondwana à l'Atlantique Sud: les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. In Sougy J. and Rodgers J. Ed., The West African Connection. *J. African Earth Sci. Spec. Publ.*, **7**, p. 409-431.
- Popoff M., Benkhelil J., Simon B. and Motte J.J., 1983. - Approche géodynamique du fossé de la Bénoué (NE Nigéria) à partir des données de terrain et de télédétection. *Bull. Soc. Nat. Elf Aquit. Prod*, **7**, p. 323-337.
- Posepny F., 1871. - Studien aus dem Salinargebiete Siebenbürgens: Kaiserlich-Königlichen. *Geol. Reich. Jahrbuch*, **21**, p. 123-186.
- Price N.J., 1977. - Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults. *J. Geol. Soc. London*, **133**, p. 311-327.
- Rabinowitz P.D. and La Brecque J., 1979. - The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.*, **84**, p. 5973-6001.
- Ramberg H., 1967.- Gravity, Deformation and the Earth's Crust as studied by centrifuge models. Academic Press, London, 214 p.
- Ramberg H., 1977. - Some remarks on the mechanism of nappe movement. *Geologiska föreningen i Stockholm Föhandlingar*, **99**, p. 110-117.
- Remmelts G., 1995. - Fault related salt tectonics in the southern North Sea, The Netherlands. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, **65**, p. 261-272.
- Rettger R.E., 1935. - Experiments on soft-rock deformation. *AAPG Bull.*, **19**, p. 271-292.
- Rider M.H., 1978. - Growth faults in Carboniferous of Western Ireland. *AAPG Bull.*, **62**, p. 2191-2213.

- Rocha-Campos A.C., Cordani U.G., Kawashita K., Sonoki I.K. and Sonoki H., 1988.- Age of the Parana flood volcanism. In Piccirillo E.M. Ed., The Mesozoic flood volcanism of the Parana basin: petrogenetic and geophysical aspects. Univ. Sao Paulo, Brazil, p. 25-46.
- Rouby D. and Cobbold P.R., 1996. - Kinematic analysis of a growth fault system in the Niger Delta from restoration in map view. *Mar. Petroleum Geol. Bull.*, **13**, p. 565-580.
- Rowan M.G., 1995.- Structural styles and evolution of allochthonous salt, central Louisiana outer shelf and upper slope. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Bull.*, **65**, p. 119-228.
- Sahagian D., 1988. - Epeirogenic motions of Africa as inferred from Cretaceous shoreline deposits. *Tectonics*, **7**, p. 125-138.
- Schmeling H., 1987. - On the relation between initial conditions and late stages of Rayleigh-Taylor instabilities. *Tectonophysics*, **133**, p. 16-31.
- Schuster D.C., 1995.- Deformation of allochthonous salt and evolution of related salt/structural systems, Eastern Louisiana Gulf Coast. In Jackson M.P.A., Roberts D.G. and Snelson S. Ed., Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Bull.*, **65**, p. 177-198.
- Scotese C.R., Gahagan L.M. and Larson R.L., 1988. - Plate tectonic reconstruction of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, **155**, p. 27-48.
- Shelton J.W., 1984. - Listric normal fault: an illustrated summary. *AAPG Bull.*, **68**, p. 801-815.
- Sibuet J.C. and Mascle J., 1978. - Plate kinematic implication of Atlantic Equatorial fracture zone trends. *J. Geophys. Res.*, **83**, p. 3401-3421.
- Siddans H.W.B., 1984. - Thrust tectonics: a mechanistic view from the West and Central Alps. *Tectonophysics*, **104**, p. 257-281.
- Spathopoulos F., 1996. - An insight on salt tectonics in the Angola basin, South Atlantic. In Alsop G.I., Blundell D.J. and Davison I. Ed., Salt tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **100**, p. 153-174.
- Stewart S.A., Harvey M.J., Otto S.C. and Weston P.J., 1996. - Influence of salt on fault geometry: examples from the UK salt basins. In Alsop G.I., Blundell D.J. and Davison J. Ed., Salt tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **100**, p. 246-258.
- Stille H., 1910. - Faltung des Deutschen Bodens und des Salzgebirges. *Kali Zeitschrift*, **5**, p. 17.
- Stille H., 1917. - Injektiv faltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. *Geol. Rundsch.*, **8**, p. 89-142.
- Suess E., 1904.- The face of the Earth. Oxford.
- Sykes L.R., 1978. - Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zone of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *J. Geophys. and Space Physics*, **16**, p. 621-682.
- Szatmari P., Guerra M.C.M. and M.A.Pequeno, 1996. - Genesis of large counter regional fault by flow of Cretaceous Salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil.

- In Alsop G.I., Blundell D.J. and Davison I. Ed., Salt tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **100**, p. 259-264.
- Talbot C.J., 1979. - Fold trains in a glacier of salt in southern Iran. *J. Struct. Geol.*, **1**, p. 5-18.
- Talbot C.J., 1981. - Sliding and other deformation mechanisms in a glacier of salt, Southern Iran. In McClay K.R. and Price N.J. Ed., Thrust and Nappe tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **9**, p. 173-183.
- Talbot C.J., Rönnlund P., Schmelling H., Koyi H. and Jackson M.P.A., 1991. - Diapiric Spoke Patterns. *Tectonophysics*, **188**, p. 187-201.
- Teisserenc P. and Villemin J., 1989. - Sedimentary Basin of Gabon. In Edwards J.D. and Santogrossi P.A. Ed., Geology and Oil Systems, divergent/passive margin basins. *AAPG Mem.*, **48**, p. 117-199.
- Terzaghi K., 1945. - Stress condition for the failure of saturated concrete and rocks. *Amer. Testing Materials Proc.*, **45**, p. 777-801.
- Thomassy R., 1863. - Supplément à la géologie de la Louisiane. Ile de la Petite-Anse. *Bull. Soc. Géol. France*, **2**, p. 542-544.
- Tillement B., 1987. - Insight into Albian carbonate geology in Angola. *Bull. Canadian Petroleum Geol.*, **35**, p. 65-74.
- Torrey P.D. and Fralich C.E., 1926. - An experimental study of the origin of salt domes. *J. Geol.*, **34**, p. 224-234.
- Trompette R., 1982. - Brazil e a margem Atlantica no Proterozoico Superior - Importancia do Fraturamento Espinhaço. Ann. XXXIIth. Congr. Bras. Geol., p. 386-394.
- Trusheim F., 1957. - Uber Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. *Deutschen Geologischen Gesellschaft Zeitschrift*, **109**, p. 111-151.
- Trusheim F., 1960. - Mechanism of salt migration in Germany. *AAPG Bull.*, **44**, p. 1519-1540.
- Unterneh P., Curie D., Olivet J.L., Goslin J. and Beuzart P., 1988. - South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America. *Tectonophysics*, **155**, p. 169-179.
- Unterneh P., Galison H., Bouche P., Herbin J.P. and Benard F., 1986. - Cinématique des bordures atlantiques en distension ; évolution de l'Atlantique Sud. *Rapport interne Elf-IFP*, 1+2.
- Van Keken P.E., Spiers C.J., Van den Berg A.P. and Muyzert E.J., 1993. - The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics*, **225**, p. 457-476.
- Vendeville B., 1987. - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. *Thèse*, Univ. Rennes 1.
- Vendeville B., 1989. - Scaled experiments on the interaction between salt flow and overburden faulting during syndepositional extension. GCSSEPM, Proc. 10th ann. res. conf.

- Vendeville B. and Cobbold P.R., 1987. - Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques : modèles expérimentaux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **305**, p. 1313-1319.
- Vendeville B. and Cobbold P.R., 1988. - How normal faulting and sediments interact to produce listric faults profiles and stratigraphic wedges. *J. Struct. Geol.*, **10**, p. 649-659.
- Vendeville B., Cobbold P.R., Davy P., Brun J.P. and Choukroune P., 1987. - Physical models of extensional tectonics at various scales. In Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.L. Ed., *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Pub.*, **28**, p. 95-107.
- Vendeville B. and Jackson M.P.A., 1992.a - The fall of diapirs during thin skinned extension. *Mar. Petroleum Geol.*, **9**, p. 354-371.
- Vendeville B. and Jackson M.P.A., 1992.b - The rise of diapirs during thin skinned extension. *Mar. Petroleum Geol.*, **9**, p. 331-353.
- Vendeville B.C. and Jackson M.P.A., 1993. - Rates of extension and deposition determine whether growth faults or salt diapirs form. Rates of Geologic Process, Gulf Coast SEPM Conf., p. 1-7.
- Verrall P., 1981. - Structural interpretation with application to North Sea problems. *Joint Assoc. for Petroleum Expl. Courses*, **3**.
- Verrier G. and Castello Branco F., 1972.- The Tertiary trough and oil accumulation of North Quenguela (Cuanza basin). IFP, Paris.
- Ville L., 1856. - Notice géologique sur les salines des Zahrez et les gîtes de sel gemme de Ran el Melah et d'Ain Hadjera (Algérie). *Annales des Mines*, **15**, p. 351-410.
- Vink G.E., 1982. - Continental rifting and the implications for plate tectonic reconstructions. *J. Geophys. Res.*, **87**, p. 10677-10688.
- Wade A., 1931. - Intrusive salt bodies in coastal Asir, south western Arabia. *J. Institute Petroleum Technologists*, **17**, p. 321-330 and 357-361.
- Weijermars R., Jackson M.P.A. and Vendeville B.C., 1993. - Rheological and tectonic modeling of salt provinces. *Tectonophysics*, **217**, p. 143-174.
- Weimer P. and Buffler R.T., 1992. - Structural geology and evolution of the Mississippi Fan foldbelt, deep Gulf of Mexico. *AAPG Bull.*, **76**, p. 225-251.
- White N.J., 1987. - Constraints on the measurement of extension in the brittle upper crust. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **67**, p. 269-279.
- White N.J., Jackson J.A. and McKenzie D.P., 1986. - The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *J. Struct. Geol.*, **8**, p. 877-909.
- Whitjack M.O. and Peterson E.T., 1993. - Prediction of normal fault geometry - a sensitivity analysis. *AAPG Bull.*, **77**, p. 1860-1873.
- Wilcox J.B., 1988.- Rig seismic research cruises 10 and 11: Geology of the central Australian Bight Region. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics.

- Williams G. and Vann I., 1987. - The geometry of listric normal faults and deformation in their hanging walls. *J. Struct. Geol.*, **9**, p. 789-795.
- Wise D.J., 1963. - Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift of Owl Creek Mountains, Wyoming. *AAPG Bull.*, **47**, p. 586-598.
- Worrall D.M. and Snelson S., 1989. - Evolution of the Northern Gulf of Mexico with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt. In Bally A.W. and Palmer A.R. Ed., The geology of North America - an overview. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **A**, p. 97-138.
- Wu S., Bally A.W. and Cramez C., 1990. - Allochthonous salt, structure and stratigraphy of the North-Eastern Gulf of Mexico - Part 2: Structure. *Mar. Petroleum Geol.*, **7**, p. 334-370.
- Xiao H.B. and Suppe J., 1992. - Origin of Rollover. *AAPG Bull.*, **76**, p. 509-529.
- Yovanovitch B., 1922. - La géologie du pétrole au Maroc. *Bull. Soc. Géol. France*, **22**, p. 234-245.





**MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES**  
**Université de Rennes I - Campus de Beaulieu**  
**35042 - RENNES Cedex . Tel /fax : 02- 99.28.60.80**

**Dans la même collection :**

- N°1 - **H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**
- N°2 - **G. QUERRE** - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **Epuisé**
- N°3 - **J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**
- N°4 - **D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). **55F.**
- N°5 - **V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). **70F.**
- N°6 - **J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55F.**
- N°7 - **P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **115F.**
- N°8 - **Ph. DAVY** - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **95F.**
- N°9 - **Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). **Epuisé**
- N°10 - **D. MARQUER** - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **Epuisé.**

N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I tabl., 82 pl. (1987). 265 F

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Épuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). Épuisé

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F.

- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO<sub>2</sub>. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990).  
Epuisé
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

- N°46 - **J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.
- N° 47 - **S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.
- N° 48 - **J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.
- N° 49 - **E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.
- N°50 - **T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.
- N° 51 - **T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.
- N° 52 - **J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbricitiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.
- N° 53 - **J. C. THOMAS** - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.
- N°54 - **F. LAFONT** - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.
- N° 55 - **C. BIELLMANN** - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

- N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). 270 F.
- N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.
- N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.
- N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.
- N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.
- N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.
- N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.
- N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). 150 F.
- N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.
- N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). 120 F.
- N° 66 - A. ESSAIFI - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). 170 F.
- N° 67 - M. LE RAVALEC - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995). 140 F.

- n° 68 - A. SEMIANI - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmessia (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995). 130 F.
- N° 69 - F. MOREAU - Méthodes de traitement de données géophysiques par transformée en ondelettes. 177 p., 57 fig., + annexes. (1995). 100 F.
- N° 70 - B. TOURNERIE - Imagerie de réflecteurs électromagnétiques en régime diffusif : Méthode et applications en Géophysique. 165 p., 45 fig., 8 tabl., + annexes, (1995). 100 F.
- N° 71 - T. NALPAS - Inversion des grabens du Sud de la Mer du Nord. Données de sub-surface et modélisation analogique. 245 p., 110 fig., dont 10 pl. coul., (1994). 120 F.
- N° 72 - M. URREIZTIETA - Tectonique néogène et bassins transpressifs en bordure méridionale de l'Altiplano-Puna (27°S), Nord-Ouest argentin. 311 p., 111 fig., 5 tabl., 6 pl. couleur, dont annexe. (1995). 200 F.
- N° 73 - A.N. KOUAMELAN - Géochronologie et Géochimie des Formations Archéennes et Protérozoïques de la Dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la Transition Archéen-Protérozoïque. 290 p., 99 fig., 23 tabl., 2 pl. couleur, dont annexe (1996). 120 F.
- N° 74 - Y. GARCIA - Variation de l'intensité du champ magnétique en France durant les deux derniers millénaires. 331 p., 122 fig., 35 tab., dont annexe. (1996). 150 F.
- N° 75 - M. A. SANTOS PINTO - Le recyclage de la croûte continentale archéenne : Exemple du bloc du Gavião- Bahia, Brésil. 193 p., 102 fig., 51 tab. (1996). 100 F.
- N° 76 - D. CHARDON - Les déformations continentales archéennes : Exemples naturels et modélisation thermomécanique. 300 p., 127 fig., 6 tabl., 4 pl. photo; dont annexes. (1997). 130 F.
- N° 77 - C. ROBIN - Mesure stratigraphique de la déformation : Application à l'évolution jurassique du Bassin de Paris. 293 p., 129 fig., 9 pl. couleur, dont annexes. (1997). 180 F.
- N° 78 - D. GRANJEON - Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. 197 p., 56 fig., 22 tabl., 8 pl. couleur. (1997). 100 F.

**Hors Série - P. DAVY, F. GUILLOCHEAU, B. HAMELIN (Coordinateurs) - Géomorphologie : Processus et modélisation. Ecole thématique du CNRS, 146 p., 69 fig., 2 tab., Lumigny, Juillet (1996) . 50 F**

**N° 79 - A. JAFFREZIC - Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. 296 p., 143 fig., 46 tabl., 1 pl. coul., dont annexes (1997). 130 F.**

**N° 80 - O. BOUR - Transferts de fluides dans les milieux fracturés : Effets d'échelle. 272 p., 100 fig., 1 tabl., (1997). 100 F.**

**n° 81 - E. BONNET - La localisation de la déformation dans les milieux fragile-ductile : Approche expérimentale et application à la lithosphère continentale. 183 p., 85 fig., 4 tabl., (1997). 85 F.**

**N° 82 - S. GESSA - Le genre *Nowakia* (Dacryoconarides) dans le Praguien de la République Tchèque : Biométrie, systématique, phylogénie, paléoenvironnements. 256 p., 132 fig., 8 pl., + annexes. (1997). 125 F.**

**n° 83 - T. MAUDUIT - Déformation gravitaire synsédimentaire sur une marge passive. Modélisation analogique et applications du Golfe de Guinée, 260 p., 96 fig., dont 12 pl. coul., (1998) 100 F.**



## MEMOIRES DE GEOSCIENCES

à retourner à :

Arlette FALAISE  
Géosciences - Rennes I  
Université de Rennes  
35042 - RENNES Cédex (France)  
Tél 02.99.28.60.80 Fax : 02.99.28.60.80

accompagné :

soit de votre BON DE COMMANDE  
ou bien de votre règlement (chèque libellé à l'ordre de) :  
Madame l'Agent Comptable du CNRS

### BON DE COMMANDE

NOM : .....

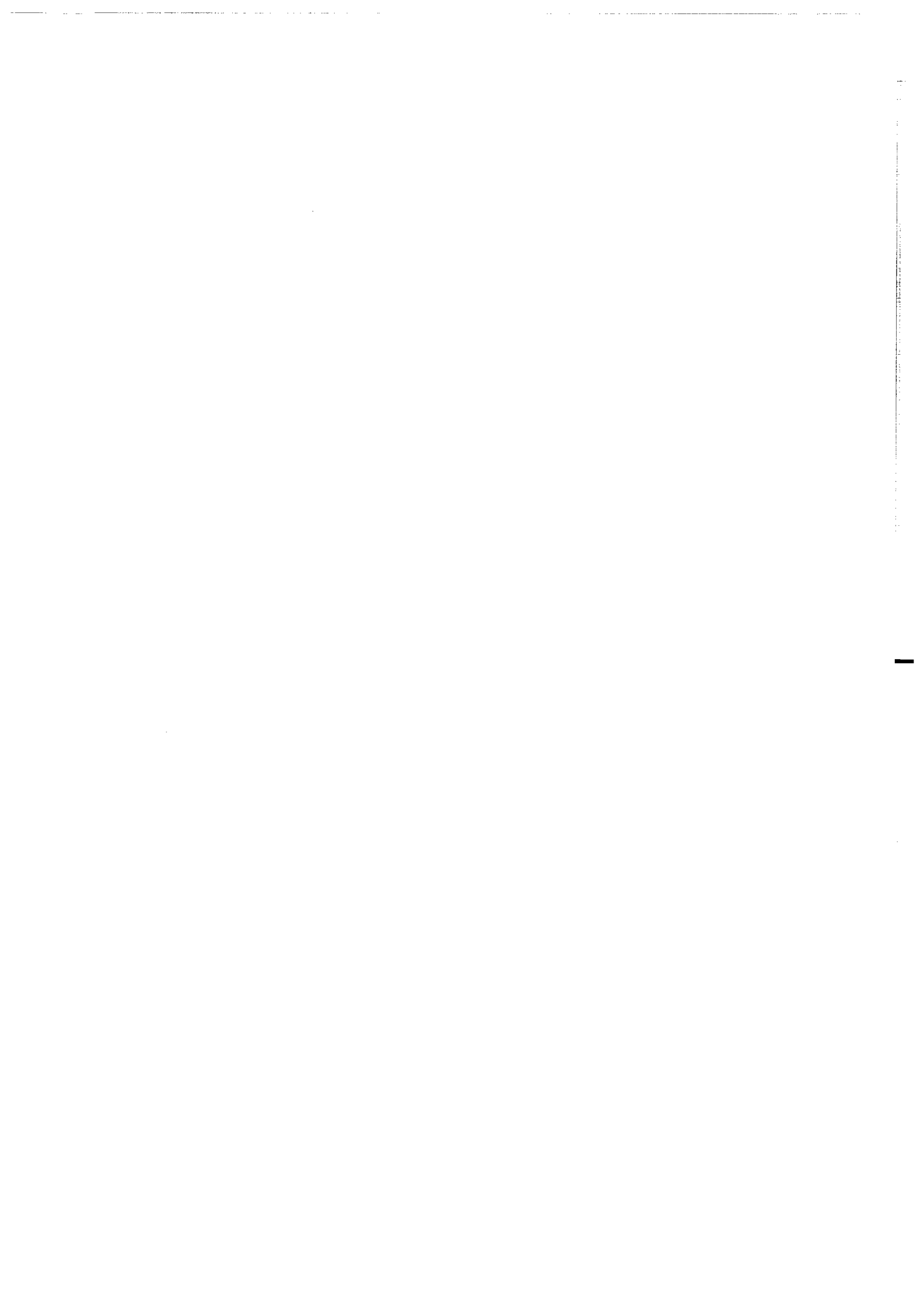
ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb	P.U.	TOTAL

Frais d'envoi : 20,00 F pour le 1er volume par volume supplémentaire : 5,00 F	TOTAL
TOTAL DE LA COMMANDE	



**Imprimé à l'Université de Rennes I**

**Dépot Légal**

**1er trimestre 1998**



## Résumé

La marge passive ouest africaine, postérieure à l'ouverture de l'Atlantique sud, offre un exemple très spectaculaire de glissement gravitaire synsédimentaire post-aptien à actuel sur une épaisse couche d'évaporites. Les données issues de l'exploration pétrolière intensive menée depuis plus de 20 années servent ici de base pour une analyse cinématique et mécanique des structures caractéristiques résultant des interactions entre déformation et sédimentation et entre déformation fragile de la couverture sédimentaire et déformation ductile du sel aptien : horsts et grabens, blocs basculés, rollovers, anticlinaux de croissance, failles inverses, plis diapirs comprimés...

Des expériences en laboratoire sur modèles analogiques fragiles-ductiles sont utilisés pour étudier les modalités de développement de la zonation de la déformation extensive en arrière du glissement et compressive au front. L'origine et l'évolution des structures de croissance en "rollover" sont étudiées en termes d'instabilités mécaniques : naissance, croissance et déclin. Cette particularité plus méthodologique du travail aboutit (1) à une nouvelle définition de failles dites "listriques" et de leurs significations, (2) à une identification des modes de déformation des anticlinaux en "carapace de tortue" et (3) à une modélisation des modalités de la déformation dans le décollement ductile basal avec, en particulier, une identification pour la première fois de la signification des rouleaux de sel ("salt rollers") à la base des failles.

L'analyse combinée de l'imagerie sismique des structures et de leur simulation en laboratoire aboutit à des règles d'interprétation cinématique et ou mécaniques pour l'étude des systèmes d'extension-compression résultant des glissements gravitaires superficiels et leurs application potentielle en exploration pétrolière.

### Mots-clés :

Déformation gravitaire, marge passive, modélisation analogique, golfe de Guinée.