Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels.

Jacques-Jean Tondji-Biyo

▶ **To cite this version:**

Jacques-Jean Tondji-Biyo. Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels.. Tectonique. Université Rennes 1, 1993. Français. NNT : . tel-00675876

HAL Id: tel-00675876

https://theses.hal.science/tel-00675876

Submitted on 2 Mar 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.

J.J TONDJI BIYO

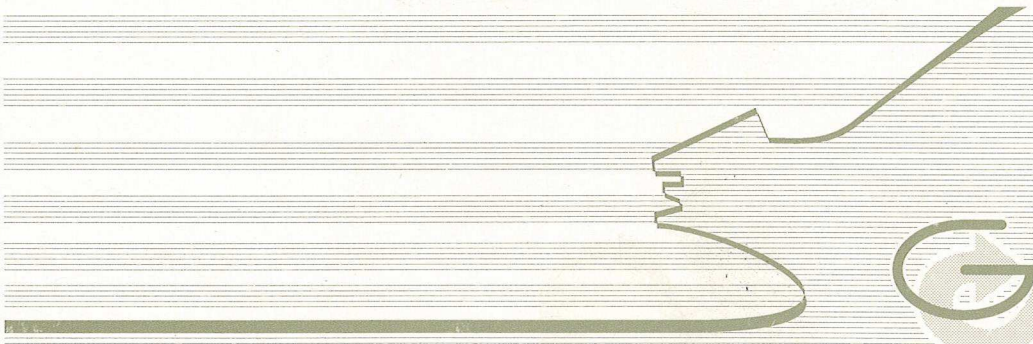
ISSN 1240-1498
ISBN 2-905532-58-0

• chevauchements et bassins compressifs

• influence de l'érosion et de la sédimentation

MODELISATION ANALOGIQUE ET EXEMPLES NATURELS

MEMOIRES

1995

Géosciences Rennes

n° 59

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 59

Jacques-Jean TONDJI BIYO

CHEVAUCHEMENTS ET BASSINS COMPRESSIFS INFLUENCE DE L'EROSION ET DE LA SEDIMENTATION MODELISATION ANALOGIQUE ET EXEMPLES NATURELS

Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 17 Décembre 1993

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

1995

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-58-0

1995

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

Jacques-Jean TONDJI BIYO

Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels.

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 59, 426 p.

Je tiens à remercier au terme de cette étude, l'I. F. P. et BP Exploration qui ont financé une partie de ce travail.
A ceux qui n'ont jamais ménagé leurs efforts pour me venir en aide, je dis tout simplement "meyega" (Merci en Bassa),
oui, merci à ma chère TERESINA, Diapirologue: entendez Teresa Roman Berdiel,
à Mr Dauteuil; merci Olivier,
à Jo j'ai nommé Joseph Martinod,
à Dom JJ! ah oui, c'est Mr Chardon,
sans oublier "mon chef" en la personne de Peter Robert Cobbold.

Et les autres alors? Vous êtes tellement nombreux qu'à vouloir vous citer tous, je serais obligé d'écrire une autre thèse. Toutefois, merci
Tata Dedel.
I. Jacquin
Adèle
Marie-Thérèse
à tous les membres de ce qui fut le "Q. G." (n'est ce pas Isa.V.).

JJK, je ne peux m'empêcher de te dire "sekkce que bien"
Maman, je n'ai pas toujours été à tes côtés pour t'aider, alors, que ceux qui l'on fait trouvent ici la reconnaissance qu'ils méritent: Professeur E.T, Maman-Pauline...
Merci à ma famille lyonnaise; tiens Henriette, continueras - tu à me faire ces charmants beignets qui m'ont toujours accompagnés dans mon boulot?

SOMMAIRE

INTRODUCTION

Ière. partie. Aspects généraux sur quelques systèmes compressifs naturels et sur la modélisation analogique. 13

Chapitre I. Chevauchements et bassins compressifs dans un environnement continental: aperçu général du problème 15

Chapitre II. Rhéologie de la lithosphère continentale, méthodes de la tectonique expérimentale et dimensionnement 33

A-LES MODELES ANALOGIQUES

IIè. partie. Chevauchements et sédimentation dans un système fragile. 67

Chapitre III. Chevauchements et sédimentation dans un système fragile à raccourcissement uniforme au dessus d'un socle rigide 69

Chapitre IV. Chevauchements et sédimentation sur un socle à rampe basale 129

Chapitre V. Mécanisme de l'évolution synsédimentaire des chevauchements 161

IIIè. partie. Chevauchements et sédimentation à l'échelle lithosphérique: origine des bassins compressifs. 181

Chapitre VI. Raccourcissement et chevauchements dans les modèles lithosphériques 183

Chapitre VII. Raccourcissement lithosphérique et disposition des structures tectoniques autour et à l'intérieur des bassins compressifs 223

Chapitre VIII. Les bassins compressifs: différents types et évolution 259

B-LES EXEMPLES NATURELS

IVè. partie. Structures chevauchantes et bassins compressifs dans la nature. 285

Chapitre IX. Principales caractéristiques des structures cénozoïques des bassins de la Jungarie, du Tarim et des parties orientales du Tien-Shan et du massif Mongol Altai: cartes structurales 287

Chapitre X. Confrontation des principales structures obtenues expérimentalement aux données naturelles empruntées à la littérature 319

CONCLUSIONS

INTRODUCTION

La déformation en régime de raccourcissement, dans les zones de convergence des plaques, se traduit en général par un serrage accommodé par des structures qui, au moins en subsurface, correspondent:
a)- à une alternance de reliefs et de dépressions apparaissant aux premiers stades de la déformation,
b)- à des chevauchements ou failles de contraction (Norris, 1958; Mc Clay, 1981; Butter, 1982),
c)- et même à des bassins sédimentaires (compressifs) qui correspondent à des structures flexurales intrachaînes, d'avant-chaînes...
Toutes ces structures (plis, chevauchements, anticlinaux de rampe, les bassins compressifs...) dans ce travail, vont être regroupées dans le terme de structures compressives.

Les premières études des structures compressives (principalement des structures chevauchantes) se sont attachées, dans un premier temps, à la description d'unités tectoniques (écailles). Ensuite, des études plus élaborées ont abordé des mécanismes de propagation et d'imbrication des chevauchements (Butler, 1982; Jones, 1984; Morley, 1988; Geiser, 1988; Platt, 1988 ...) mais surtout, la quantification de la déformation et du déplacement liée au fonctionnement de ces structures (Durney, 1971; Elliot, 1976; Merle, 1989; Suppe & Dalhen, 1983; Coward & Kim, 1981; Wilkerson & al., 1991 ...). Ces différentes études des chevauchements se sont ainsi particulièrement intéressées aux mécanismes de structuration des chaînes orogéniques, faisant abstraction de l'évolution synsédimentaire de ces structures, d'autant plus que les bassins compressifs sont restés très longtemps méconnus.

En effet, si parmi tous les bassins sédimentaires (qui constituent des entrepôts primaires de l'information géologique, enregistrent l'évolution tectonique, l'histoire stratigraphique et peuvent même renseigner sur les modalités de déformation de la lithosphère), les bassins en distension, et complexes (qui associent par exemple décrochements et autres cisaillements) ont toujours été très largement étudiés, il n'en a pas été de même pour les bassins compressifs.

Les bassins compressifs, en particulier intramontagneux, ont été très souvent attribués aux effondrements gravitaires liés aux rééquilibrages de la croûte consécutifs à son épaississement. C'est le cas, par exemple, des bassins intramontagneux de l'Altiplano qui, pendant très longtemps, ont été considérés comme résultant des différentes phases de distension (Audebeaud, 1976; Lavenu & Marocco, 1984).
Toutefois, des études plus récentes (Noblet, 1987; Martinez & Séguret, 1990) montrent bien que de nombreux apports dans ces bassins se font pendant les périodes de raccourcissement. Ces bassins correspondent bien à des structures flexurales liées au raccourcissement (bassins compressifs).

Qui dit bassin sédimentaire, dit nécessairement sédimentation ou mieux, érosion et sédimentation.
Ainsi, dans le cadre de ce mémoire, nous nous sommes intéressés aux différentes relations qui peuvent exister entre, d'une part, l'érosion et la sédimentation, et d'autre part, les différentes structures compressives.
Nous essayerons aussi de comprendre pourquoi, à l'exception peut être des bassins compressifs de type avant-pays, d'autres types de bassins compressifs (liés au plissement de la lithosphère, ceux que nous qualifions de triangulaires...) sont restés pendant si longtemps inconnus.

Pour ce faire, nous avons construit, sous certaines conditions expérimentales, des modèles analogiques. Cette tectonique expérimentale nous a permis, non seulement une approche globale de la mécanique des structures d'échelles supracrustale et lithosphérique en compression mais surtout, une approche synsédimentaire de l'évolution de ces structures compressives.

Ainsi, dans la première partie de ce travail, nous présentons quelques structures compressives naturelles ainsi que les principales caractéristiques de la modélisation analogique.

Dans la deuxième partie, en utilisant la modélisation expérimentale, des structures compressives à l'échelle supracrustale vont nous permettre de comprendre:
les problèmes cinématiques de certains champs de failles compressifs,
leurs relations avec la sédimentation,
et de proposer un mécanisme d'évolution synsédimentaire des chevauchements.

Dans la troisième partie, les structures ci-dessus sont mises en place dans une assise lithosphérique continentale. Ce qui nous permet de cerner l'origine des bassins compressifs, leur structuration et leur évolution. Nous pouvons alors

comprendre pourquoi ces structures compressives sont si peu décrites dans la littérature.

Et en quatrième partie, ce travail est comparé aux principales structures néotectoniques autour des bassins du Tarim et de la Djoungarie (NW chinois), ainsi qu'à des données géologiques et géophysiques empruntées à la littérature.

Iere. partie. Aspects généraux sur quelques systèmes compressifs naturels et sur la modelisation analogique

CHAPITRE I

Chevauchements et bassins compressifs dans un environnement continental: aperçu général du problème

I-1 Introduction

I-2 Rôle et importance des structures compressives

I-3 Principales caractéristiques des structures compressives

I-3-1 Les chevauchements et leur évolution

I-3-2 Les bassins compressifs

I-3-2-1 Quelques types de bassins compressifs

a)- Flambage lithosphérique et bassins compressifs

b)- Chevauchements et bassins compressifs

1°)- Les bassins d'avant-pays

2°)- Les bassins triangulaires

I-3-2-2 Subsidence dans les bassins compressifs

CHAPITRE I

Chevauchements et bassins compressifs dans un environnement continental: aperçu général du problème

I-1 Introduction

La lithosphère continentale, dans de nombreuses régions de la terre (Asie centrale, Amérique latine (Andes), Europe (Pyrénées, Alpes...)...), subit un raccourcissement plus ou moins important. Ce raccourcissement est accommodé par l'épaississement de la lithosphère qui est permis par la création et le fonctionnement des structures compressives (plis, chevauchements, bassins compressifs...). La cinématique essentielle dans de telles régions correspond alors à des mouvements horizontaux (de raccourcissement), mais aussi verticaux en réponse à ce raccourcissement.

Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes intéressés particulièrement à des structures compressives relativement peu déformées, issues généralement des orogenèses d'âge cénozoïque. C'est le cas:
- en Asie centrale, dans les Alpes ... où elles sont une conséquence des collisions continentales;
- dans les Andes, où elles sont la conséquence d'une subduction de la plaque Nazca sous le continent sud américain...

Ces structures peuvent aussi être issues de tectoniques plus ou moins anciennes, où elles sont souvent beaucoup plus déformées; c'est le cas en Australie centrale, dans les Cordillères nord américaines et autres chaînes environnantes...

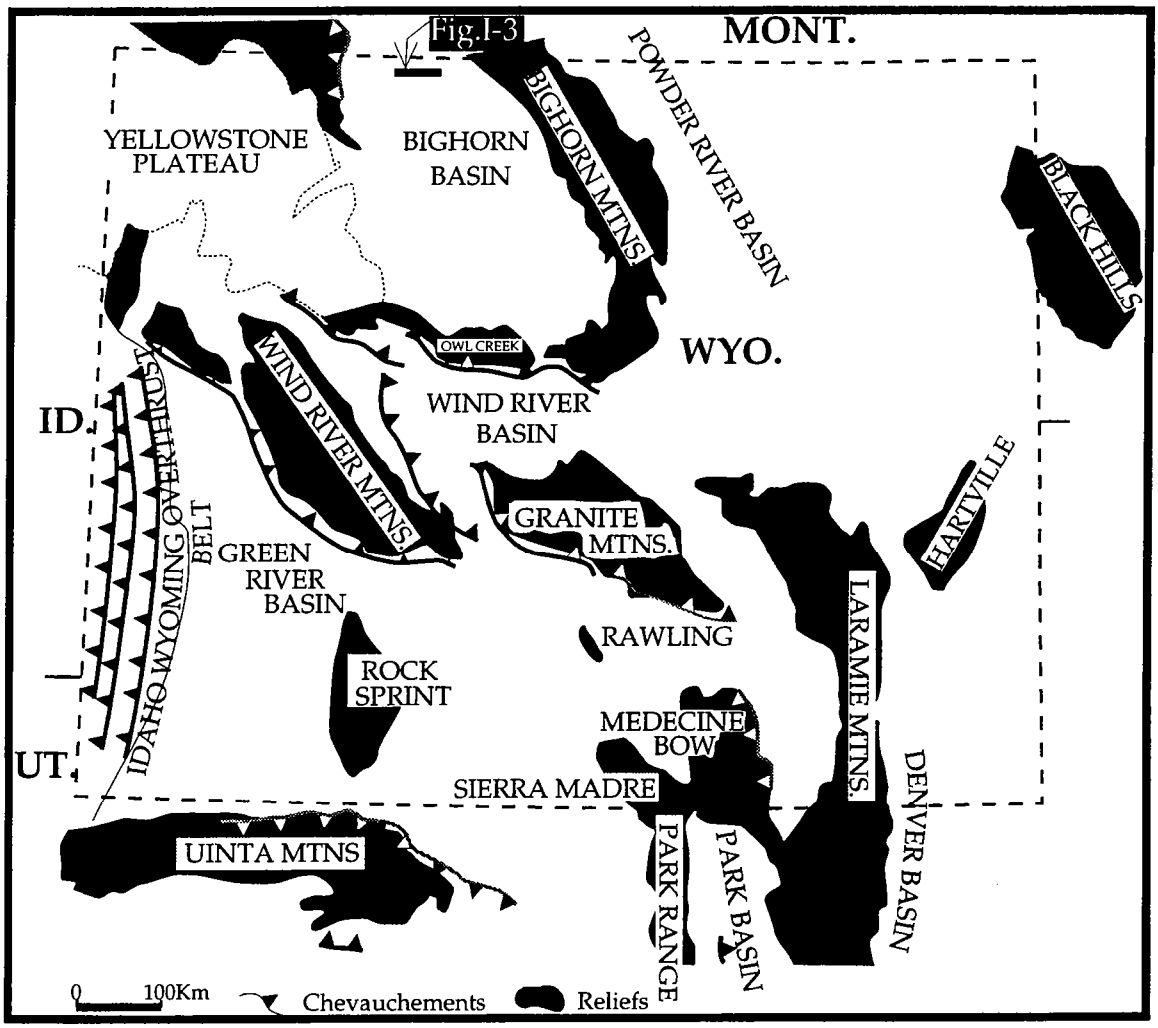


Fig. I-1 Principaux éléments tectoniques dans le Wyoming

(Carte modifiée d'après Allmendinger & Al.,1983; D'Onfro et Al.,1983; Brewer & Al.,1981)

De nombreux reliefs sont bordés par des chevauchements qui, avec l'érosion, assurent l'affleurement des formations précambriennes et paléozoïques (en noir). Cette tectonique est d'âge crétacé.

Toutes ces différentes structures compressives se localisent le plus souvent en bordure de plaques, mais peuvent aussi se rencontrer au coeur de nombreuses lithosphères continentales.

Dans les différentes zones orogéniques, les bassins, mais surtout les chevauchements, correspondent très souvent aux structures compressives les plus en vue dans l'accommodation du raccourcissement.

I-2 Rôle et importance des structures compressives

Les chevauchements permettent d'accommoder l'essentiel du raccourcissement et jouent un rôle très important durant toute l'histoire des orogenèses. Ils vont assurer l'élévation de blocs qui, associée à l'érosion, exhume des formations anciennes (Fig. I-1). Les chevauchements peuvent aussi entraîner une superposition de segments de croûte comme cela apparaît très souvent dans de nombreuses maquettes expérimentales (Fig. I-2). De telles superpositions sont généralement décrites pour l'Himalaya, par exemple (Le fort, 1975; Gansser, 1981; Klootwijt et al., 1985; Mattauer, 1986), et bien d'autres orogènes.

Autour de ces reliefs exhumés par chevauchement (ou de ce qui en reste après érosion), les compartiments autochtones sont souvent le siège de la sédimentation; ce qui créé les bassins compressifs et entretient leur subsidence. Les bassins compressifs vont ainsi enregistrer l'histoire stratigraphique et tectonique de la déformation subie par la lithosphère. Cette histoire contrôle la géométrie de ces bassins qui sont de véritables magasins de l'information géologique. De part leur géométrie et leur association avec les chevauchements limitrophes, les bassins compressifs sont comparables à des bassins générés en contexte extensif (Cobbold et al., 1993).

Les structures compressives (chevauchements, anticlinaux et bassins), outre leur rôle dans l'accommodation du raccourcissement et la structuration des domaines orogéniques, sont très souvent des lieux de piégeage d'importantes concentrations d'hydrocarbures (Mitra, 1990; Allen et Allen, 1990...). Ceci explique l'intérêt qui est porté aux mécanismes de mise en place, d'agencement et d'évolution de ces structures compressives.

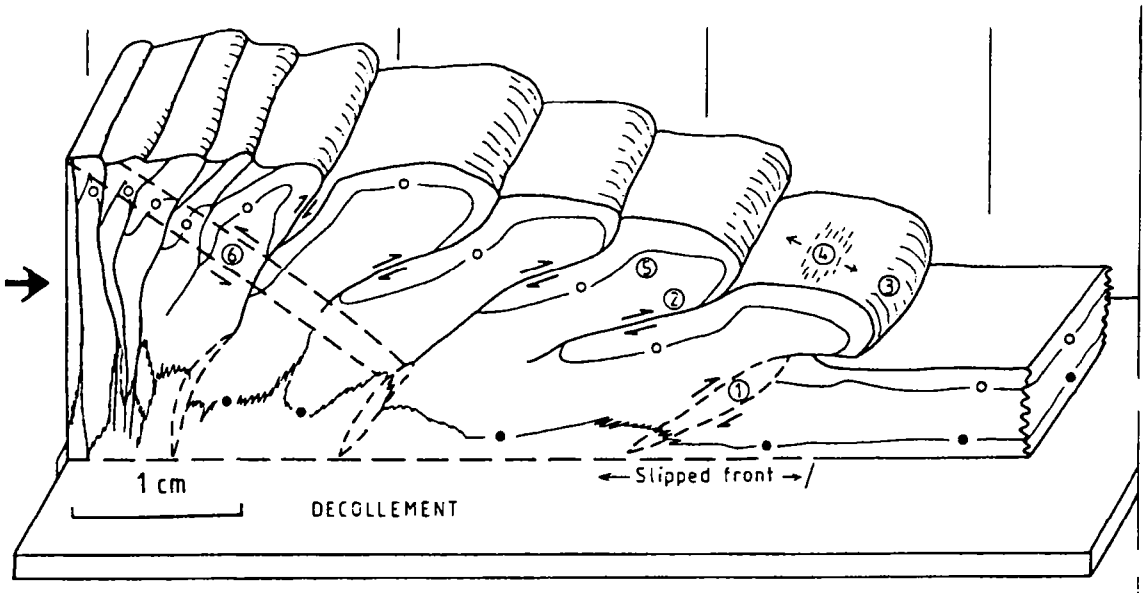


Fig. I-2 Superposition des structures chevauchantes dans un modèle analogique.
(d'après Mulugeta, 1987)

Les différentes unitées chevauchantes se superposent au cours de la déformation générant des reliefs. Ces derniers comme nous le verrons dans la troisième partie, déclenchent la flexure qui peut initialiser les bassins compressifs.

Regardons maintenant les principales caractéristiques des structures compressives.

I-3 Principales caractéristiques des structures compressives

Nous considérons particulièrement ici, les chevauchements et les bassins compressifs.

I-3-1 Les chevauchements et leur évolution

Les chevauchements sont des failles qui, généralement, recoupent les formations et induisent des déplacements relatifs des blocs à l'intérieur de la croûte. Leur géométrie et leur évolution sont influencées par la quantité de matériau déplacée, par la nature des formations recoupées mais également par des structures préexistantes (Cooper et Trayner, 1986). Ainsi, les chevauchements vont traverser les formations en une succession de failles obliques ou subhorizontales à travers la formation recoupée. Cette évolution en rampes et plats (Rich, 1934) est donc une réponse à la nature rhéologique mais surtout à l'anisotropie stratigraphique présente dans les formations traversées.

La propagation des chevauchements dans de nombreux environnements compressifs est souvent associée à des plis (Fig. I-3). Ces chevauchements vont contrôler la géométrie de ces plis qui peuvent se développer avec ou sans kink band (Fig. I-4a).
Des plis avec kink band, d'après de nombreuses études antérieures (Suppe, 1983; Suppe & Medwedeff, 1984; Jamison, 1987; Suppe & Medwedeff, 1990)...), se développent dans des conditions mécaniques favorables à des glissements strate sur strate et, à la conservation de la longueur de ces strates. Toutefois, nous verrons dans les modèles analogiques (Chapitre IV) que cela n'est pas indispensable.
En général, les plis sont entraînés ou générés au cours de la propagation des chevauchements (Fig. I-4b). Il existe ainsi, entre plis et chevauchements, de nombreuses interactions.

Les relations tectonique-sédimentation, bien qu'ayant été peu étudiées, sont loin d'être absentes. Dickinson (1974) montre que la tectonique va préparer les

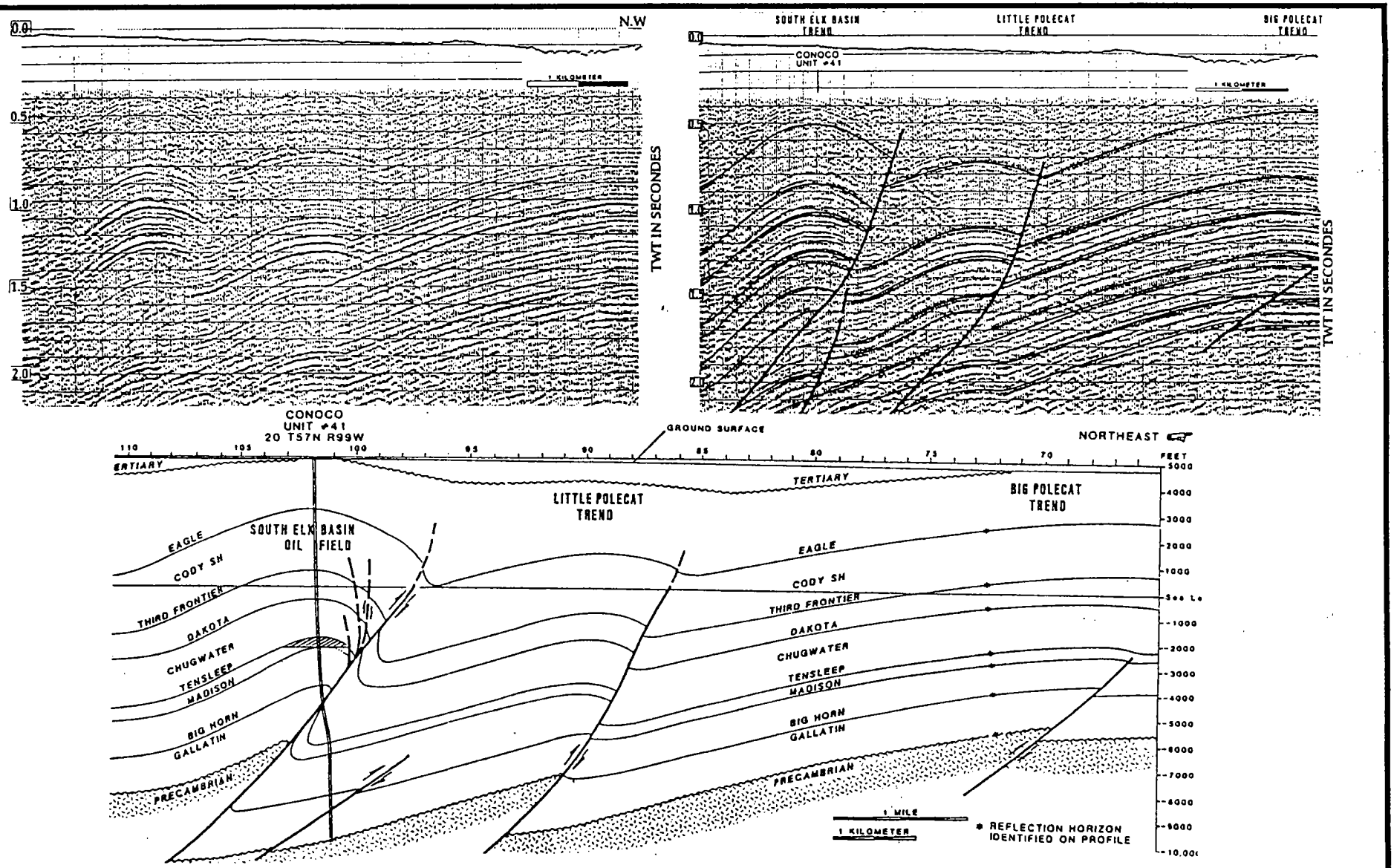


Fig. I-3 Compression et chevauchements dans le bassin de Elk Bighorn au Nord de l'état du Wyoming (d'après Stone 1983)
On note dans le bassin des structures anticlinales associées au developpement des chevauchements La figure correspond à : une ligne sismique temps double, à ses interprétations (temps double et profondeur)
(pour localisation, voir Fig. I-1)

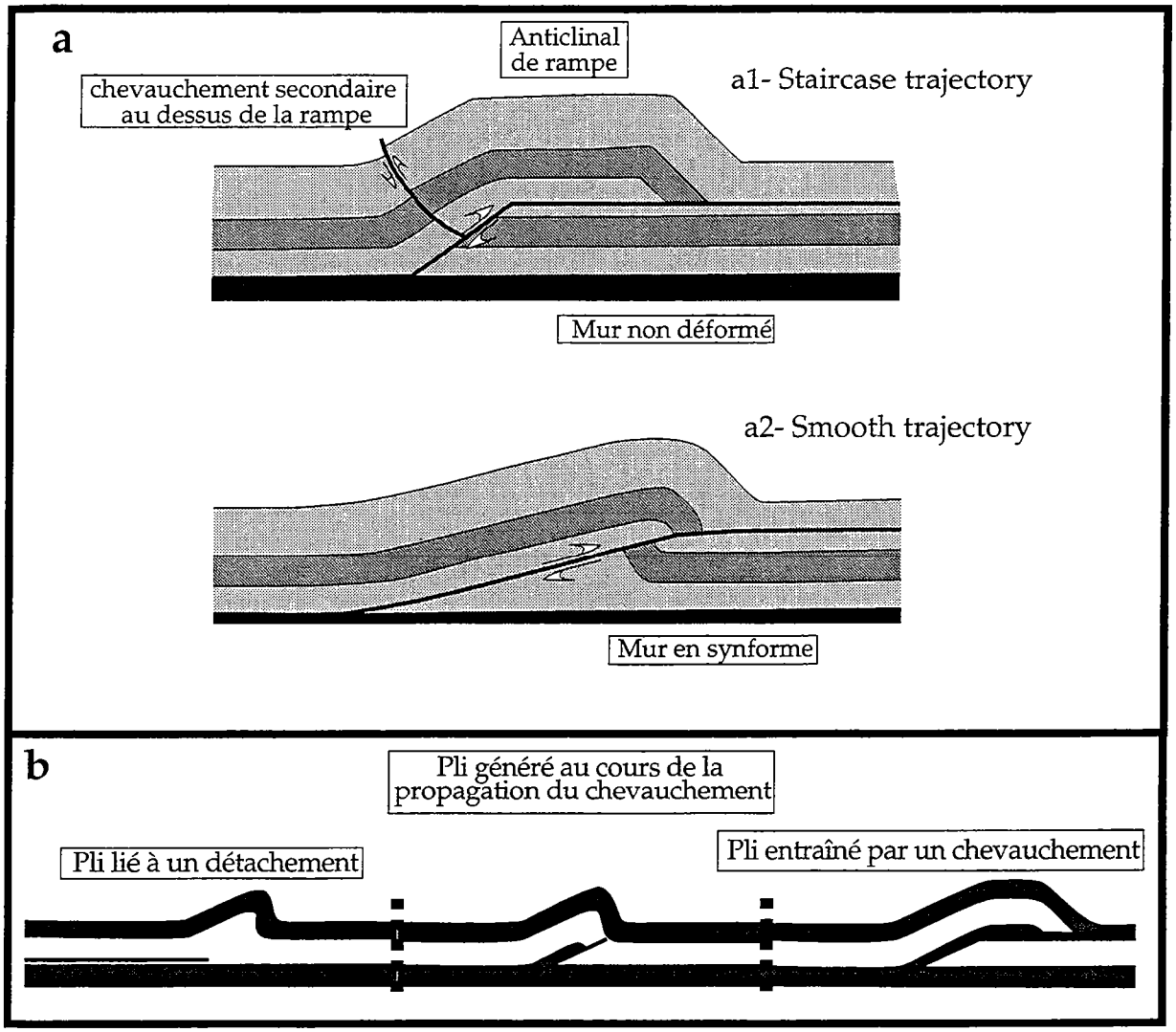


Fig. I-4 Principales caractéristiques des chevauchements et plis associés

4b Interactions entre chevauchements et plis

4a Géométrie de plis associés aux chevauchements

lieux destinés à recevoir les sédiments. Comme nous le verrons dans ce mémoire, les espaces ainsi préparés, et particulièrement les chevauchements les limitant, vont subir l'influence de la sédimentation au cours de leur évolution.

I-3-2 Les bassins compressifs

Dans un contexte de raccourcissement et d'épaississement, les chevauchements qui se mettent en place facilitent l'initialisation de la flexure dans les compartiments chevauchés. Le fonctionnement de ces chevauchements est généralement associé à l'érosion qui dénudent les reliefs (production des sédiments) et facilite l'exhumation des formations anciennes. Ainsi, on obtient sur les compartiments chevauchés, des bassins compressifs qui, dans des zones orogéniques, sont situés à l'avant des chaînes ou au sein même de ces dernières. De nombreux bassins se trouvent ainsi limités par des accidents correspondant à des structures frontales de chaînes (Vann & Graham, 1986). Ces accidents sont généralement ancrés dans la croûte. Des structures à l'échelle de la lithosphère (chevauchements et plis) peuvent aussi être à l'origine de ces bassins compressifs.

I-3-2-1 Quelques types de bassins compressifs

La nomenclature que nous adoptons ici nous permet de distinguer deux grands groupes de bassins compressifs:
des bassins liés aux structures lithosphériques,
des bassins liés à des structures qui, au moins lors de leur mise en place, sont d'échelle crustale.

a)- Flambage lithosphérique et bassins compressifs

Des grands plis d'échelle lithosphérique (flambage lithosphérique) semblent être capables de générer des bassins compressifs. Des chevauchements d'échelle lithosphérique prennent ainsi place aux points d'inflexion du flambage. L'existence du flambage lithosphérique reste encore controversée. Toutefois, de nombreux travaux récents concernant des exemples naturels (Stephenson et al., 1991), des études expérimentales antérieures (Davy, 1986; Davy & Cobbold, 1991; Martinod, 1991) et les résultats que nous présentons aux chapitres VI et VII, montrent que le flambage lithosphérique n'est pas à proscrire.

De vastes régions de la Terre où l'on a une intense déformation intraplaque pourraient ainsi, en régime compressif, correspondre à du flambage

lithosphérique (Grimison et al., 1986; Zuber, 1987). En milieu océanique, ce flambage peut se limiter uniquement à de grandes ondulations périodiques comme dans l'Océan Indien (Martinod, 1991).

Quant au domaine continental, il enregistre une importante déformation comme en Asie centrale. Cette déformation présente généralement un caractère diffus. Elle peut alors être observée sur de grands espaces, avec un caractère périodique difficilement discernable dans le champ de déformation régionale. Toutefois, des longueurs d'onde caractéristiques d'environ 170km sont rencontrées dans le Nord-West chinois (Martinod,1991). Mais, basées sur de grands accidents dont certains correspondraient plus à des structures réactivées qu'à des chevauchements mis en place aux points d'inflexion du flambage, cette périodicité reste discutable. Des évidences de périodicité, comme la succession des chaînes et des bassins, sont généralement observées et en particulier dans des régions relativement peu déformées.
Ainsi, les exemples naturels de flambage lithosphérique les plus documentés sont présentés au Chapitre X.

b)- Chevauchements et bassins compressifs

La plupart des bassins compressifs généralement décrits semblent correspondre à une conséquence de la création et du fonctionnement des chevauchements. Mais, nous verrons dans nos modèles analogiques qu'un flambage crustal et précoce va contrôler au moins la position des chevauchements majeurs (voir chapitre VI), et par conséquent le positionnement de ces bassins.
En fonction de la structuration en bordure, on peut distinguer:
des bassins compressifs structurés principalement sur une seule bordure,
et des bassins compressifs structurés de part et d'autre de l'espace de sédimentation par des chevauchements opposés.

1°)- Les bassins d'avant-pays

Les bassins compressifs les plus étudiés restent les bassins d'avant-pays (Fig. I-5). Ce terme, introduit par Dickinson (1974), désigne une structure asymétrique limitée par un chevauchement (Allen et Homewood, 1986; Letouzey,

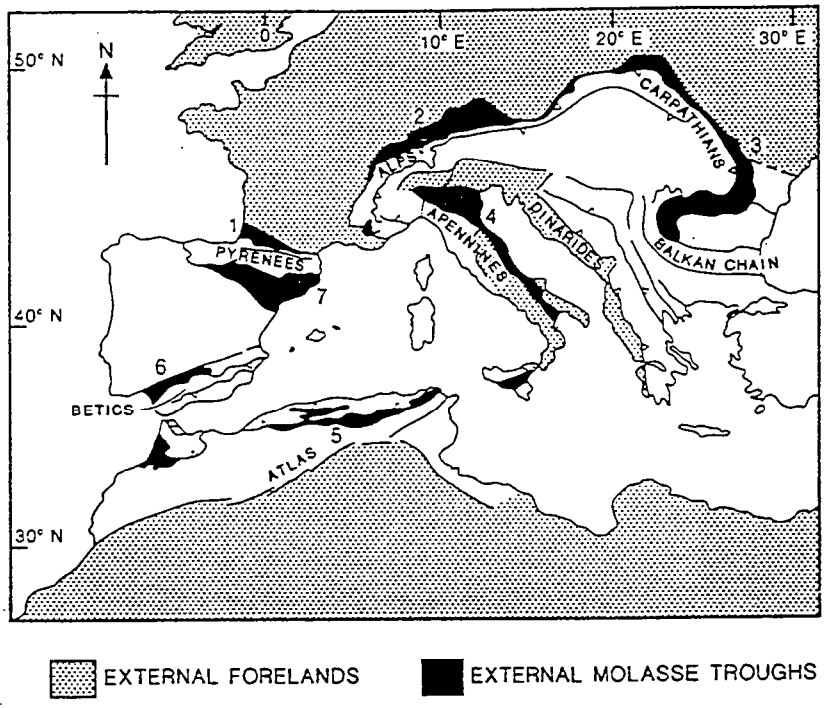


Fig. I-5 Distribution des principaux bassins d'avant pays et éléments tectoniques de la chaîne alpine.

(d'après Allen et al., 1986)

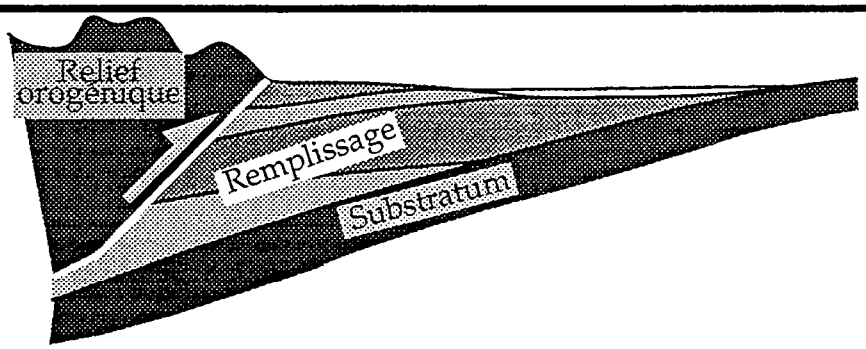


Fig. I-6 Structure d'un bassin d'avant pays

C'est une structure asymétrique, limitée à l'arrière par un chevauchement majeur. Le remplissage sédimentaire dans le bassin accentue la subsidence.

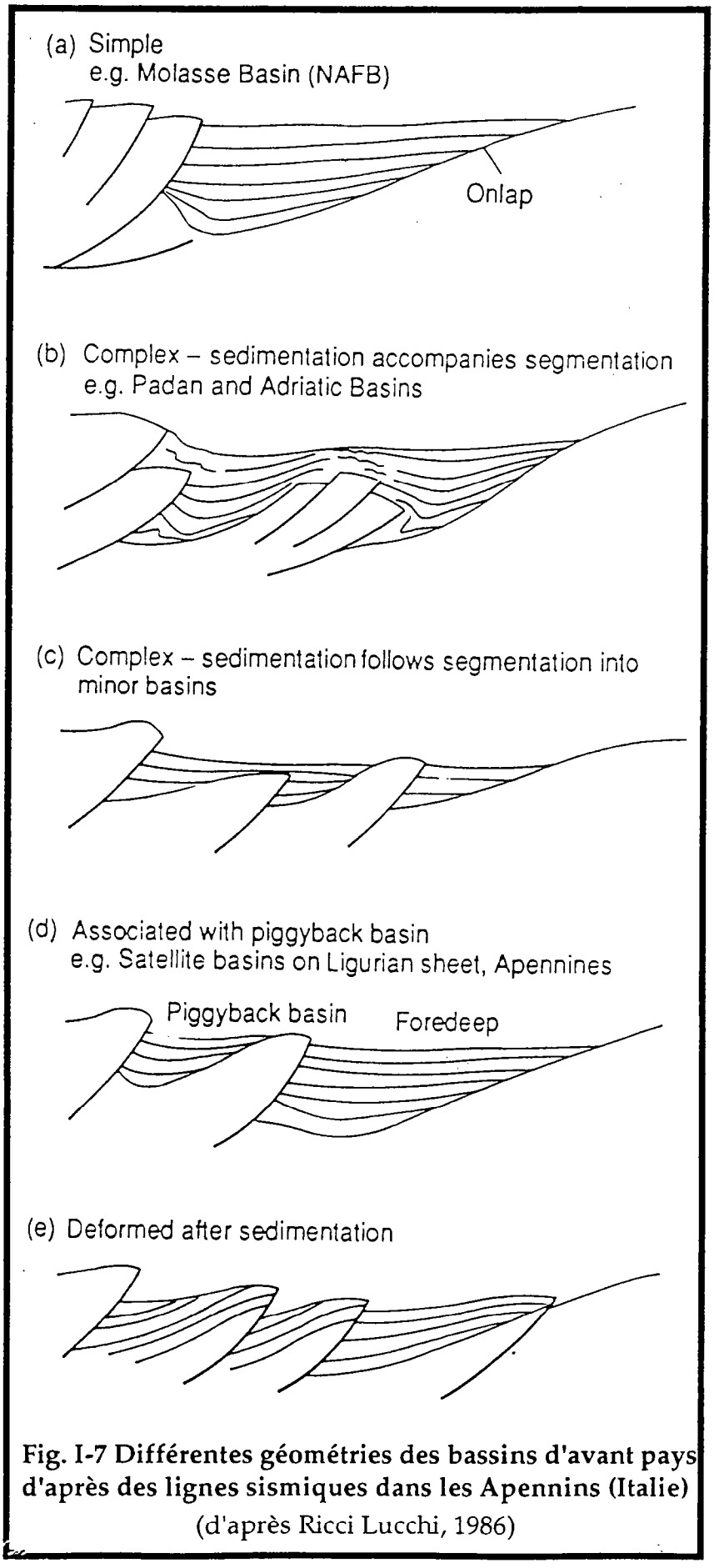


Fig. I-7 Différentes géométries des bassins d'avant pays d'après des lignes sismiques dans les Apennins (Italie)

(d'après Ricci Lucchi, 1986)

1990; Allen et Allen., 1990). C'est à l'avant de cette faille que va se faire la sédimentation (Fig. I-6).

En fait, la zone frontale (à l'arrière du bassin) peut être limitée par plusieurs chevauchements. Ils peuvent affecter le remplissage en bordure de bassin et même se propager dans ce dernier au cours de la sédimentation (Fig. I-7). Nous verrons au chapitre VII, qu'en l'absence de niveau de décollement, la propagation au sein du bassin, des plis, chevauchements... est limitée, voire même empêchée par la sédimentation.

2°)- Les bassins triangulaires

Nous n'avons pas rencontré dans la littérature (particulièrement en français), une terminologie pour désigner ces bassins compressifs, limités par deux chevauchements opposés et de vergences convergentes (Bally 1982).
Willis (1928) avait baptisé des structures géométriquement équivalentes de "ramp valley". Cette terminologie est reprise par Mann et Al. (1991), Cobbold et al. (1993). Vue la géométrie de ces structures compressives, nous retiendrons dans ce mémoire, la terminologie de "bassin triangulaire" pour ces bassins plus ou moins symétriques (Fig. I-8). Ils peuvent développer à leurs bordures, deux dépocentres.

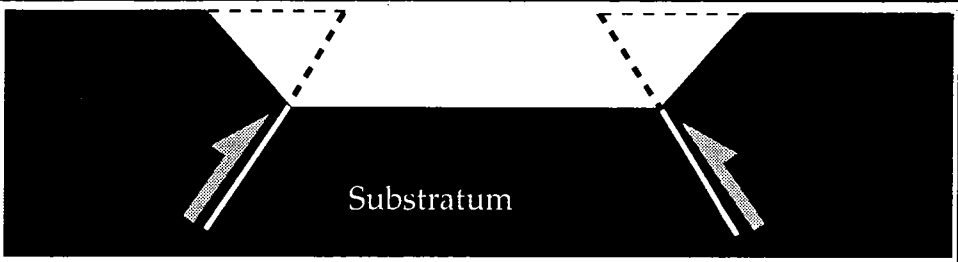


Fig. I-8 Structure d'un bassin triangulaire
Appelé "ramp valley" (Willis , 1928), nous verrons dans les différents modèles analogiques qu'il ne s'agit pas toujours d'une structure symétrique

La géométrie et l'évolution de ces bassins sont influencées par la dimension de ces derniers, c'est à dire par la distance entre les deux chevauchements limitrophes. Ce sont des structures le plus souvent intramontagneuses.

I-3-2-2 Subsidence dans les bassins compressifs

Les reliefs (topographie de la lithosphère) et le raccourcissement constituent les principaux facteurs initialisant la flexure de la lithosphère lorsqu'elle est soumise à serrage (Turcotte & Schubert, 1982; Allen & Allen, 1990). Cette flexure génère dans la dépression flexurale ainsi créée un bassin compressif qui est alors le siège d'apports sédimentaires. Ces apports vont contribuer à accroître la subsidence du bassin sédimentaire pendant une période plus ou moins longue.

Les relations entre charges induites par les chevauchements, flexure lithosphérique et la mise en place des bassins (en particulier d'avant-pays) sont alors quantifiées par de nombreux auteurs (Beaumont, 1981; Jordan, 1981...). Cette subsidence dépend alors de la rigidité flexurale de la lithosphère (Turcotte & Schubert, 1982), de la nature de répartition des charges et même des structures préexistantes (Allen et Allen, 1990). Ce dernier paramètre est non négligeable puisque l'on sait que dans plusieurs cas, la lithosphère, avant compression, passe souvent par un stade de marge passive, thermiquement perturbée. Ainsi, la subsidence dans les bassins compressifs connaît une évolution souvent très complexe.

Quelques exemples d'évolution de la subsidence (Fig. I-9) dans des bassins d'avant-pays sont illustrés par Einsele (1992). Cette évolution se déroule alors en deux principales phases:
- la phase pré-molassique, pendant laquelle la subsidence totale est comparable à celle d'une marge passive (faible à moyenne);
- puis la phase molassique, au cours de l'avancée des structures chevauchantes, caractérisée par une subsidence rapide et importante (phase d'évolution effective du bassin compressif).

D'une manière générale, contrairement aux autres types de bassins sédimentaires, la subsidence dans les bassins compressifs connaît une phase d'accélération maximale après une période d'enfoncement lent (Fig. I-10). Comme nous le verrons, cette subsidence n'a pas la même importance suivant les différents types de bassins compressifs.

La subsidence diminue alors à l'issue des mouvements convergents pour demeurer relativement stable. Toutefois, au nord des Alpes, la phase de subsidence maximale est immédiatement suivie par une phase de surrection

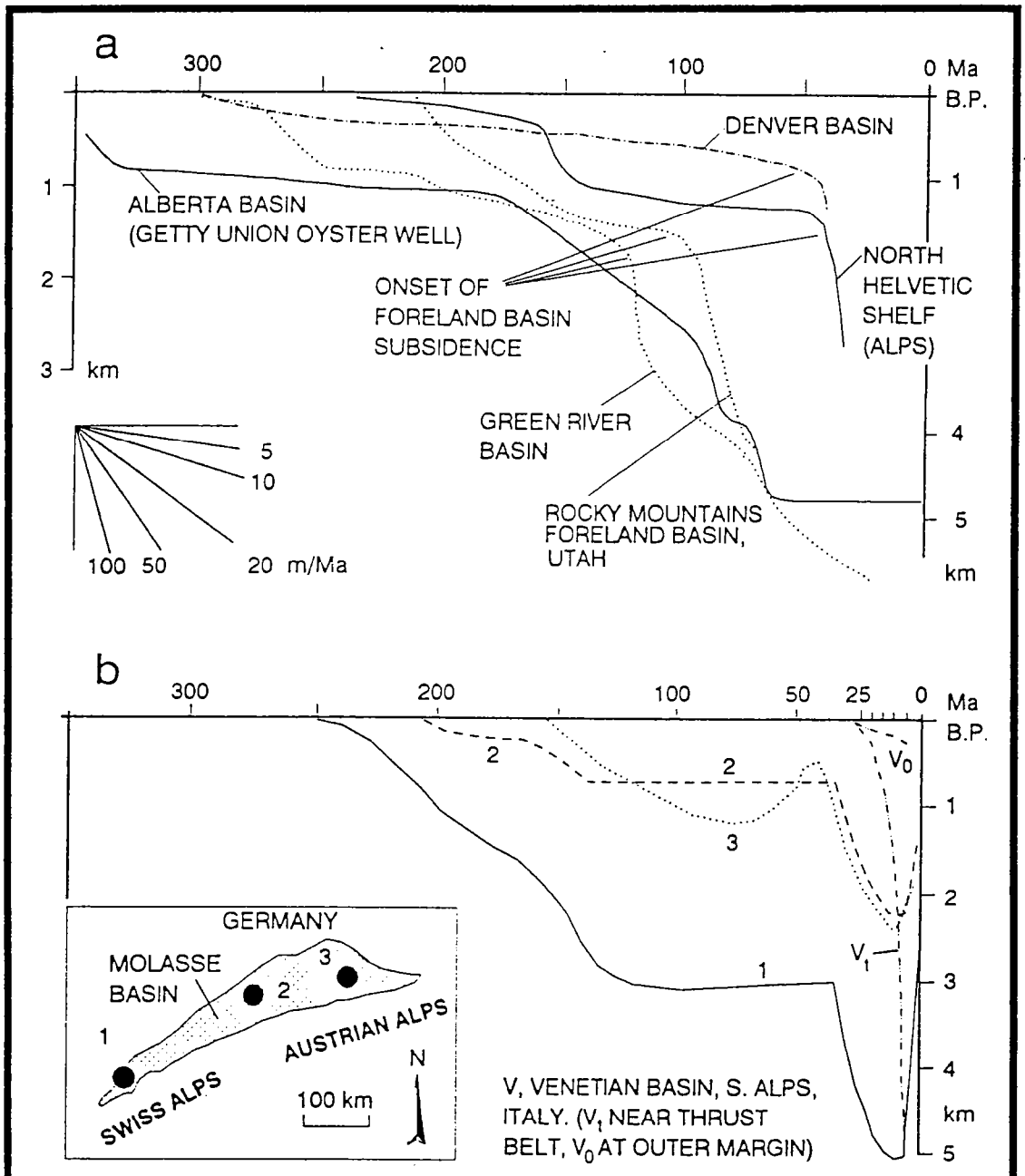


Fig. I-9 Courbes d'évolution de la subsidence dans quelques bassins de type avant pays (D'après Einsele, 1992)

a- Subsidence tectonique pour les bassins de Green River et de Denver. Pour les autres bassins, subsidence totale.

b- Courbes de subsidence totale dans la partie septentrionale du bassin molassique (Alpes)

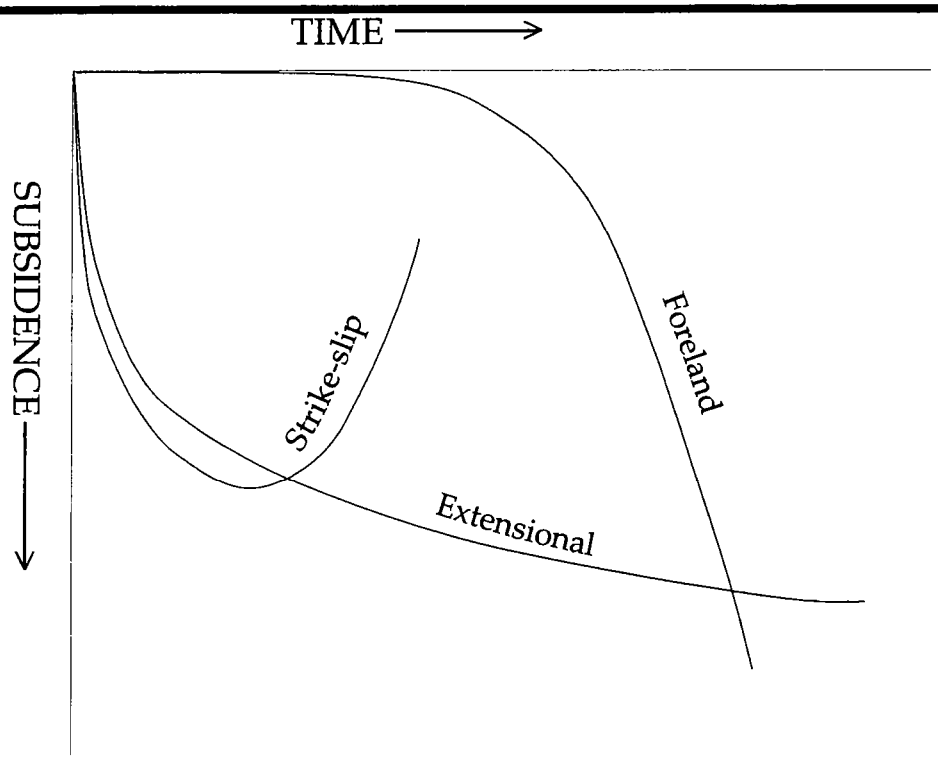


Fig. I-10 Courbes de subsidence schématiques pour les principaux types de bassins sédimentaires (Kneller, 1991)

Les bassins en extension et en décrochement sont caractérisés par des courbes concaves vers le haut, avec une première phase de subsidence (tectonique) importante immédiatement lors de la mise en place de ces bassins. Puis, une seconde phase progressive sous contrôle thermique.

En revanche, la courbe de subsidence des bassins compressifs (d'avant-pays en particulier) est convexe vers le haut, avec une phase maximale beaucoup plus tardive dans le temps.

(voir Fig. I-9B) qui correspondrait à un rebond crustal lié à un ajustement isostatique de l'épaississement crustal, mais aussi à l'érosion des reliefs frontaux adjacents (Einsele, 1992).

Nous allons analyser dans ce mémoire, les différentes structures compressives évoquées ci-dessus, en mettant l'accent sur les aspects synsédimentaires de leur évolution. Pour cela, nous avons simulé ces structures grâce aux techniques de la modélisation analogique dont nous présentons les principales caractéristiques dans le chapitre suivant.

CHAPITRE II

Rhéologie de la lithosphère continentale, méthodes de la tectonique expérimentale et dimensionnement

II-1 Introduction
II-2 Propriétés rhéologiques de la lithosphère et de ses analogues
II-2-1 Le comportement fragile
II-2-2 Comportement ductile
II-2-3 Principales transitions rhéologiques
II-2-3-1 Les transitions intracrustales
II-2-3-2 La transition au Moho
II-2-3-3 Transition à la base de la lithosphère
II-2-4 Profils rhéologiques de la lithosphère
II-2-4-1 Lithosphère océanique
II-2-4-2 Lithosphères continentales
II-3 La modélisation expérimentale: les objectifs
II-4 Dimensionnement des maquettes expérimentales
II-4-1 Principe de dimensionnement: notion de similitude
II-4-2 Les facteurs d'échelle
II-4-3 Similitude dynamique
II-4-4 Equations de rhéologie
II-4-4-1 Le matériau fragile de type Mohr-Coulomb
II-4-4-2 Le milieu ductile de type newtonien
II-5 Les matériaux analogues: Propriétés, qualités et défauts
II-5-1 Le sable
II-5-2 Les analogues newtonniens
II-5-2-1 La silicone
II-5-2-2 Les solutions denses
II-5-3 Transition de comportement dans les modèles analogiques
II-5-4 Validités et limites des modèles analogiques
II-5-5 En résumé
II-6 L'appareillage expérimental
II-6-1 Enceintes expérimentales
II-6-1-1 Enceinte à compression uniforme (Enceinte n°1)
II-6-1-2 Enceinte avec plaque basale (Enceinte n°2)

II-6-1-3 Les cuves pour maquettes lithosphériques
a- Des enceintes en polystyrène (enceinte n°3)
b- Deux cuves en plexiglass
II-6-2 Techniques d'analyse
II-6-2-1 Analyse topographique
a- Analyse de la surface des modèles par photographie
b- Analyse topographique par données laser
II-6-2-2 Analyse des structures profondes
a- Coupes horizontales
b- Coupes verticales
II-7 Conclusion

CHAPITRE II

Rhéologie de la lithosphère continentale, méthodes de la tectonique expérimentale et dimensionnement

II-1 Introduction

Une meilleure connaissance des phénomènes géologiques et, en particulier, de leur évolution peut être acquise grâce à de nombreux outils de travail dont la tectonique expérimentale. Loin d'essayer de reproduire les structures terrestres, elle va nous permettre de mieux cerner les mécanismes engendrant les différentes structures observables dans l'écorce terrestre. Les maquettes sont construites avec un matériau analogue aux roches lithosphériques et susceptibles de mimer les grands comportements et les déformations de ces dernières.

Chaque maquette est alors caractérisée par sa rhéologie et ses conditions aux limites. Afin que les observations faites sur nos modèles soient extrapolables aux systèmes naturels, il est nécessaire de les dimensionner.
Le dimensionnement, à cause des limites dans la connaissance des comportements des systèmes naturels, est très souvent loin d'être rigoureux.
Toutefois, les principales propriétés des matériaux analogues, ainsi que leur comportement, découlent des propriétés et des comportements naturels.

II-2 Propriétés rhéologiques de la lithosphère et de ses analogues

Nous allons cerner dans cette partie, la rhéologie de la lithosphère. Pour cela, nous utilisons les résultats des travaux déjà réalisés (Davy, 1986 ; Balé, 1986; Davy & Cobbold, 1988; Vendeville, 1987; Martinod, 1991; Davy & Cobbold, 1991; Cobbold & Jackson, 1992...) sur le dimensionnement des maquettes. Le comportement de la lithosphère est estimé sur la base des recherches en

laboratoire sidérurgique. On reconnaît généralement deux grands types de comportement rhéologique dans la lithosphère: les comportements fragile et ductile.

II-2-1 Le comportement fragile

Le comportement fragile admis pour la croûte supérieure, traduit la facilité qu'a cette dernière à se déformer préférentiellement par fracturation.
Les expériences de laboratoire montrent que la rupture des roches consolidées suit une loi de type "Mohr-Coulomb". Elle lie la contrainte tangentielle et la contrainte normale agissant sur le plan de fracture considéré.

$$\tau = tg(\phi).(\sigma_n - P_f) + c_0 \qquad (1)$$

où Pf correspond à la pression fluide qui est difficile à estimer. Ainsi, en l'absence de fluide, on peut écrire:

$$\tau = C_0 + \sigma_n.tg[\phi] \qquad (2)$$

$\tau \rightarrow$ contrainte cisaillante (en Pa),

$C_0 \rightarrow$ cohésion du matériau (en Pa),

$\sigma_n \rightarrow$ contrainte normale (en Pa),

$\phi \rightarrow$ angle de frottement interne (en °).

Les études expérimentales, faites sur des échantillons naturels soumis à de faibles conditions de pression et de température, permettent à Byerlee (1978) d'estimer les valeurs de contrainte cisaillante suivante:

$\tau = 0.85 \times \sigma_n$ si $\sigma_n < 200$ MPa

$\tau = 60$ MPa $+ 0.6 \times \sigma_n$ si $\sigma_n > 200$ MPa

Ceci correspond à une cohésion négligeable à l'échelle de la lithosphère et un angle de frottement interne constant de l'ordre de 30°.

II-2-2 Comportement ductile

Le comportement ductile traduit la possibilité qu'ont certaines parties de la lithosphère de se déformer de façon continue, sans fracturation. Ceci se rencontre généralement dans les zones les plus profondes de la lithosphère où la température est plus importante: c'est le cas dans la croûte inférieure et dans le manteau supérieur. L'équation rhéologique traduisant ce comportement visqueux peut alors s'écrire:

$$\sigma_{ij}=\mu.\left(\frac{\delta U_i}{\delta X_i}+\frac{\delta U_j}{\delta X_i}\right) \qquad (3) \text{ soit}$$

$$\sigma_{ij}=2\mu.\dot{\varepsilon}_{ij} \qquad (4)$$

Dans ces équations, Ui et j représentent les vecteurs vitesses et X i et j les vecteurs longueurs.
Ces matériaux Newtoniens suivent donc des lois qui lient la contrainte appliquée à la vitesse de déformation correspondante

$$\tau = 2\mu.\dot{\varepsilon} \quad (5)$$

où τ→contrainte cisaillante s'exerçant sur le matériau

μ→viscosité du matériau (en Pa.s),

$\dot{\varepsilon}$→vitesse de déformation correspondante (en S^{-1}).

De même, à l'échelle supracrustale, le comportement (globalement) ductile se retrouve dans les argiles, les évaporites. Ces niveaux faiblement résistants correspondent généralement à des niveaux de décollement intracrustaux qui facilitent le découplage et le glissement relatif autour d'eux.
La lithosphère est ainsi constituée d'un litage rhéologique qui pose le problème des transitions de comportement qui peuvent être particulièrement nombreuses dans une lithosphère continentale.

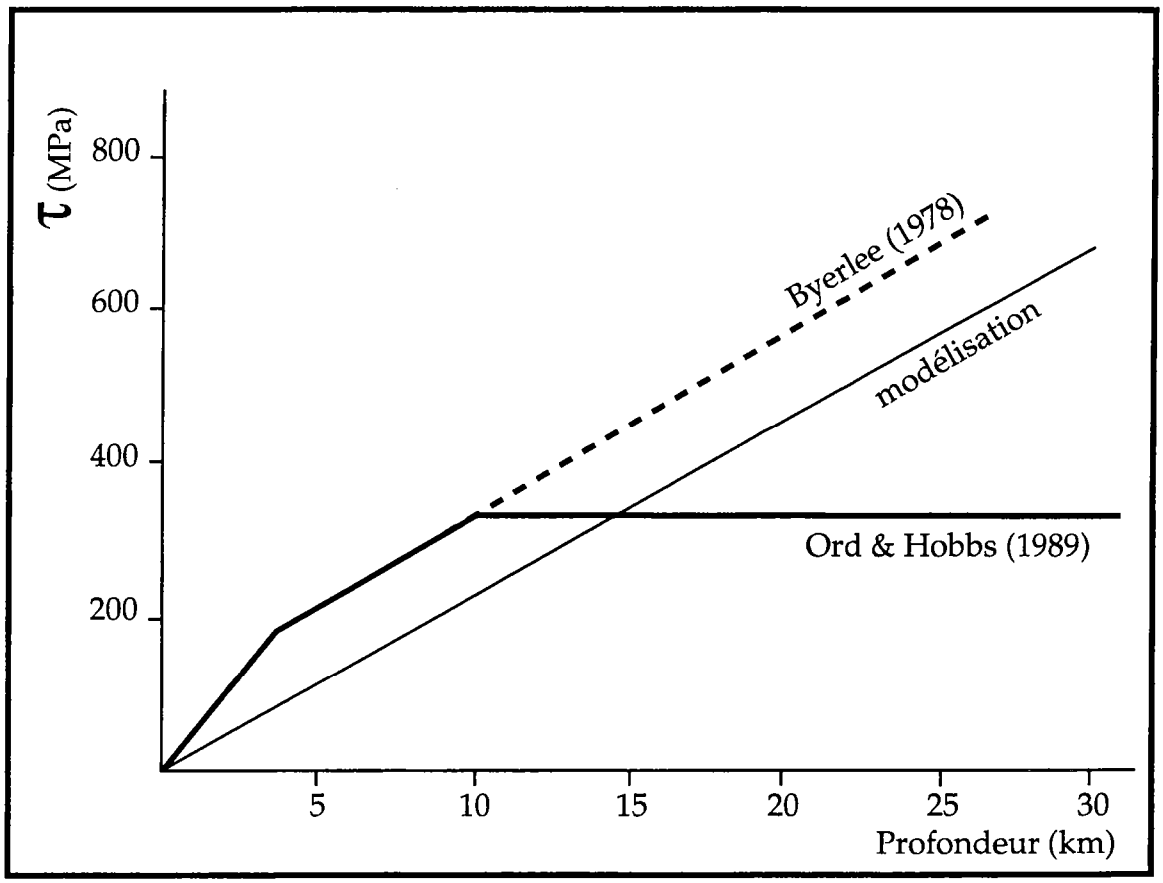


Fig.II-1 Enveloppe de rupture des parties fragiles et plastiques de la lithosphère (d'après Martinod 1990)

II-2-3 Principales transitions rhéologiques

D'un niveau à l'autre, dans la lithosphère naturelle, on a des limites qui peuvent être rhéologiques (pétrographiques, thermiques ou autres). Elles sont caractérisées par des transitions de comportement dont les mécanismes de déformation ne sont pas toujours bien définis. Il s'agit de transitions spatiales dans les mécanismes de la déformation lithosphérique.

La superposition de matériaux de comportements différents introduit aux différentes interfaces des transitions de comportement ou, en d'autres termes, une superposition de modalités de déformation différentes (entre déformation homogène et continue puis, déformation par fracturation qui est discontinue). Le comportement de ces matériaux est aussi influencé par la température et, par conséquent, par la profondeur. Une lithosphère peut ainsi présenter de nombreuses interfaces avec changements de comportement de part et d'autre.

Dans la nature, ces zones de transition semblent généralement progressives dans l'espace. Le géotherme, la minéralogie ainsi que la contrainte déviatorique appliquée au matériau jouent également un rôle très important dans le style de déformation rencontrée notamment dans ces zones de transition qui sont diverses.

II-2-3-1 Les transitions intracrustales

Les transitions intracrustales résultent de la nature du litage de la croûte. Ainsi, la croûte majoritairement compétente présente souvent des niveaux visqueux peu résistants constituant des surfaces de décollement.

D'une manière générale, en profondeur, l'augmentation de la température engendre une première transition de comportement fragile-ductile dans la croûte (gradient de température $> 10° \times Km^{-1}$). Cette transition correspond à la base de la zone séismogénique continentale (Shimamoto, 1985; Carter & Tsenn, 1987; Ranalli & Murphy, 1987; Ord & Hobbs, 1989). Elle se fait entre 10 et 15 Km de profondeur (Fig. II-1), limite à partir de laquelle les lois de type Byerlee, qui imposent une augmentation linéaire de la contrainte nécessaire à la rupture, ne sont plus valables (Ord & Hobbs, 1989). Cette rupture, dans la loi de Byerlee, implique des valeurs de contrainte maximale de l'ordre de 200 à 300 MPa. Ces valeurs sont proches de celles déduites de nombreux forages profonds (Carter & Tsenn, 1987).

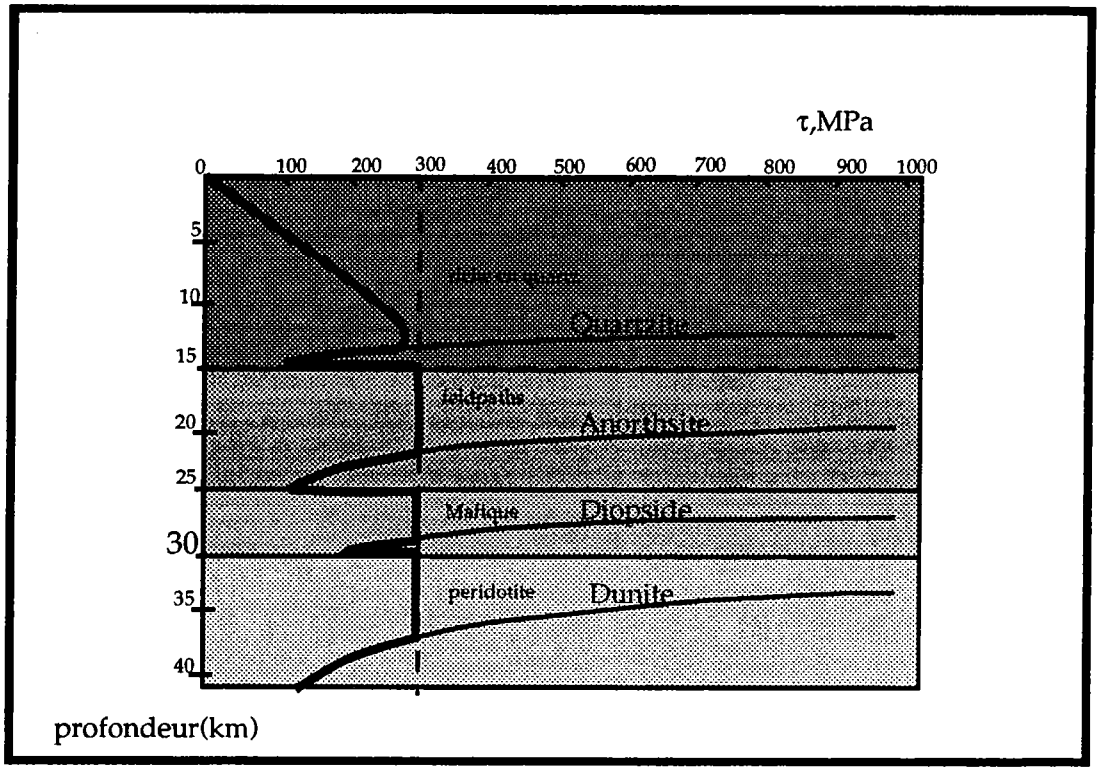


Fig.II-2 Un exemple de principaux ensembles lithologiques d'une lithosphère continentale et le profil rhéologique correspondant.

(modifié d'après Ord et Hobbs)

II-2-3-2 La transition au Moho

Le Moho est la limite inférieure de la croûte. Approximativement située autour d'une dizaine de kilomètres de profondeur dans la lithosphère océanique, elle est à 30 voire 40 km sous les continents. Elle peut même se retrouver à plus de 70 km de profondeur dans les zones d'épaississement crustal actif. Cette limite correspond à une transition minéralogique entre la croûte globalement acide (rhéologie granitique au sens large) et un manteau beaucoup plus basique (rhéologie de l'olivine) (Fig. II-2).

Le gradient de température entraîne un comportement globalement moins visqueux en profondeur. Toutefois, à température équivalente, les roches basiques ont une résistance ductile supérieure à celle des roches acides. Ceci peut alors aboutir soit à un manteau supérieur très résistant (à rhéologie fragile dans nos modèles), soit à un manteau supérieur ductile (moins résistant). Deux types de transition au Moho sont alors possibles.

- Une transition ductile-ductile. Elle paraît beaucoup plus vraisemblable. Cette interface peut migrer verticalement en fonction des conditions auxquelles est soumise la lithosphère (perturbations thermiques, charges, érosion...).
- Il peut aussi arriver qu'on ait une forte résistance ductile à la déformation du manteau supérieur. La transition au Moho est alors ductile-"fragile". Dans ce dernier cas, la déformation est beaucoup plus localisée au niveau du Moho et va permettre, par fracturation, une structuration importante du Moho (qui peut alors être perturbé, décalé par chevauchements). Avec l'existence d'un manteau supérieur résistant, nous définissons alors une lithosphère présentant: une croûte fragile (CF), une croûte ductile (CD), un manteau fragile (MF) et un manteau ductile (MD) (voir Fig. II-3).

II-2-3-3 Transition à la base de la lithosphère

Cette transition permet de différencier un ensemble relativement rigide, épais de 70 à 150 Km et qui va enregistrer les déformations (la lithosphère), d'un ensemble complètement visqueux et capable de fluer sous de faibles contraintes (c'est l'asthénosphère). Il s'agit là d'une transition essentiellement thermique qu'on considère généralement marquée par l'isotherme 1330°C qui correspondrait à la fusion des roches du manteau.

FIG.II-3. **Profils simplifiés de résistance au cisaillement de la lithosphère en régime compressif.**

a- d'après l'hypothèse de Ord & Hobbs,
b- d'après la loi de Byerlee,
c- équivalences approximatives dans nos maquettes.

Pour les flux thermiques extrêmes, nous avons des lithosphères à deux couches: une lithosphère fragile (L.F), et une lithosphère ductile (L.D). Ces lithosphères correspondent soit à une lithosphère océanique (10°C/km), soit à une lithosphère continentale chaude (50°C/km). Outre leur gradient de température, ces lithosphères présentent également une différence de densité entre croûte et manteau..

Nous nous intéressons particulièrement aux lithosphères continentales à gradients géothermiques faibles ou moyens. Elles se subdivisent en 4 couches pour une lithosphère continentale dont la température au Moho est voisine de 600°C, et en 3 couches pour des lithosphères continentales à température au Moho de l'ordre de 800°C. Pour la croûte et le manteau fragiles (C.F, M.F), la résistance au cisaillement croît linéairement avec la profondeur, aussi bien dans la nature que pour le sable utilisé dans nos maquettes. Par contre, dans les parties ductiles, croûte (C.D) et manteau (M.D), la température engendre une diminution non linéaire de la résistance dans la nature. Dans nos maquettes, les analogues utilisés (silicones) ont plutôt une résistance constante avec la profondeur. Notons enfin qu'avec l'hypothèse de Ord & Hobbs (1989), les différents profils de résistance sont tronqués aux environs de 300 MPa.

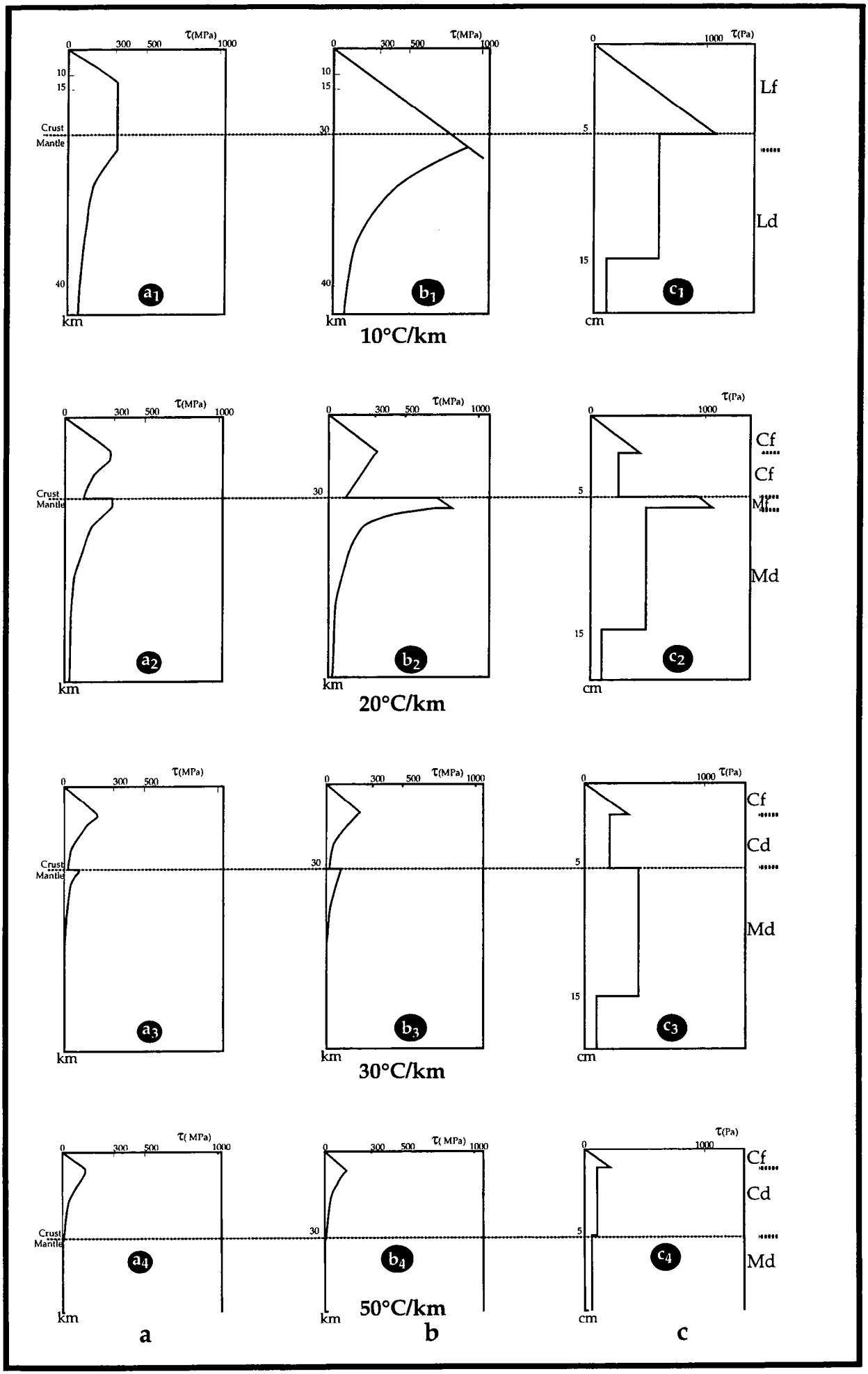

τ(MPa)
0
300
500
1000
10
15
Crust
Mantle
40
km
a1
b1
10°C/km
τ(Pa)
1000
5
15
cm
c1
Lf
Ld
30
a2
b2
20°C/km
c2
Cf
Mf
Md
a3
b3
30°C/km
c3
Cd
a4
b4
50°C/km
a
b
c

Fig. II-3

Ces différentes transitions sont marquées sur les profils de résistance au cisaillement de la lithosphère en fonction de la profondeur (ou profil rhéologique de la lithosphère) par des ruptures dans leur évolution.

II-2-4 Profils rhéologiques de la lithosphère

Les profils rhéologiques de la lithosphère ou profils de résistance de la lithosphère intègrent dans leur représentation les deux principaux comportements, à savoir: fragile et ductile (Ranalli & Murphy, 1987; Davy et Cobbold 1991). Ce sont des représentations graphiques de la contrainte différentielle nécessaire à l'acquisition d'une déformation permanente pour les matériaux de la lithosphère en fonction de la profondeur.

Dans la lithosphère continentale, les transitions de comportement fonction des contraintes, des paramètres thermiques et lithologiques, semblent se faire de manière généralement progressive. Le profil rhéologique y est rendu complexe, principalement par la lithologie crustale. Toutefois, de nombreux auteurs, à l'issue de déformations expérimentales, simplifient généralement cette lithologie en trois grands ensembles pétrographiques. La rhéologie de chaque ensemble est ainsi représentée, soit par la roche la plus rencontrée, soit par le minéral le plus abondant au sein des roches de cet ensemble (Fig. II-2).
Il est ainsi possible de définir :
-une croûte supérieure riche en granite, caractérisée par le comportement du quartzite en fonction de la profondeur lorsqu'il est soumis à la déformation;
-une croûte moyenne surtout feldspathique, caractérisée par le comportement des plagioclases;
-et une croûte inférieure ferro-magnésienne, caractérisée par une loi de comportement de type diopside.

Pour (Davy & Cobbold 1991), une fois la minéralogie choisie, le litage rhéologique de la lithosphère dépend de la distribution de la température en profondeur et on peut ainsi définir plusieurs types de lithosphères (voir Fig. II-3). Pour représenter ces graphiques, nous prenons en compte la proposition de Ord & Hobbs (1989) qui suppose qu'au-delà d'une profondeur de 10 à 15 km, la contrainte déviatorique cesse d'augmenter (restant ainsi bloquée entre 200 et 300 MPa) (Fig. II-3a), mais aussi, les lois de type Byerlee (qui supposent une augmentation linéaire de la contrainte avec la profondeur) (Fig. II-3b). A côté de ces différents profils rhéologiques de la lithosphère, nous schématisons également leurs équivalents analogiques (Fig. II-3c).

II-2-4-1 Lithosphère océanique

1°)- Pour un géotherme inférieur à 10°C km^{-1}, la température au Moho est alors relativement faible. Dans ces conditions, la croûte ductile peut ne pas exister. Ainsi, toute la croûte et même une partie du manteau supérieur sont fragiles. Seul le manteau inférieur garde un comportement ductile. Une telle lithosphère a un comportement voisin de celui d'une lithosphère océanique et est alors constitué d'une lithosphère fragile (LF) reposant sur une lithosphère ductile (LD): c'est une lithosphère 2-couches(Fig. II-3a_1 et 3b_1).

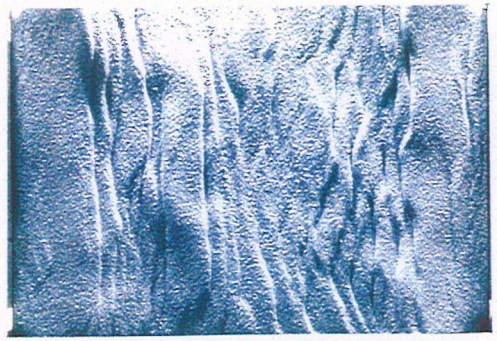
II-2-4-2 Lithosphères continentales

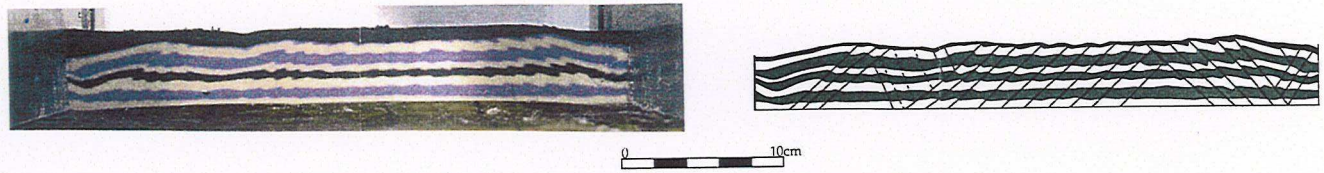
2°)- Autour de 20°C km^{-1}, on est dans des conditions de lithosphère continentale froide. Cette dernière peut se subdiviser en une croûte et un manteau qui ont chacun un comportement fragile/ductile. D'un point de vue rhéologique, une telle lithosphère continentale est constituée de 4-couches (Fig. II-3a_2 et 3b_2).

3°)- Dans des conditions de géothermes moyens (par exemple, 30°C km^{-1}), tout le manteau supérieur peut devenir ductile. De cette façon, avec une subdivision fragile/ductile maintenue dans la croûte, nous obtenons un modèle de lithosphère continentale 3-couches (Fig. II-3a_3 et 3b_3).

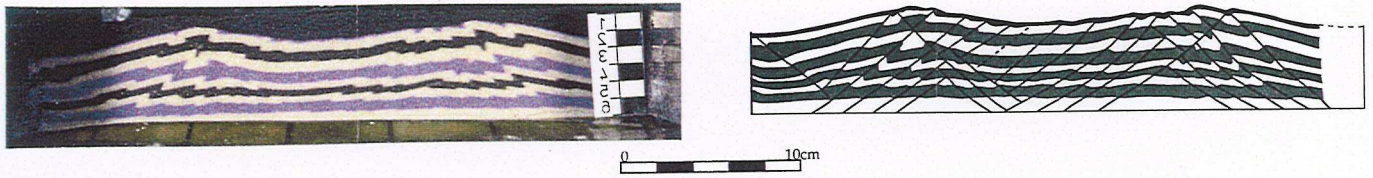
4°)- Pour des gradients de température élevés (de l'ordre de 50°C km^{-1}), la croûte demeure bicouche. La partie fragile est moins épaisse que la croûte intermédiaire. La croûte inférieure, toujours visqueuse, est alors moins résistante.
Quant à la résistance du manteau supérieur, elle devient négligeable. Dans ces conditions, la lithosphère continentale chaude est dénommée lithosphère continentale à 2-couches avec: une lithosphère fragile peu épaisse, réduite à CF, et une lithosphère ductile comprenant CD et MD. En fait, il s'agit d'une 3-couches globalement peu résistante (Fig. II-3a_4 et 3 b_4)

Bien que complexe, la lithosphère continentale présente quelques grandes caractéristiques permettant de mieux cerner son comportement global. Ceci permet alors des tentatives de miniaturisation de son comportement à travers plusieurs techniques, dont la modélisation expérimentale.

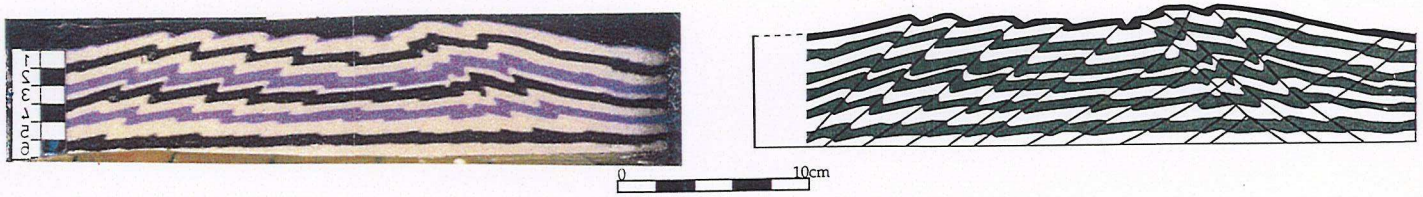




Modèle Tu2: épaisseur initiale (Ei) = 30 mm



Modèle Tu3: épaisseur initiale (Ei) = 40 mm



Modèle Tu4: épaisseur initiale (Ei) = 50 mm

Ci-dessous, **Modèle Tu5:** épaisseur initiale (Ei) = 60 mm

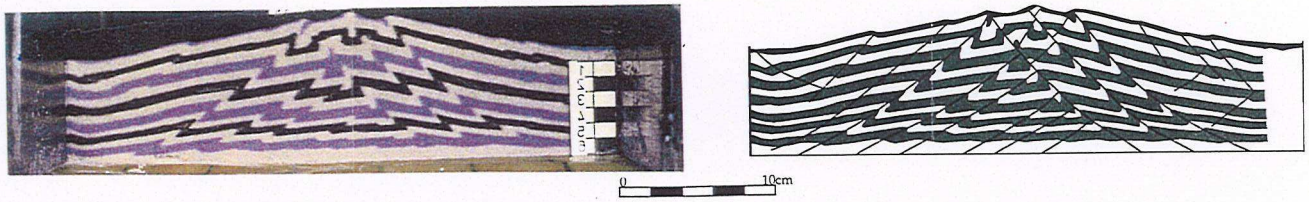


Fig. III-6 Quelques états finaux de la déformation à travers des modèles d'épaisseur (de sable) différente.
Pour chaque modèle (horizontalement), nous présentons une vue de la surface (ci-contre), une coupe verticale (passant par le milieu du modèle) ainsi que son interprétation schématique. Du haut vers le bas (augmentation de l'épaisseur fragile), en vue de dessus ou en section, on remarque une diminution du nombre de failles. Ceci se traduit alors par une augmentation de l'espacement entre chevauchements, ainsi que par une diminution relative du nombre de domaines. Chaque modèle se caractérise alors par une rythmicité des failles propre liée à son épaisseur.

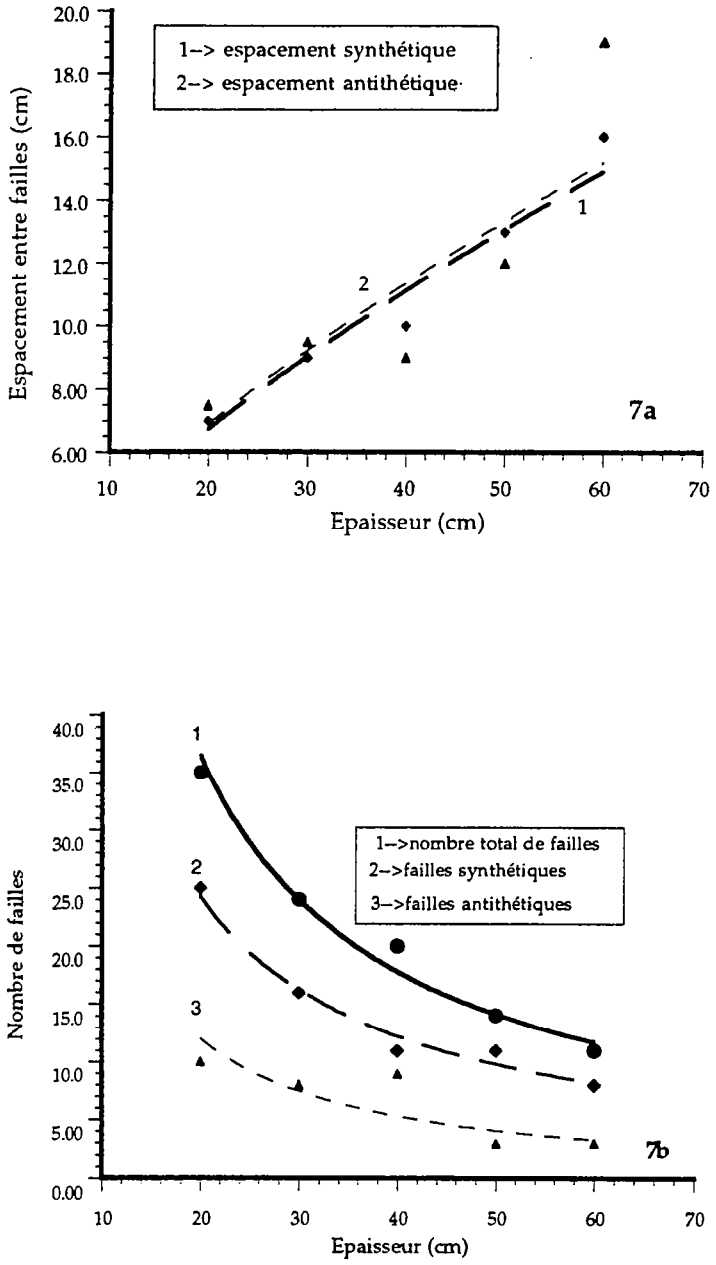


Fig. III-7 Evolution de la déformation à travers la distribution des chevauchements

La distibution des failles est influencée par l'épaisseur de chaque modèle. Plus le modèle est épais, plus grand est l'espacement entre les accidents (7a). Pendant ce temps, dans les mêmes conditions, le nombre de failles diminue (7b).

L'évolution de la famille synthètique dans chaque modèle est toujours proche de celle du nombre de failles total (7b), ce qui traduit la prédominance de cette famille.

L'évolution des différentes maquettes débute donc par deux accidents de vergence opposée délimitant la zone qui sera le siège privilégié de la déformation (Fig. III-8a). L'asymétrie de la déformation apparaît déjà dans l'ordre d'émergence de ces premiers accidents, l'accident synthétique émergeant toujours le premier en surface. Les conditions liées à l'enceinte, ainsi que celles liées à la déformation, vont préférentiellement favoriser la série conforme (Fig. III-8b). Ceci est encore plus marqué lorsque l'épaisseur du modèle augmente. La transmission des contraintes devient alors moins uniforme. Les accidents antithétiques sont liés à la cloison immobile (voir annexe 1). Certains vont s'intercaler dans la série conforme, organisant ainsi le modèle en plusieurs domaines (Fig. III-8c). Cette évolution est bien marquée dans les modèles peu épais où la feuille de caoutchouc peut être plus facilement sollicitée sur toute son étendue.

Les modèles étant ainsi structurés, si la déformation se poursuit, elle entraîne une rotation (suivant un axe vertical) progressive des blocs, augmentant le pendage des plans de failles. Les accidents de même vergence définissent ainsi un système en dominos compressifs. Dans son évolution, la série conforme passe très souvent sous la série contraire dont elle modifie la trajectoire. Les deux séries peuvent également s'entrecouper. Dans la phase d'évolution ultime, lorsque l'accommodation devient difficile à assurer dans la zone centrale du modèle, des accidents superficiels et hors série se mettent en place dans les zones périphériques.

La structuration des modèles, décrite ci-dessus, est donc contrôlée par l'épaisseur initiale de la couche fragile. Cette dernière, fixe, pour chaque modèle, un espacement entre failles ou rythmicité propre. Le champ de failles est constitué par l'alternance des domaines contenant chacun une seule famille de failles.

La transmission des contraintes à la base du modèle permet donc d'obtenir une bonne distribution du champ de failles.
Nous pouvons aussi regarder dans ces modèles, quels changements peuvent apporter la modification des conditions de transmission des contraintes.

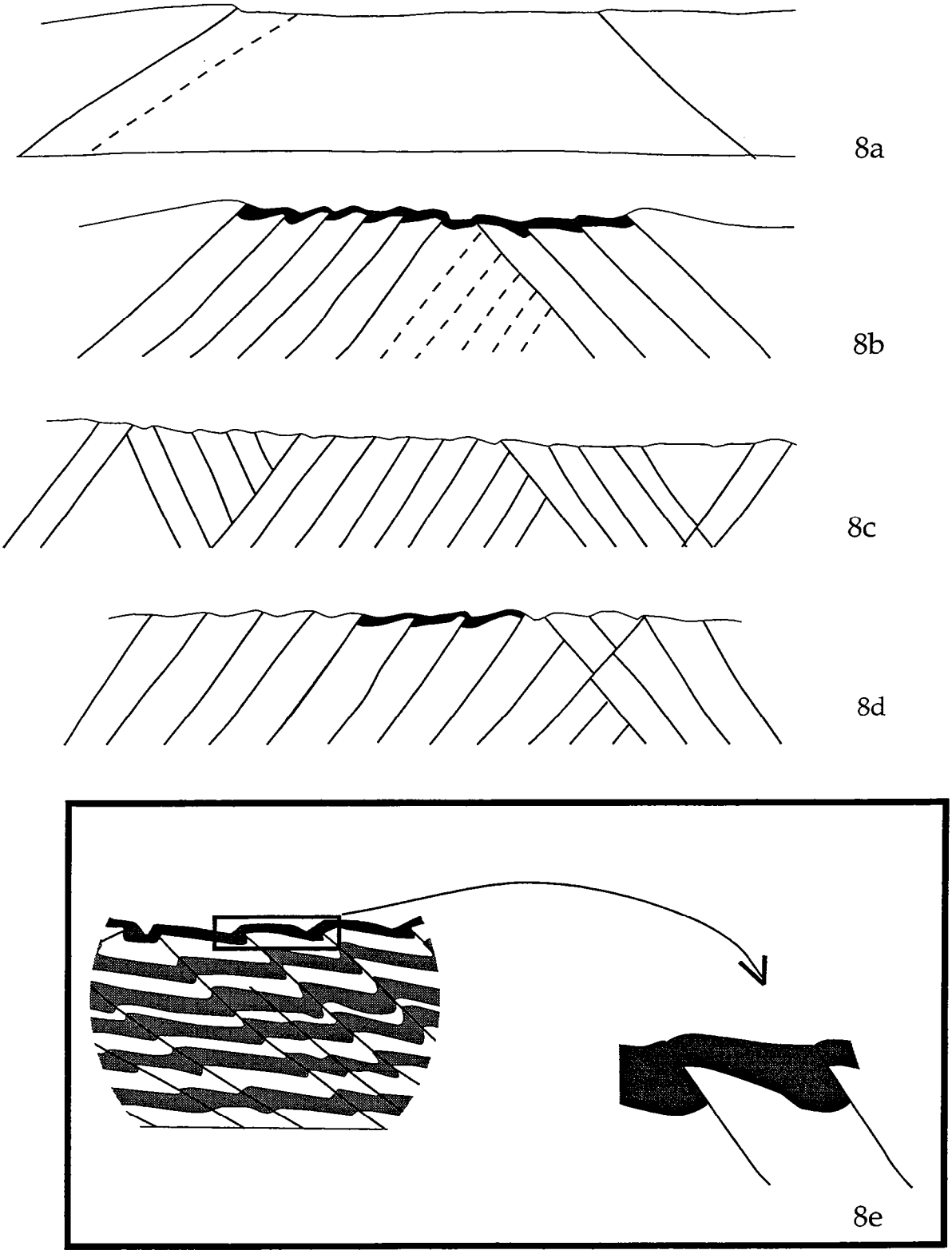


Fig.III-8 Evolution de la déformation: distribution structurale des accidents.

8a--------> initialisation de la déformation aux extrémités du modèle.

8b--------> propagation de la déformation vers le centre du modèle.

8c & 8d--> structuration du modèle en domaines constitués de failles de même vergence.

8e -------> redressement des failles en dominos et statigraphie autour des chevauchements.

III-3-3 Modification des paramètres de déformation: discussion et conclusion

Les différents modèles de compression uniforme sont principalement caractérisés par la présence de groupes de failles relativement parallèles et de même vergence. Qu'est ce qui détermine la sélection de ces domaines ou encore la prépondérance d'une vergence par rapport à une autre?

III-3-3-1 Les conditions de déformation

Les modèles construits dans ce chapitre sont tous caractérisés par une segmentation en domaines constitués de failles parallèles et de même vergence. De telles distributions de champ de failles peuvent être rencontrées dans la nature. Ceci pose le problème théorique du choix d'une vergence de faille par rapport à une autre. Le matériel granulaire utilisé dans nos modèles est statistiquement isotrope de part sa composition, mais aussi, de part sa rhéologie. Il est également homogène. Dans un tel matériau, pour une déformation incrémentale, il y a coaxialité entre tenseurs de contrainte et de déformation (si le modèle est horizontal et soumis à un champ de contraintes homogène).

Dans ces conditions, une coexistence de failles de vergences opposées est alors indispensable. Or, dans les conditions de déformation de nos modèles, l'état de contrainte peut être perturbé à tout moment. Ainsi, Mandl et Fernandez Luque (1970) montrent que la nécessité d'une contrainte critique (τ) avant toute rupture fragile entraîne une non-correspondance de un pour un entre contrainte et déformation. De même, le champ de failles qui se met en place peut réorienter à tout moment, le champ de contraintes par rapport aux principaux axes de déformation. Les conditions de (parfaite) coaxialité sont donc quasiment impossible à maintenir au cours de la déformation. Il en résulte donc un état de non-coaxialité parfaitement compatible avec l'isotropie du matériau. Et pourtant, ces conditions de non-coaxialité ne semblent pas suffisantes pour sélectionner une vergence de failles car, dans les différents modèles, les deux familles de vergences bien qu'inégales demeurent présentes à tout moment.

III-3-3-2 Rôle des conditions cinématiques

La procédure expérimentale est similaire à celle utilisée pour les modèles Tu_1 à Tu_5: la couche fragile repose directement sur la feuille de

caoutchouc qui est préalablement étirée entre les deux cloisons. Elle est ensuite déformée par compression à l'aide d'une seule cloison.

Pour l'examen des conditions cinématiques, trois modèles (tableau III-2) ne présentant comme différence principale que la vitesse de déplacement de la cloison mobile, ont été construits (V_c= 2 cm.h^{-1}, 11 cm.h^{-1} et 5O cm.h^{-1}).

Le comportement rhéologique du sable étant indépendant du temps, la vitesse du piston, à priori, n'a pas d'influence sur la déformation des modèles. Toutefois, il est important de regarder, dans les nouvelles conditions expérimentales (feuille de caoutchouc à la base des modèles), quelle influence peut avoir la vitesse du piston sur la déformation des modèles.

A travers les vues de la surface des maquettes, on constate que l'évolution de la mise en place du champ de failles n'est pas identique dans tous les modèles. Ainsi, jusqu'à deux centimètres de raccourcissement, pour le modèle Tu_8 (vitesse de compression élevée), aucune faille n'apparaît encore en surface. En revanche, pour les modèles de faible et moyenne vitesses de raccourcissement, on note nettement des traces d'accidents en surface. Ce déséquilibre dans la répartition du champ de failles en surface va se poursuivre pendant toute la déformation (Fig. III-9a). Ainsi, à l'état de déformation finale (Fig. III-9b), les modèles Tu_6 et Tu_7, sont nettement mieux structurés en surface que le modèle Tu_8.

Toutefois, le champ de failles à travers les sections verticales (Fig.III-9c) infirment l'impression laissée par des vues de la surface. Le nombre de failles en surface semble tout simplement lié à la structuration de chaque maquette. D'ailleurs, c'est le modèle Tu_8 qui présente le plus grand nombre de failles en section verticale. Ceci permet de souligner, s'il en était encore besoin, la difficulté que l'on peut rencontrer dans l'interprétation des structures profondes à partir des données de surface.

D'une manière générale, les champs de failles résultants restent caractérisés par une segmentation en domaines. Dans le modèle Tu_6, il y a deux domaines quasiment identiques et symétriques, tant du point de vue du nombre de failles que de celui de la structuration et ceci, malgré l'asymétrie des conditions cinématiques appliquées (une cloison fixe). De même, pour le modèle déformé à 50 cm.h^{-1} (modèle Tu_8), on note, malgré la relative complexité dans sa structuration, la présence de quatre domaines: deux domaines constitués de failles synthétiques et deux autres renfermant des failles antithétiques. Ces domaines

Modèles	Epaisseur du sable (en mm)	Vitesse d'avancée du piston (cm/h)	Longueur de la boîte (en mm)	Taux de déformation du modèle (en %)	Nombre de failles Syn+Ant=T	Espacement moyen entre failles	
						synthétiques (en mm)	antithétiques (en mm)
Tu_6	50	2	463	22	6+7=13	15	14
Tu_7	50	11	455	22	11+3=14	13	12
Tu_8	50	50	457	22	9+8=17	12	12

Tableau III-2 **Dimensions et paramètres de déformation:** variation des conditions cinématiques

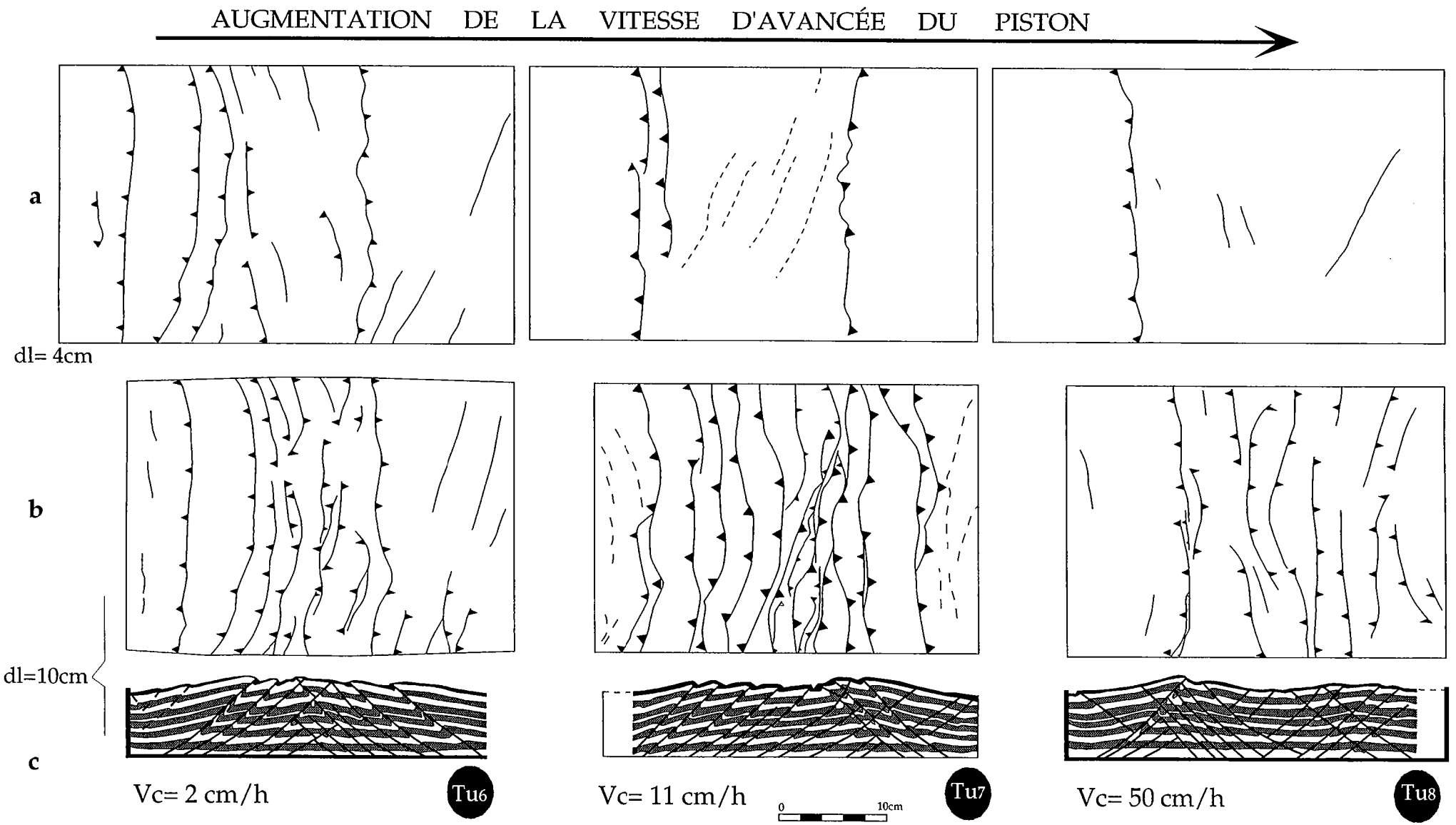


Fig. III-9 Variation de la vitesse d'avancée du piston déformant les modèles: résultats expérimentaux.

a et **b**---> présentent l'évolution de la déformation à travers des vues de dessus de chaque modèle, respectivement à dl = 4cm et en fin d'expérience

c --------> sections verticales à l'état final de la déformation et dans la partie centrale de chaque modèle.

L'évolution du champ de failles présente quelques modifications qui semblent induites par l'intensité de sollicitation de la feuille de caoutchouc (qui modifie les conditions de glissement) ; on note ainsi en surface, une modification de la repartition du champ de failles . Cette dernière est liée à la structuration (interne) de chaque modèle. Mais, les grands traits de déformation de ces maquettes à raccourcissement uniforme restent maintenus (domaines constitués de failles de même vergence).

s'entrecoupent et contiennent globalement le même nombre de failles (voir Tableau III-2).

Les deux modèles (Tu_6 et Tu_8), aux conditions cinématiques extrêmes, présentent chacun quasiment autant de failles synthétiques que de failles antithétiques. Toutefois, une certaine prépondérance de la famille des failles synthétiques se traduit, pour le modèle Tu_6, par un basculement plus important des repères passifs dans la famille antithétique (en particulier au niveau des premiers accidents) et, pour le modèle Tu_8, par l'importance du développement d'un domaine synthétique au voisinage de la cloison immobile.

Quant au modèle Tu_7 il est marqué par un important caractère asymétrique de la déformation. On le remarque particulièrement dans la distribution des accidents où la famille conforme est nettement prédominante. Ce caractère est plus ou moins marqué et peut être observé dans les différentes expériences réalisées dans les mêmes conditions cinématiques (voir tableau III-1). La famille contraire, ici (modèle Tu_7), est très réduite et constituée uniquement de trois accidents entrecoupés et redressés par des accidents conformes.

Sans chercher à reproduire des modèles parfaitement identiques – ce qui est d'ailleurs impossible – on constate que la vitesse de déformation agit sur la feuille de caoutchouc, mais surtout sur le lubrifiant à la base de cette feuille, pour influencer à la base de chaque modèle, les conditions de transmission des contraintes. Ainsi, le nombre de failles augmente sensiblement avec la vitesse de déformation (voir Tableau III-2). Cette modification des conditions de transmission des contraintes semble ainsi intervenir dans la mise en place et la propagation du champ de failles. Ceci se fait sans perturbation de la rhéologie du matériel.
De plus, les traits généraux de la déformation, tels que la segmentation du champ de failles en plusieurs domaines ou bien la géométrie et l'évolution des chevauchements, restent maintenus. Toutefois, l'initialisation et la propagation des chevauchements dépendent non seulement de la rhéologie du matériel mais aussi des hétérogénéités préexistantes ou même contemporaines de la déformation (failles par exemple). Ainsi, ces hétérogénéités peuvent influencer la distribution de l'état de contrainte dans le modèle. Mais, c'est surtout la modification des conditions de déplacement qui semble pouvoir influencer la distribution du champ de failles.

Modèles	Epaisseur de sable (en mm)	Inclinaison des modèles (en °)	Vitesse d'avancée du piston (en cm/h)	Taux de déformation du modèle (en %)	Nombre de failles syn+ant=T
To_1	30	5°	20	21	9+5=14
To_2	30	10°	20	21,7	9+5=14
To_3	30	15°	20	21	6+4=10
To_4	30	20°	20	21	8+4=12

Tableau III-3 **Dimensions et paramètres de déformation des maquettes préalablement inclinées**

III-3-3-3 Inclinaison de la maquette

Regardons, maintenant, dans les modèles purement fragiles, le rôle qu'une perturbation de l'état de contrainte peut jouer dans le choix d'une orientation des plans de failles.

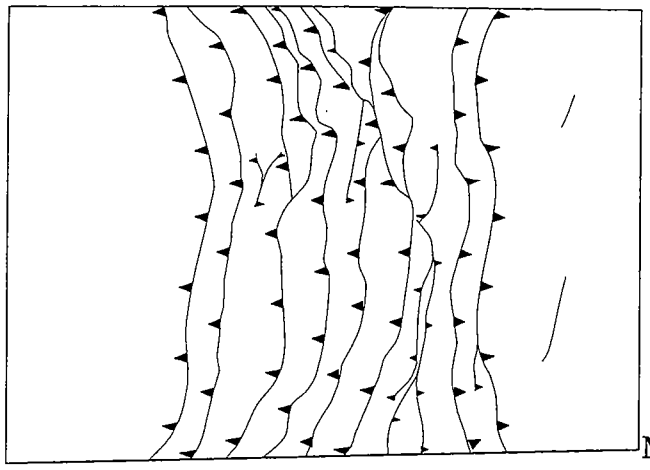
Les travaux en contexte extensif de Faugère & Brun (1984), Faugère (1985) et Vendeville (1987) semblent montrer l'existence d'une relation entre la mise en place des blocs basculés et la présence d'une contrainte cisaillante à la base de la couche fragile. Nous allons également imposer à nos maquettes une direction de compression oblique. Hormis l'obliquité, les conditions expérimentales restent identiques à celles utilisées précédemment. Le modèle après sa construction, est basculé avant le début de la déformation. Quatre modèles, inclinés respectivement de 5° (To_1), 10° (To_2), 15° (To_3) et 20° (To_4), ont ainsi été construits (Tableau III-3).

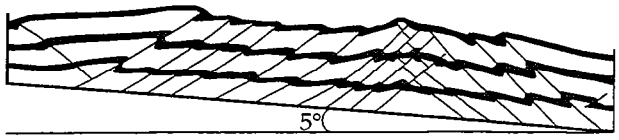
L'essentiel de la déformation dans ces modèles va également se concentrer entre les deux premiers accidents de vergences opposées. Le résultat final de la déformation non coaxiale est marqué par la prédominance des failles à pendage synthétique de la pente. Si le nombre de failles synthétiques est bien supérieur à celui des failles antithétiques, la prédominance est surtout marquée par la réduction du domaine occupé par les failles antithétiques (Fig. III-10a). Dans ces conditions, les modèles ne sont plus constitués que par deux domaines inégaux (Fig. III-10b).

Le nombre de failles d'un modèle à l'autre est pratiquement insensible à l'obliquité imposée au modèle. Cette obliquité affecte le pendage des chevauchements. De cette façon, pour les accidents synthétiques, par rapport à la base du modèle, d'un pendage de 40° dans le modèle To_1, on passe à près de 28° dans le modèle To_4. Pendant ce temps, les accidents antithétiques sont redressés en particulier dans leur partie supérieure. Ces chevauchements se retrouvent ainsi confinés au voisinage de la cloison fixe.

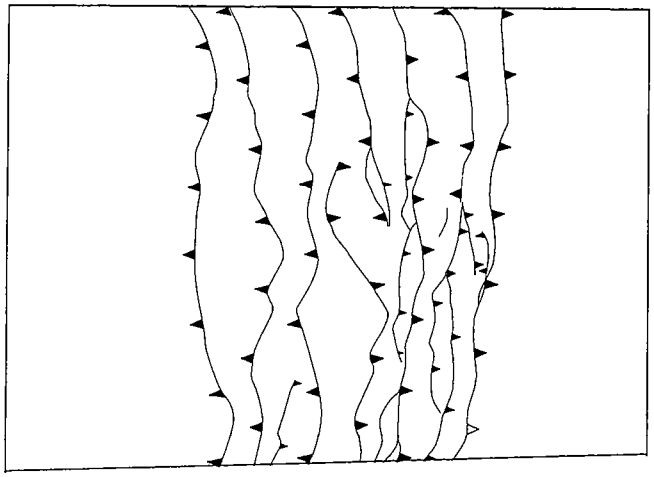
Deux explications, qui se recoupent d'ailleurs, semblent pouvoir expliquer ce comportement.

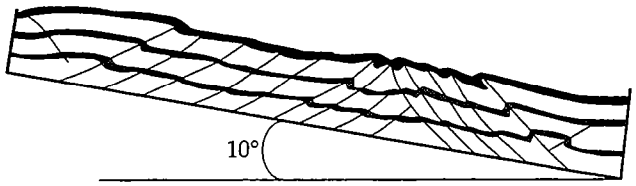
1°) Lorsque le modèle est basculé, la contribution de la charge (ρgz) fait intervenir sa composante horizontale ($\rho gz.\sin\alpha$) dans l'équilibre des forces (Fig. III-10c). Cette composante agit principalement sur τ_{xz} (lié au contact sec du modèle sur la feuille



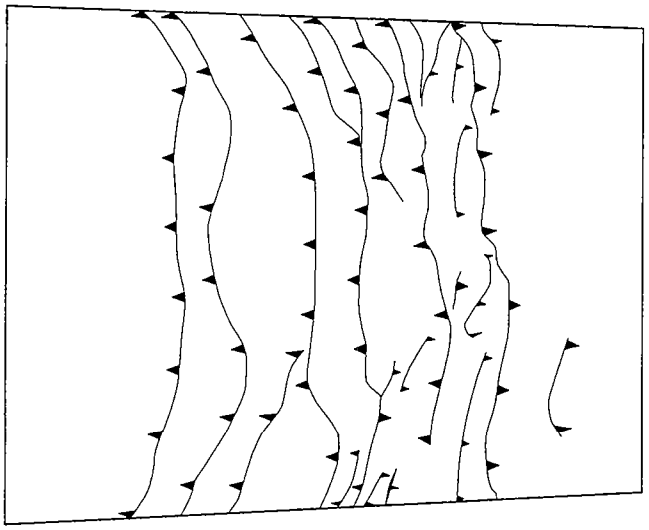


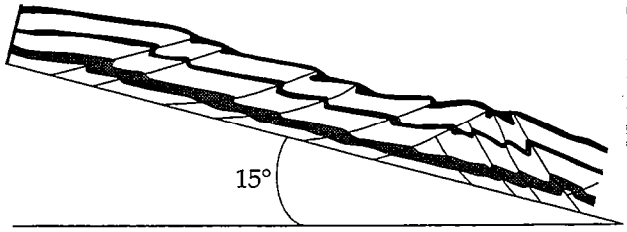
Modèle To_1
$\alpha = 5°$



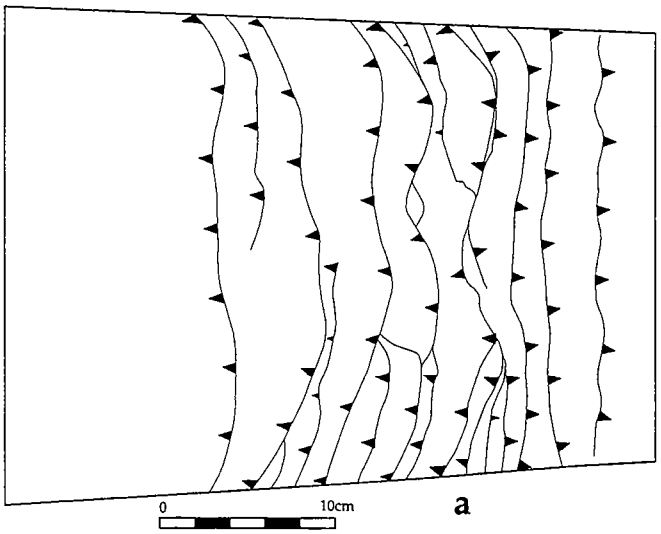


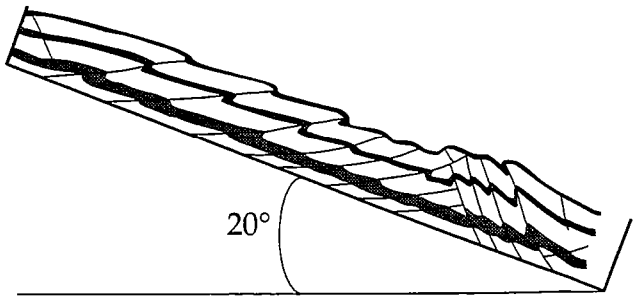
Modèle To_2
$\alpha = 10°$



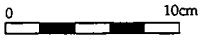


Modèle To_3
$\alpha = 15°$





Modèle To_4
$\alpha = 20°$



b

Fig. III-10 Modèles expérimentaux avec substratum incliné. Au fur et à mesure que l'inclinaison du modèle augmente, le domaine occupé par la famille contraire est progressivement réduit, sans diminution notable du nombre de failles antithétiques.

de caoutchouc) afin de faciliter l'éventuel glissement du modèle vers le bas de la pente. Ceci introduit alors une composante cisaillante (2) dans le modèle. Cette dernière est compatible avec le fonctionnement des accidents synthétiques et peut permettre d'expliquer les modifications de pendage décrites ci-dessus.

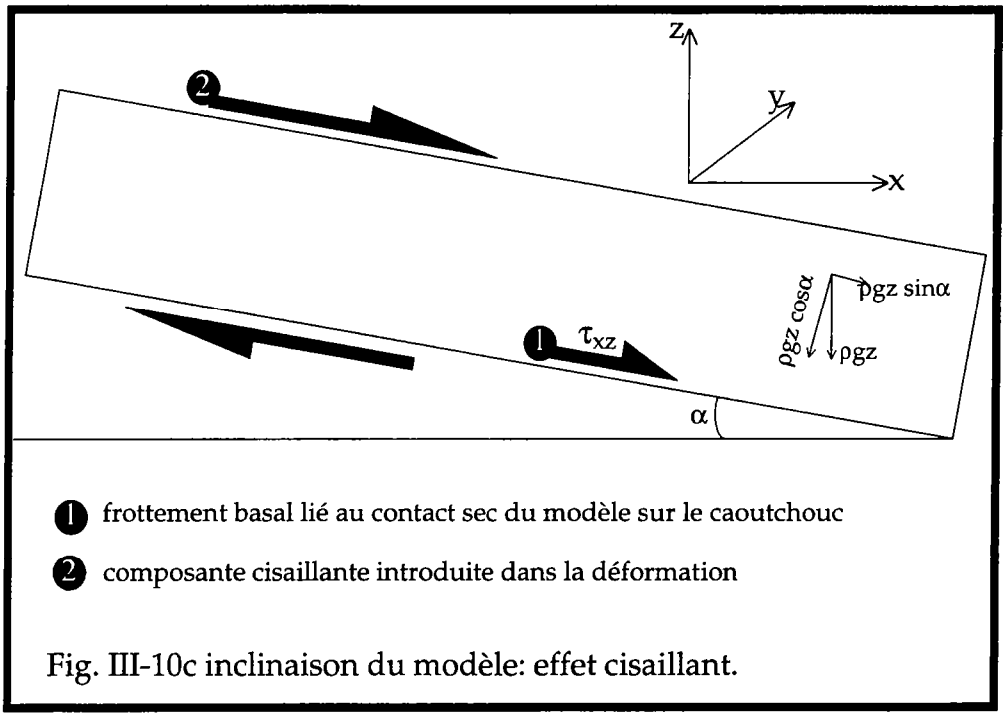
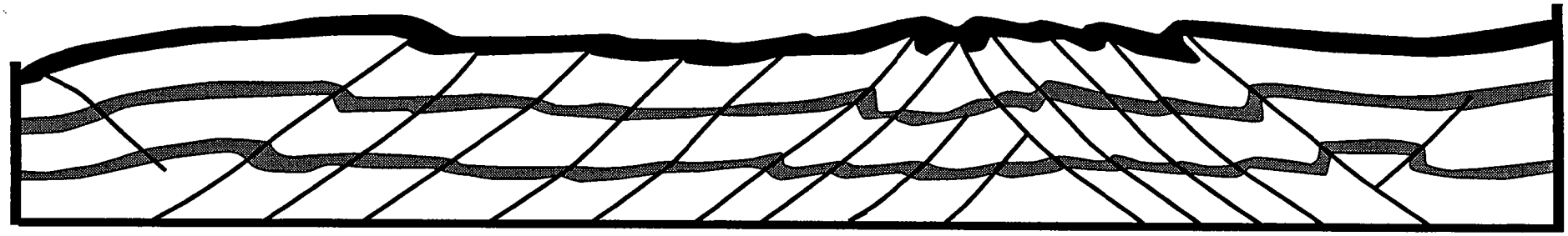


Fig. III-10c inclinaison du modèle: effet cisaillant.

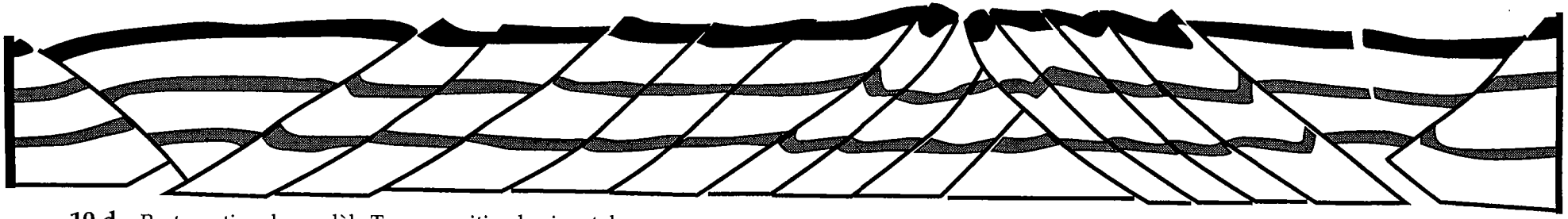
2°) A l'issue d'une restauration relative de la déformation dans les modèles inclinés (Fig. III-10d_1), on constate qu'entre chaque chevauchement synthétique et son conjugué antithétique, la bissectrice est chaque fois faiblement inclinée (environ 2°) par rapport à la normale (à la base horizontale du modèle), et du côté des failles synthétiques (Fig. III-10d_2).

La perturbation des contraintes ici correspond à une réorientation de la contrainte verticale qui cesse d'être perpendiculaire à la base du modèle. Ainsi, il existe un effet gravitaire qui sera d'autant plus important que le modèle est penté. Associé à la pente du modèle, cet effet gravitaire facilite la mise en place des accidents synthétiques et contribue à la modification des conditions de déplacement autour du modèle.

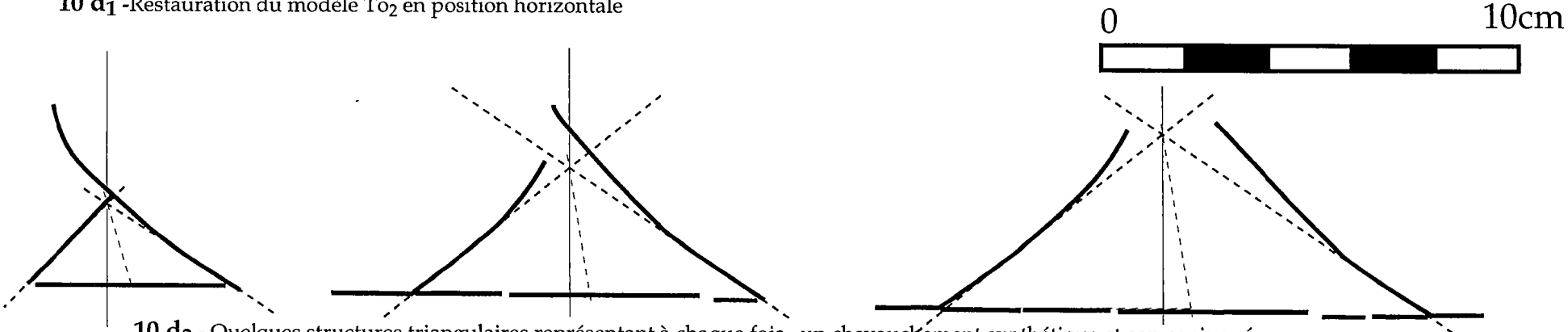
C'est donc la modification des conditions cinématiques aux limites de nos modèles qui agit particulièrement sur la feuille de caoutchouc et est déterminante dans le choix d'une vergence de failles par rapport à une autre.



10 d_0 - Modèle To_2 : incliné de 10° pendant la déformation, il a été remis à l'horizontale.



10 d_1 -Restauration du modèle To_2 en position horizontale



10 d_2 - Quelques structures triangulaires représentant à chaque fois, un chevauchement synthétique et son conjugué

Fig. III-10 d Modèle incliné (α = 10°) pendant le raccourcissement (voir Fig. X-10b): Analyse de la déformation

Les chevauchements antithétiques sont peu nombreux et redressés. Pour chaque chevauchement synthétique et son conjugé, on a une bissectrice à chaque fois inclinée d'au moins deux degrés par rapport à la verticale et du côté du chevauchement synthétique. Cette disposition contribue à accroître la prépondérance de la série synthétique de la pente (voir Fig.10c)

III-3-4 Quelques implications : Les structures mises en place

La mise en place d'un champ de failles est fonction, non seulement de la lithologie et de l'héritage structural, mais aussi de l'environnement à l'entour, c'est à dire des conditions qui impriment et encadrent la déformation. Ainsi, une série supracrustale qui repose sur un substratum rigide par l'intermédiaire d'un niveau de décollement peut présenter une délamination régulière engendrant un champ de failles homogène. Ces failles s'imbriquent très souvent sur le décollement basal et sont associées (§ III-4) ou non à la sédimentation.

Pour modéliser un tel champ de failles, nous avons utilisé, à la base de nos modèles, une feuille de caoutchouc. Celle-ci impose des conditions de transmission des contraintes permettant un raccourcissement "uniforme". Ceci engendre alors un champ de failles relativement homogène. Après l'initialisation au voisinage des deux blocs stables (cloisons mobile et fixe), les structures se propagent rapidement entre les deux premiers accidents. L'évolution de tout l'ensemble se poursuit alors quasi simultanément. Ainsi, l'empilement des nappes qui suit généralement les processus de raccourcissement est alors absent.

La déformation se traduit essentiellement par la fracturation. C'est également le mécanisme le plus rencontré dans les milieux naturels compétents. Ainsi, les surfaces de chevauchements sont disposées en rampes rectilignes et redressées en fin d'expérience. Cette évolution est à lier au raccourcissement et s'accompagne d'un basculement des repères stratigraphiques, horizontaux à l'origine. Près des zones de confrontation entre domaines opposés, les chevauchements peuvent aussi s'incurver vers le haut.

Les principales rampes définies par Butler (1982) sont rencontrées dans ces différents modèles: on a alors,
-des rampes frontales dans la partie centrale des maquettes,
-des rampes obliques qui se localisent entre les rampes frontales ou proches des parois latérales,
- des rampes latérales, le long des parois (latérales). Elles sont alors parallèles à la direction de transport tectonique.

Dans les conditions expérimentales utilisées, les deux types de propagation des chevauchements (prograde ou rétrograde) sont relativement contemporains

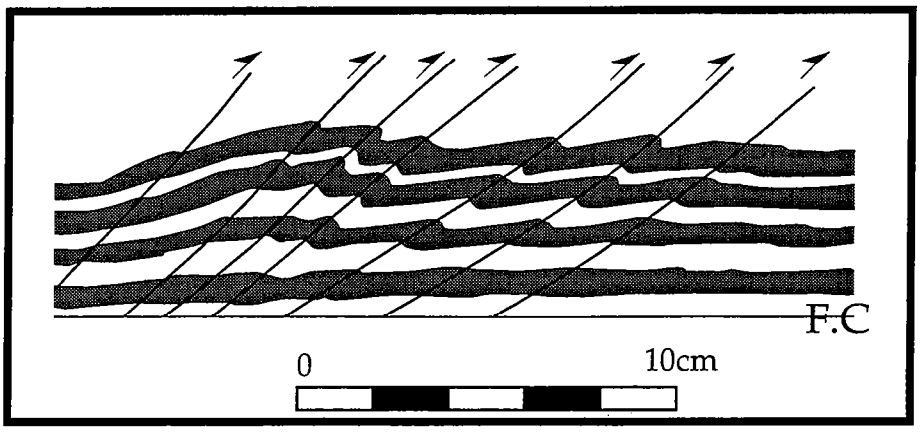


Fig.III-11 Structure imbriquée simple

Les différents chevauchements se rattachent sur la feuille de caoutchouc (F.C)

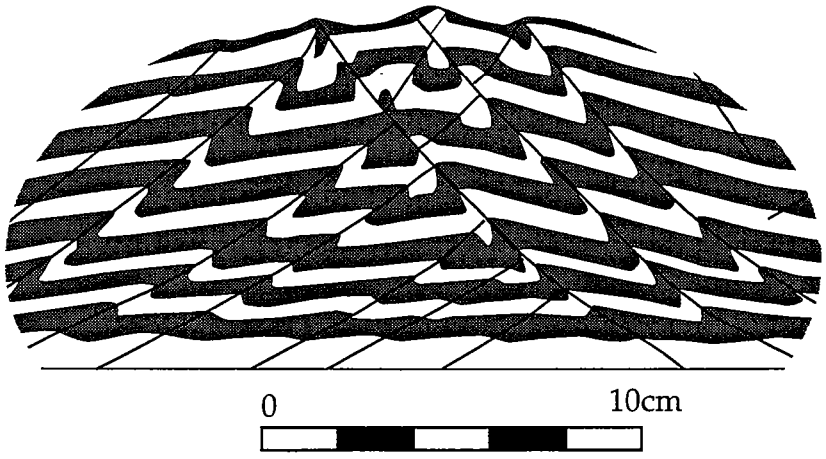


Fig. III-12 Zone triangulaire issue d'un modèle

et définissent, pour chaque modèle, une rythmicité propre caractéristique de son épaisseur, des conditions aux limites et de la rhéologie.

Les différents chevauchements résultants s'imbriquent sur la feuille de caoutchouc (Fig. III-11) pour constituer une structure imbriquée simple (Boyer & Al, 1982). Ces chevauchements peuvent aussi se combiner entre eux. Ainsi, près de la cloison fixe, les structures ont généralement tendance à être décollées par les chevauchements synthétiques qui s'encastrent en dessous et définissent ainsi une zone triangulaire (Fig. III-12).

Les différentes structures compressives décrites ci-dessus, et bien d'autres, sont souvent rencontrées dans et autour des lieux de sédimentation. Dans de telles conditions, leur évolution peut être contemporaine de la sédimentation: alors, comment se comportent ces structures?

III-4 Chevauchements et sédimentation

La tectonique compressive, très souvent, associe la sédimentation à l'évolution des chevauchements. Nous allons, à travers la série d'expériences en système fragile qui va suivre, rechercher quelle influence la sédimentation peut avoir sur le développement des structures compressives (chevauchements en particulier).

III-4-1 Déformation et modes de sédimentation

Les conditions expérimentales, décrites ci-dessus, restent celles d'une compression "uniforme". Avant déformation, le modèle a une épaisseur initiale qui peut être:
- soit faible (de l'ordre du centimètre); dans ce cas, l'essentiel du matériau en fin d'expérience est contemporain de la déformation,
- soit importante (supérieure à 1 cm); le chevauchement, dans ce cas, traverse d'abord tout le matériau initial, puis, poursuit une évolution synsédimentaire.

Comme pour l'essentiel de la mise en place de l'épaisseur initiale, nous utilisons, pour la sédimentation, un versoir à débit uniforme, nous permettant à chaque moment de recouvrir complètement toute la surface du modèle (voir Fig. III-1). La sédimentation débute avec la structuration des maquettes, ou tout simplement à l'issue d'un raccourcissement donné. Pour nous rapprocher du

Modèles	Ei Epaisseur initiale (mm)	Vc Vitesse d'avancée du piston (cm/h)	Li Longueur initiale du modèle (en mm)	dl_1 Taux de déformation au début de la sédimentation (en%)	Es Epaisseur rajoutée au cours de la déformation (en mm)	dl_2 Taux de déformation à la fin de la sédimentation (en %)	dl Taux de déformation total (en %)	T Nombre de failles total (syn+antit)
Sp_{12}	10	11	460	4,3	20	16	22,4	28 (18+10)
Sp_{13}	10	11	455	4,4	30	18	22	26 (16+10)
Sp_{14}	10	10	460	4,3	40	19	21,7	23 (17+6)
Sp_{21}	20	10	460	4,3	10	16	21,7	22 (14+8)
Sp_{22}	20	10	461	4,3	20	15	22	22 17+5)
Sp_{23}	20	10	450	4,4	30	17	22,2	20 (12+8)
Sp_{31}	30	10	460	4,3	10	15	21,7	17 (13+4)
Sp_{32}	30	10	460	4,3	20	16	22,2	19 (14+5)

Tableau III-4 Modèles à sédimentation progressive :
paramètres expérimentaux.
La sédimentation est réalisée entre les taux de déformation dl_1 et dl_2 de façon continue.

Modèles	Ei Epaisseur initiale (en mm)	Vc Vitesse d'avancée du piston (en cm/h)	Li Longueur initiale (en mm)	dl_a Taux de raccourcissement lors de la sédimentation instantanée (en %)	Es Epaisseur rajoutée au cours de la déformation (en mm)	dl Taux de déformation total (en %)	T Nombre de failles total (syn+ant)
Si_{101}	10	10	460	8,7	20	22,4	30 (7+23)
Si_{102}	10	10	460	8,7	30	21,7	13 (7+6)
Si_{103}	10	10	461	8,6	40	19,5	7 (3+4)
Si_{201}	20	20	465	4,3	20	21,5	17 (12+5)
Si_{202}	20	10	460	8,6	20	21,7	17 (13+4)
Si_{203}	20	10	460	8,6	30	21,7	19 (12+7)

Tableau III-5 Modèles à sédimentation instantanée:
paramètres expérimentaux.
Toute la phase sédimentaire s'effectue à dl_a (à l'arrêt).

caractère périodique et des modalités de sédimentation naturelle, nous utilisons deux modes de sédimentation (voir Chap. IV, Fig. IV-8).
- **Une sédimentation quasi continue**. Elle est assurée par passage régulier du versoir au-dessus du modèle pendant la déformation. La quantité de matériau apportée peut être modifiée en jouant sur la fréquence des passages du versoir.
- **Une sédimentation épisodique** qui nous permet à un instant donné, après arrêt momentané de la déformation, de déposer une certaine quantité de matériel puis de relancer la déformation.

Dans l'absolu, les deux processus de sédimentation sont épisodiques. Toutefois, avec le premier processus, les structures mises en place sont presqu'à tout moment sous l'influence de la sédimentation. Et cette dernière correspond chaque fois à une fine pellicule au dessus du modèle. L'essentiel de l'évolution des structures se trouve ainsi sous l'influence de la sédimentation.

III-4-2 Déformation synsédimentaire

III-4-2-1 Variations de la quantité de matériau apportée

a- Résultats expérimentaux

Tous les modèles ont été déformés pendant la même durée et quasiment à la même vitesse (Tableau III-4 et III-5). Ainsi, les variations d'épaisseurs dont il est question dans nos modèles vont correspondre en fait à des changements de taux de sédimentation.

Toute variation des épaisseurs sédimentées (E_S) va modifier le champ de failles résultant (Fig.III-13). En subsurface (Fig.III-13a), le champ de failles correspond à des accidents continus traversant tout le modèle (sédimentation épisodique), ou alors, à un ensemble de structures relativement discontinues. Dans ce cas, le champ de failles est diffus et lié à la sédimentation quasi continue qui recouvre régulièrement les failles inverses dans leur évolution.

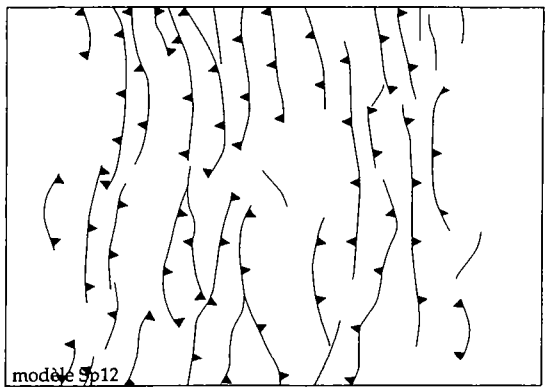
Quelle que soit la modalité de sédimentation, toutes les failles n'émergent pas en surface. Le nombre de failles diminue quand l'épaisseur sédimentée augmente. Pour deux modèles identiques, celui à sédimentation épisodique présente moins de failles. Toutefois, la structuration initiale (liée à Ei) peut modifier le champ de failles final (Fig.III-13b). On peut alors se retrouver avec des modèles à sédimentation épisodique présentant plus de failles que leurs

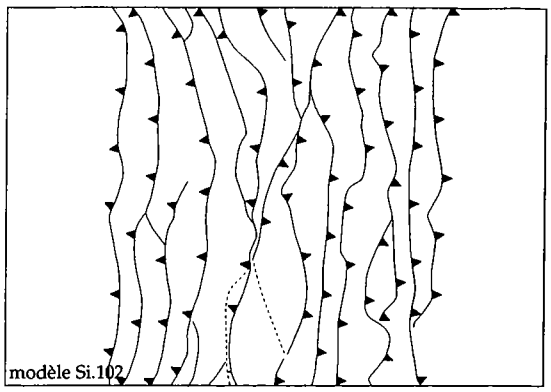
Sédimentation quasi-continue

Sédimentation épisodique

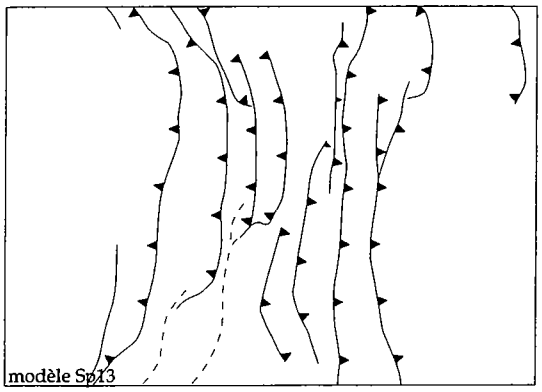
Es

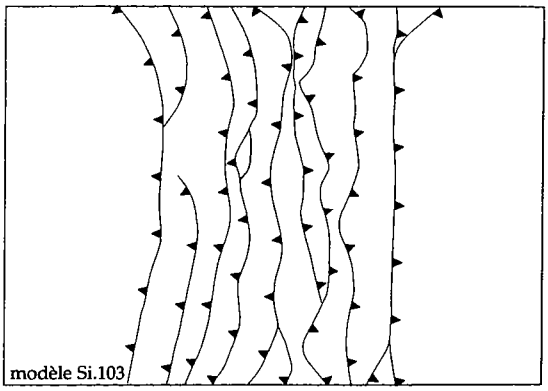
2cm



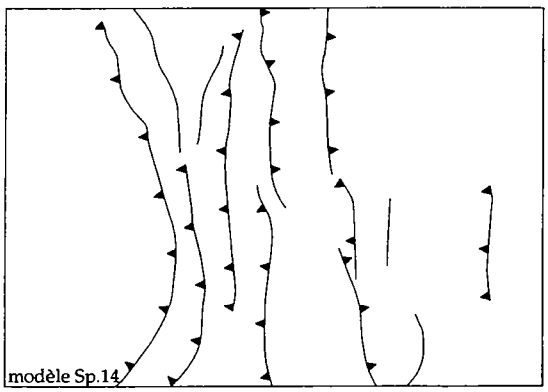


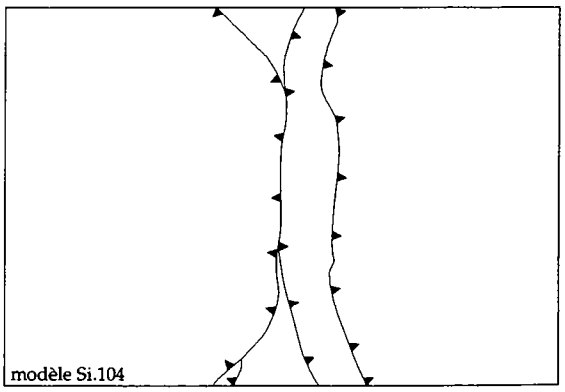
3cm





4cm

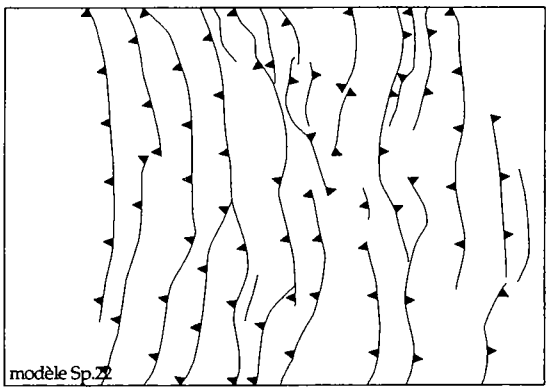


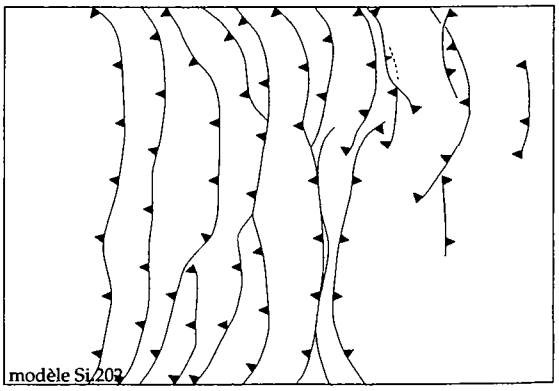


Ei=1cm

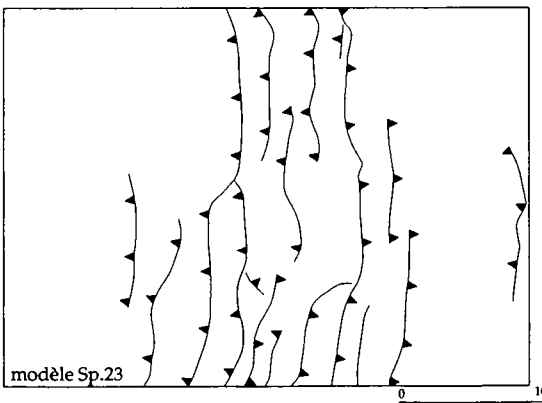
Ei>1cm

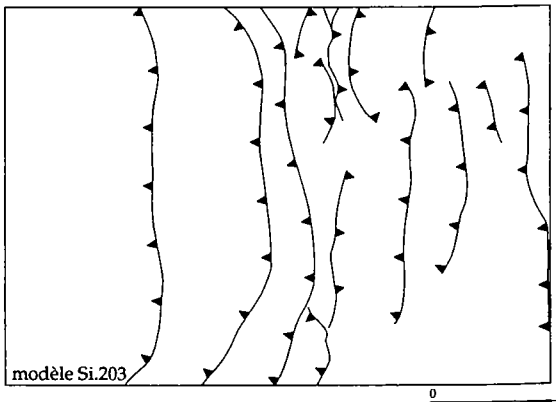
2cm





3cm





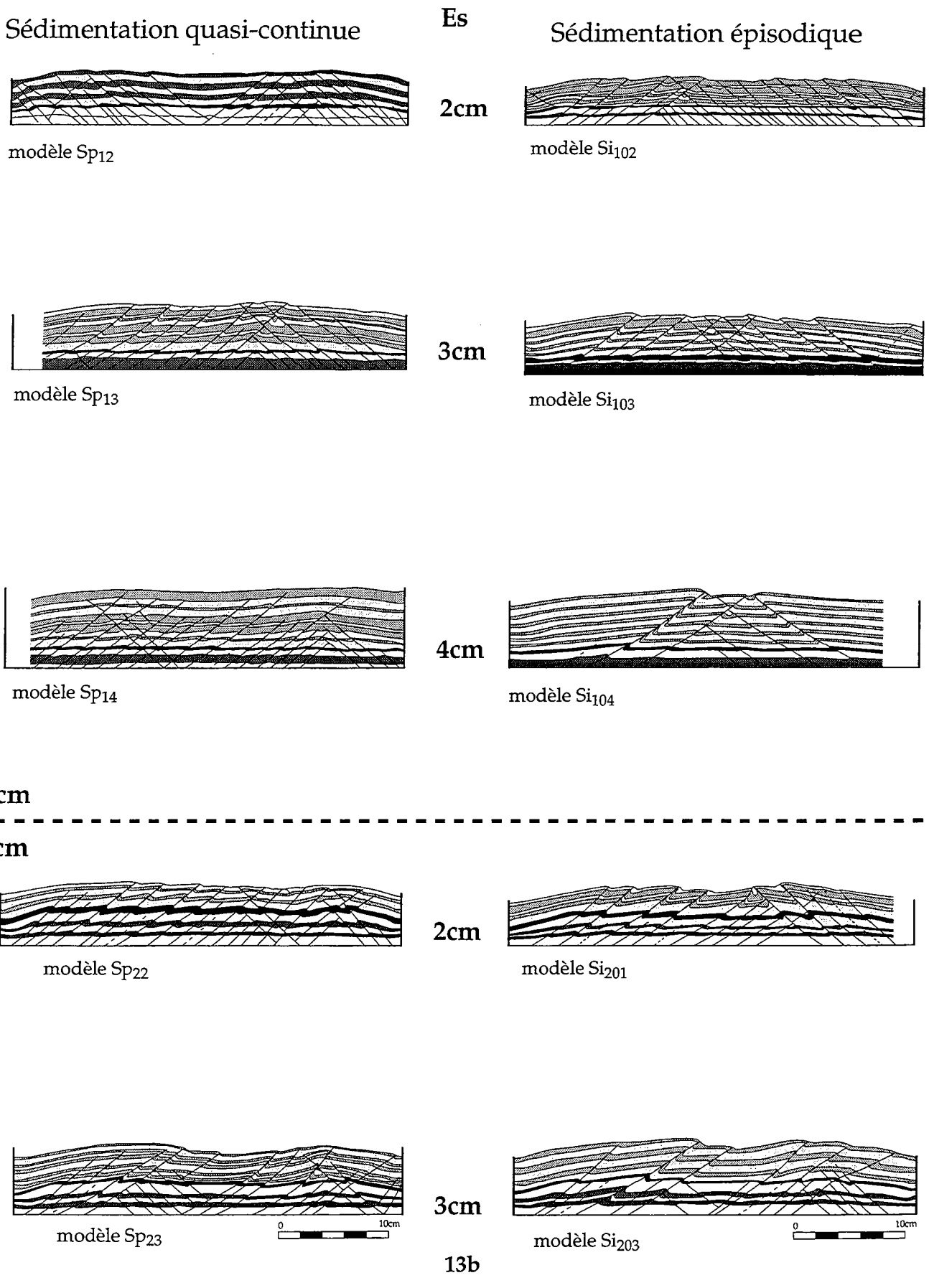


Fig. III-13 Influence de la variation du taux de sédimentation à travers:

13a la cartographie (ci-contre) et **13b** la structuration (ci-dessus) des modèles à l'issue de la déformation synsédimentaire.
En général, le nombre de failles diminue quand l'épaisseur de la sédimentation augmente.

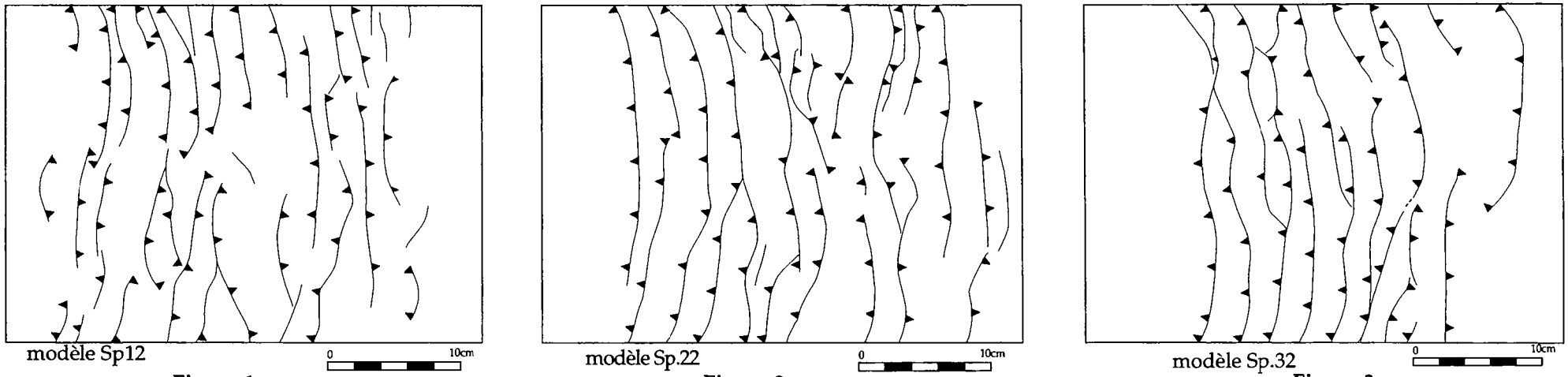


Fig.III-14 Impact de l'épaisseur initiale sur le champ de failles synsédimentaire.

Le domaine occupé par le champ de failles est sensiblement réduit quand l'épaisseur initiale augmente; le nombre de failles diminue également par la même occasion. Ceci est dû à l'effet de coin lié à l'épaisseur initiale de chaque modèle.

équivalents à sédimentation progressive (Exemples modèles Sp_{12} et Si_{102} Fig.III-13b).

Avec des épaisseurs initiales plus importantes et préfracturées, le domaine à déformer est réduit (Fig.III-14). Il en est de même du nombre de failles. En conséquence, il y a une augmentation de l'espacement entre failles.

En général, à faible taux de sédimentation (surtout pour une sédimentation quasi continue), la quasi-totalité des accidents initiaux restent actifs. Beaucoup de ces accidents émergent d'ailleurs en surface (Fig .III-15). Lorsque le taux de sédimentation devient important, outre les accidents émergeant en surface, d'autres sont partiellement remobilisés et s'amortissent en profondeur (sédimentation quasi continue). En revanche, pour une sédimentation épisodique, de nombreux accidents initiaux restent bloqués net au niveau de l'épaisseur initiale ou tout simplement coincés sous une famille de failles à vergence inverse (structuration du modèle en domaines).

Les chevauchements rencontrés dans nos modèles synsédimentaires correspondent à des rampes caractérisées par deux géométries:
l'une plane et rectiligne,
l'autre concave vers le haut.
- Pour une faible épaisseur initiale, les rampes sont presque planes: elles poursuivent leur croissance dans le matériau de remplissage sans s'incurver. Mais le plan de faille, au cours de son évolution synsédimentaire, subit un redressement dépassant les 45°. La concavité vers le haut, quand elle existe, est très faible.
- Des géométries concaves sont nettement visibles lorsque l'épaisseur initiale est importante. La rampe est alors constituée de deux segments (Fig. III-16):

+ un premier segment à travers l'épaisseur initiale, où le pendage est inférieur à 35°,

+ puis, le segment synsédimentaire concave avec des pendages variant entre 40° et 45° (voire même plus).

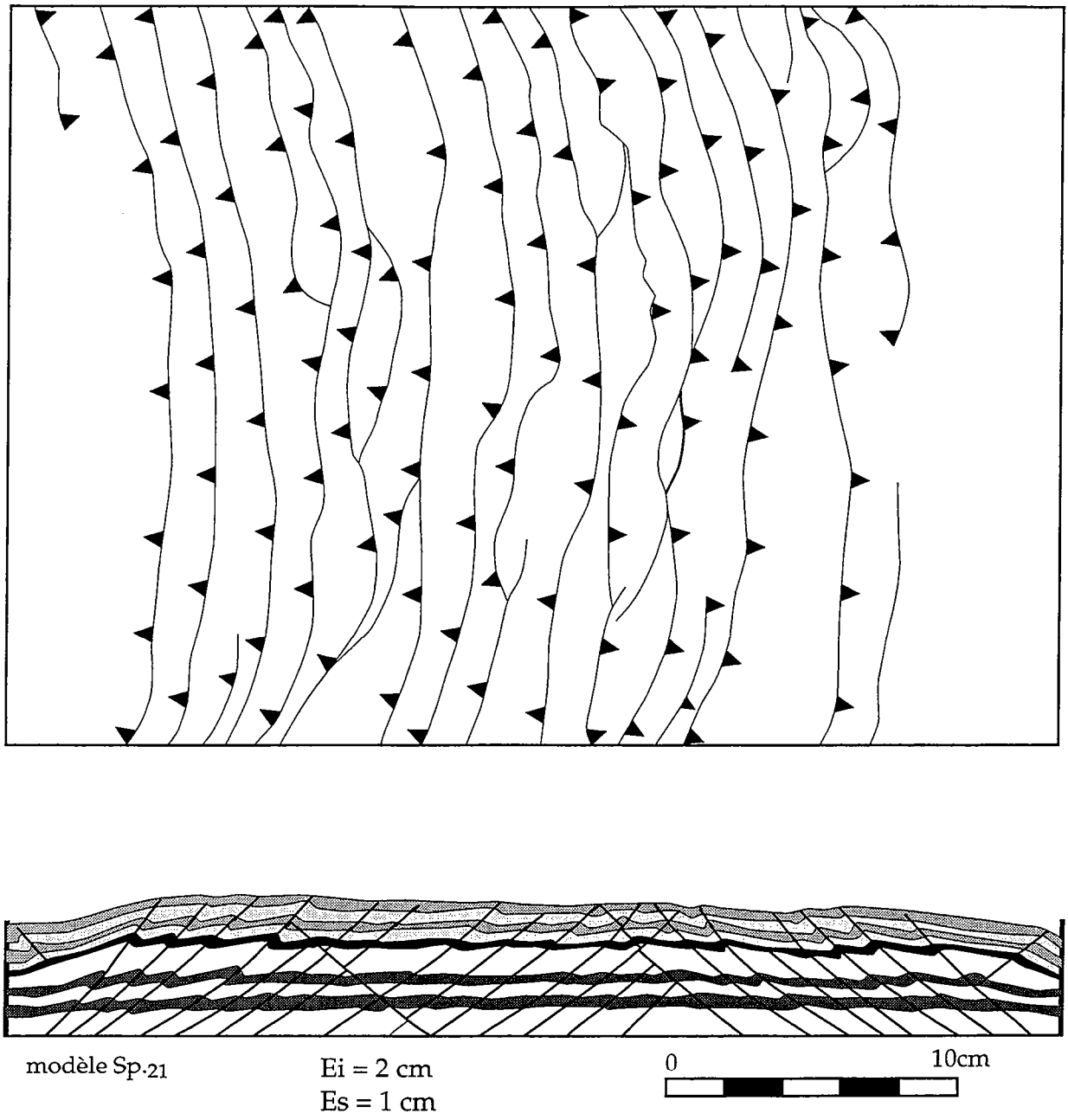


Fig. III-15 Remobilisation de la quasi-totalité des structures préexistantes, bien ancrées dans l'épaisseur initiale. Ceci, pour une sédimentation progressive
(Sédimentation quasi continue)

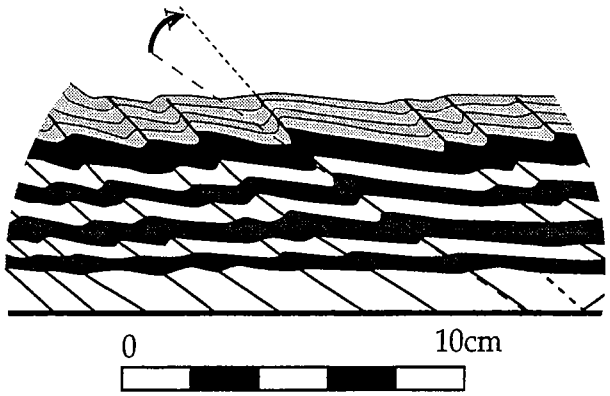


Fig.III-16 Evolution synsédimentaire des chevauchements

On note une rupture de pente pour le segment synsédimentaire

III-4-2-2 Le cycle érosion-sédimentation: résultats expérimentaux

La surface de la Terre est aussi le siège de phénomènes externes qui la dénudent, modifiant ainsi son relief. C'est le matériel ainsi érodé qui, très souvent, assure la sédimentation. Pour tenir compte de ce processus, nous avons construit quelques modèles que nous avons soumis au processus d'érosion-sédimentation. Certains de leurs paramètres sont consignés dans le tableau III-6.

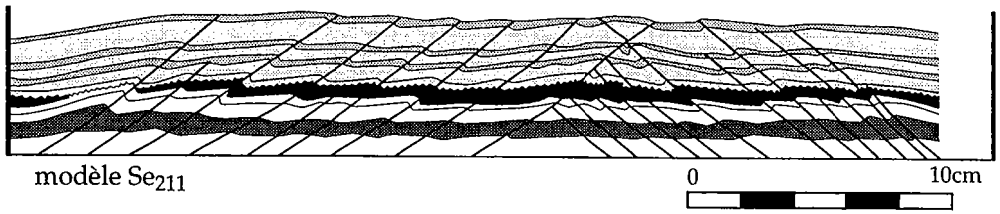
Pour déformer ces modèles, nous procédons par étapes.
- Dans une première phase, les modèles sont soumis à une sédimentation.
- Puis, à l'arrêt, nous procédons à l'érosion des reliefs (5 à 10mm d'épaisseur) ce qui permet de niveler de nouveau la surface du modèle.
- La sédimentation intervient de nouveau, soit épisodiquement avant la seconde phase de raccourcissement (modèles Se_{221} et Se_{222}), soit de façon quasi continue au cours de cette dernière phase.

En variant le taux de raccourcissement à l'issue de la première phase, on obtient un modèle plus ou moins déformé et structuré (figure III-17). Ainsi, même si l'on rajoute la même épaisseur de matériau (Es) dans les modèles Se_{211}

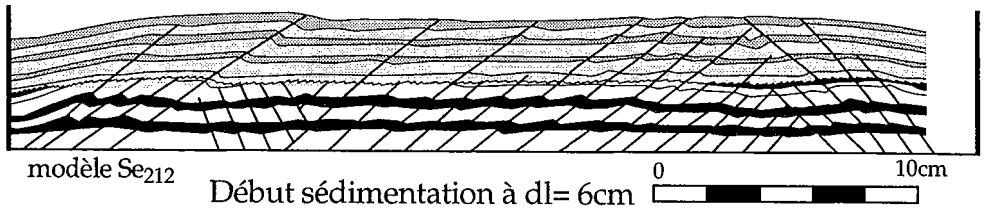
Modèles	Ei Epaisseur initiale (en mm)	Li Longueur initiale (en mm)	dl_1 Taux de déformation marquant érosion et début sédimentation (en %)	dl_a Taux de déformation marquant érosion et sédimentation instantanée (en %)	Es Epaisseur rajoutée au cours de la déformation (en mm)	dl_2 Taux de déformation marquant la fin de la sédimentation (en %)	dl Taux de déformation total (en %)	Nombre de failles	
								émergeant	total
Se_{211}	20	465	5,3	/	20	17,2	21,5	11	21
Se_{212}	20	465	13	/	20	19,3	22,1	9	29
Se_{221}	20	465	/	8,6	20	/	22,1	12	28
Se_{222}	20	467	/	12,8	20	/	21,8	10	30

Tableau III-6 Erosion-Sédimentation: paramètres expérimentaux

a- Sédimentation quasi continue

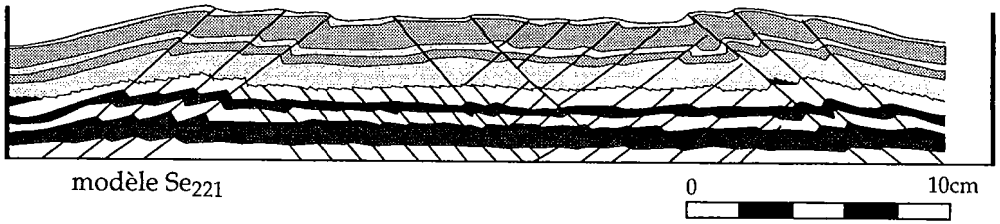


Début sédimentation à dl= 2,5cm

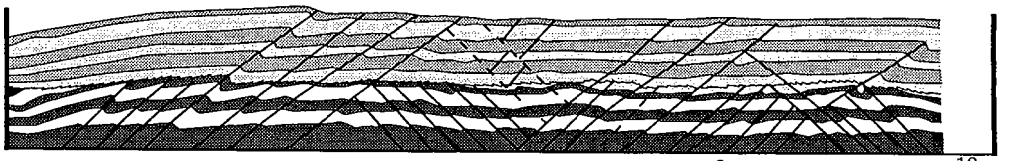


Début sédimentation à dl= 6cm

b- Sédimentation instantanée



Arrêt - érosion et sédimentation à dl= 4cm



Arrêt - érosion et sédimentation à dl= 6cm

Fig. III-17 Structuration des maquettes à l'issue du cycle érosion-sédimentation

L'érosion permet à tout moment de diminuer la charge s'exerçant sur les accidents. Elle facilite ainsi le prolongement de la durée d'activité de certains accidents au cours de la sédimentation.

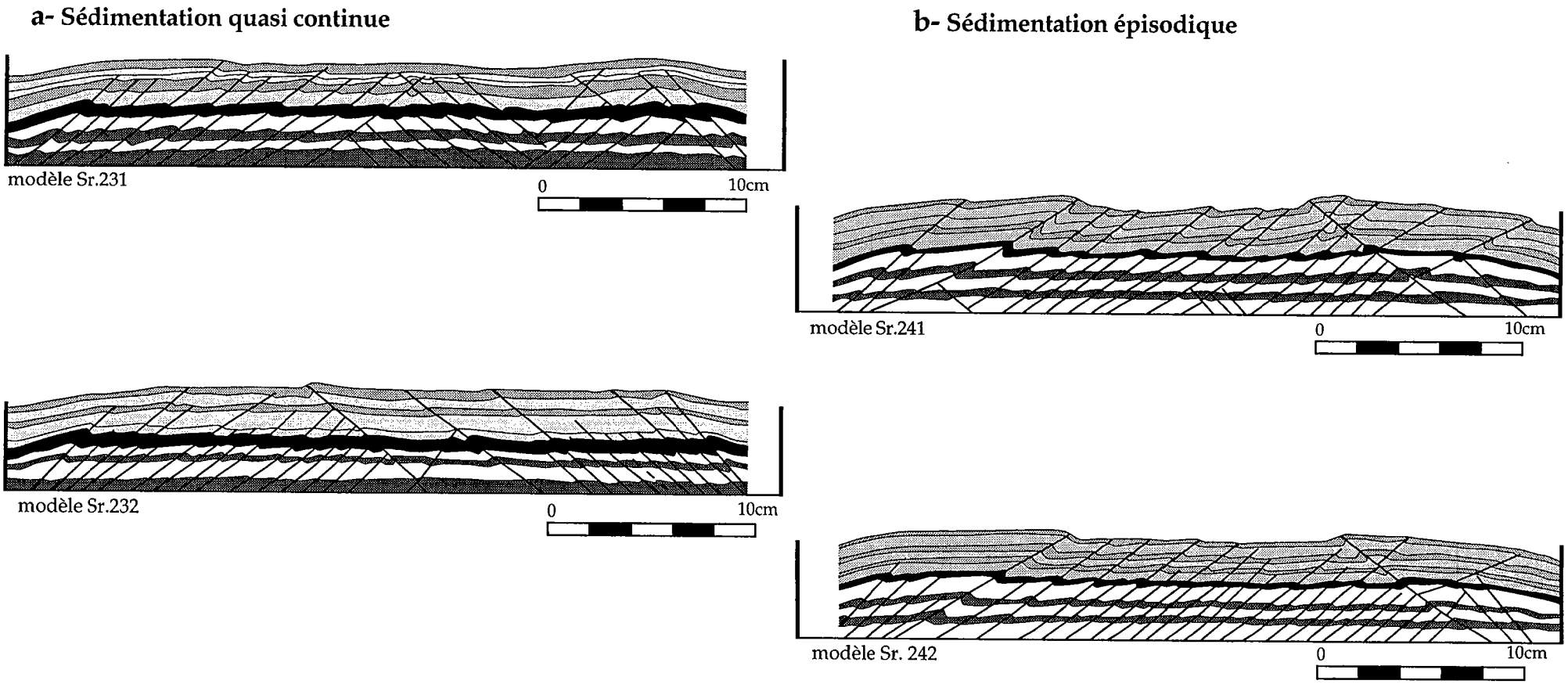


Fig. III-18 Réactivation des chevauchements en compression.

Tous les modèles subissent quasiment la même quantité de raccourcissement. La sédimentation ne commençant pas au même instant, certains modèles, avant sédimentation, seront plus structurés que d'autres. La structuration finale se trouve ainsi influencée par le degré de raccourcissement avant sédimentation, par la modalité et le taux de sédimentation (il reste toujours des accidents aveugles)

et Se_{212} (sédimentation quasi continue), on aura plus d'accidents aveugles dans le modèle Se_{212} car:
1°- le modèle étant très déformé initialement (avant sédimentation), de nombreux accidents deviennent peu actifs et,
2°- malgré l'érosion, le taux de sédimentation plus élevé dans le modèle Se_{212} (parce que les deux modèles subissent le même raccourcissement global à la même vitesse) va bloquer de nombreux accidents au niveau de la surface d'érosion, modifiant ainsi la rythmicité dans la partie synsédimentaire (voir Fig. III-17).

D'une manière générale, par rapport aux modèles identiques et ne présentant comme seule différence que l'absence d'érosion, nous avons moins d'accidents aveugles pour les modèles ayant subi une érosion: c'est le cas par exemple entre le modèle Se_{221} (voir Fig. III-17) et le modèle Sr_{241} (Fig. III-18). Ceci est particulièrement clair au niveau des premiers accidents synthétiques, les autres accidents se structurant généralement de façon variée. Ainsi, il est possible de remobiliser beaucoup plus d'accidents grâce à l'érosion.

Toutefois, pour le modèle Se_{222}, malgré l'érosion, les trois premiers accidents synthétiques restent non réactivés. L'érosion est donc loin d'être la seule condition pouvant assurer une réactivation des chevauchements en compression.

III-4-2-3 Sédimentation et réactivation d'un champ de failles inverses en compression: résultats expérimentaux

Nous regardons particulièrement ici, en fonction du degré de préfracturation (avant la phase synsédimentaire), les conditions de réactivation des chevauchements. Cette intensité de préfracturation est fonction du raccourcissement subi (Tableau III-7), mais aussi de l'épaisseur initiale. Ce degré de structuration initiale peut alors modifier le champ de failles synsédimentaires résultant (voir Fig.III-18).

D'une manière générale, de nombreuses failles sont réactivées au moins partiellement, lorsqu'il s'agit d'une sédimentation quasi continue, alors que la rupture est beaucoup plus nette à l'interface entre l'épaisseur initiale (Ei) et celle sédimentée (Es), pour une sédimentation épisodique. De même, comme nous l'avons vu précédemment, pour un raccourcissement initial plus important (modèles Sr_{232} et Sr_{242}), quelle que soit la modalité de sédimentation, les

Modèles	Ei Epaisseur initiale (en mm)	Vc Vitesse d'avancée du piston (en cm/h)	Li Longueur initiale (en mm)	dl_1 Taux de déformation marquant érosion et début sédimentation (en %)	dl_a Taux de déformation marquant érosion et sédimentation instantanée (en %)	Es Epaisseur rajoutée au cours de la déformation (en mm)	dl_2 Taux de déformation marquant la fin de la sédimentation (en %)	dl Taux de déformation total (en %)
Sr_{230}	20	20	475	6	/	20	21,7	22
Sr_{231}	20	20	465	8,6	/	20	19,3	21,5
Sr_{232}	20	20	465	12,9	/	20	20,4	21,7
Sr_{241}	20	20	461	/	8,7	20	/	22
Sr_{242}	20	20	460	/	13	20	/	21,7
Sr_{243}	20	20	460	/	15,2	20	/	21,7

Tableau III-7 Raccourcissement et réactivation des chevauchements:
paramètres expérimentaux

chevauchements aveugles sont beaucoup plus nombreux pour la même charge, par rapport aux modèles initialement peu structurés.

Toutefois, le champ de failles synsédimentaires utilise préférentiellement les structures préexistantes. Quelques structures néoformées peuvent se mettre en place lorsque le taux de sédimentation est élevé. Mais, la sédimentation quasi continue réactive pratiquement tous les accidents (voir Fig.III-15)

III-4-2-4 Interprétations, discussions et conclusions

Toutes les observations faites ci-dessus montrent bien que les structures contemporaines ou préexistantes ne restent pas insensibles à la sédimentation. Les changements sont fonction du taux de sédimentation (qui correspond ici à l'épaisseur sédimentée) et influencés par le cycle érosion-sédimentation. Ces changements se traduisent principalement par la réactivation ou non de certains accidents du champ de failles, et par la modification de la géométrie des segments synsédimentaires des chevauchements.

a- Le champ de failles.

La sédimentation intervient sur la rythmicité des failles, conséquence de l'épaisseur du modèle. La sédimentation atténue ainsi l'impact des chevauchements en surface: certains restant bloqués en profondeur.

* Il y a alors entre la base et la surface de chaque modèle, une double rythmicité induite par la sédimentation:
- une première rythmicité liée uniquement à l'épaisseur initiale
- puis en subsurface, un espacement un peu plus important entre failles (certaines restant partiellement ou pas du tout réactivées). Cet espacement en surface intègre l'épaisseur rajoutée (Es) et l'épaisseur initiale préfracturée. Ceci est bien marqué pour les modèles à sédimentation épisodique où nous avons une limite franche au niveau de l'épaisseur initiale. Dans les deux cas, les chevauchements partiellement ou pas du tout remobilisés correspondent à des chevauchements dits aveugles.

* Si le nombre de failles d'un modèle est fonction de l'épaisseur initiale, au cours d'une évolution synsédimentaire, l'émergence des accidents en surface est contrôlée surtout par le taux de sédimentation. Ainsi, un apport important impose sa charge aux différents accidents, ne remobilisant que ceux dont la

position est compatible avec la nouvelle rythmicité. Cette dernière va préférentiellement utiliser des structures préexistantes qui constituent des zones de faiblesse. Ainsi, entre un modèle témoin et un modèle synsédimentaire de même épaisseur totale (Et) en fin d'expérience (NB. pour le modèle témoin, Ei est quasiment égale à Et alors que pour le modèle synsédimentaire, Et = Ei + Es), la ryhmicité sera différente tant en surface qu'en profondeur.

* L'évolution synsédimentaire dans ces conditions (préfracturation) pose essentiellement le problème de la réactivation en compression des chevauchements. Nos modèles se structurent systématiquement par deux premiers accidents de vergences opposées. Leur mise en place est liée à l'épaisseur du modèle, contrôlée aussi par la structure de l'enceinte. Ces premières structures, lorsque la sédimentation est épisodique, sont pratiquement toujours néoformées, en dépit des structures préexistantes. Avec donc un pendage proche du pendage initial (30°), ces failles peuvent recouper les structures préexistantes (voir modèles Sr241, Sr242...). Les structures préexistantes au dos de ces deux accidents sont alors d'autant plus inactives que la sédimentation est importante et épisodique (Fig.III-19).

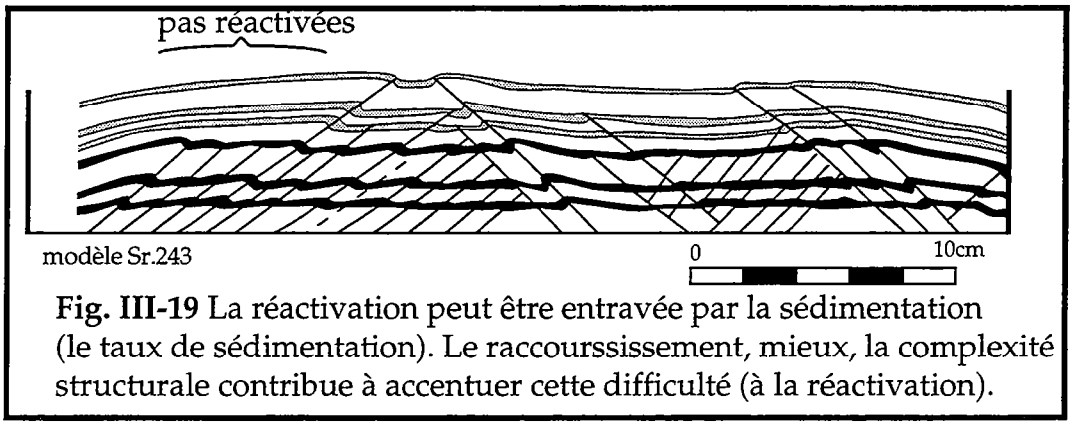


Fig. III-19 La réactivation peut être entravée par la sédimentation (le taux de sédimentation). Le raccourssissement, mieux, la complexité structurale contribue à accentuer cette difficulté (à la réactivation).

D'une manière générale, la réactivation des chevauchements est fonction:
- de la préfracturation, dont les structures sont préférentiellement réactivées,
- de l'orientation des chevauchements (les pendages inverses compliquant la structuration et par conséquent, la réactivation),
- du pendage des chevauchements qui, au-delà de 45°, accommodent moins le raccourcissement, et peuvent se retrouver rapidement bloqués par toute surcharge sédimentaire,
- de la rythmicité, qui est modifiée par la sédimentation,

- du cycle érosion-sédimentation; l'érosion diminuant l'épaisseur du modèle, va diminuer la charge sur chaque accident, mais surtout, changer les conditions de rythmicité. Ainsi, un accident préalablement bloqué sous l'effet de la charge peut se trouver réactivé. En dépit de la disposition en domaines, pouvant compliquer l'évolution synsédimentaire, le cycle érosion-sédimentation va donc faciliter la réactivation des chevauchements peu redressés et en position compatible avec la nouvelle rythmicité.

b- La géométrie et le pendage des chevauchements

En plus de son rôle sur la distribution des chevauchements, la sédimentation intervient aussi sur le pendage des chevauchements et modifie leur géométrie (voir Fig. III-16). Or, dans les modèles témoins (sans sédimentation voir § III-3), nous avons aussi relevé des modifications de même nature, en particulier le redressement des pendages, avec des géométries de rampes pouvant être planes ou concaves vers le haut. Qu'elle peut donc être la contribution de la sédimentation dans ces modifications?

- Dans les modèles témoins, ces changements résultent de l'intensité du raccourcissement. Ainsi, pour un taux de déformation important, les chevauchements de pendages initiaux de 30° environ, se redressent (à cause de la superposition des structures) et très souvent s'incurvent passivement en surface. De plus, la confrontation entre les différents domaines organisés chacun en dominos compressifs va faciliter une telle évolution. Des repères stratigraphiques passifs sont alors basculés, surtout au voisinage des cloisons. Dans la zone intermédiaire, des accidents s'incurvent également vers le haut.

- En revanche, au cours d'une déformation synsédimentaire, nous avons

• une diminution verticale du taux de déformation (vers le haut). Le matériau récent au-dessus est moins déformé que le matériau sous-jacent déposé en premier.

• De plus, les repères stratigraphiques, très légèrement basculés au voisinage des cloisons, restent quasiment horizontaux sur l'ensemble du modèle.

Ainsi, les conditions qui, dans les modèles témoins, interviennent dans le redressement des pendages, sont absentes ou au moins très atténuées. Et pourtant, les mêmes changements se produisent avec au moins autant d'importance et surtout, avec une géométrie nettement concave du segment synsédimentaire. On

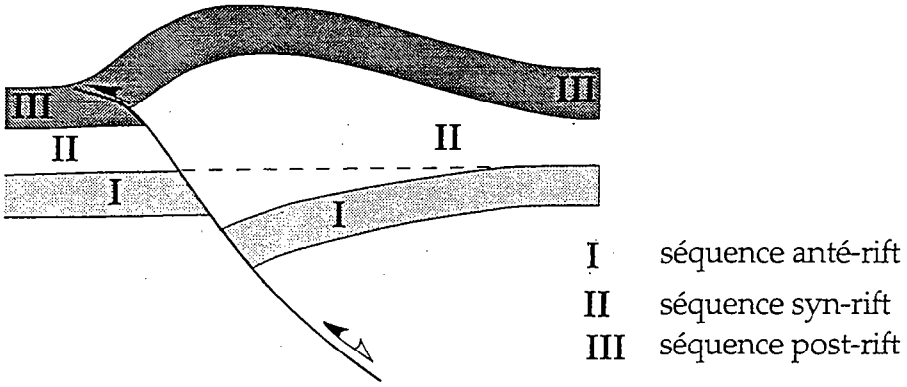


Fig. III-20 Description structurale résultant d'une inversion positive (modifié de Williams et al., 1989)

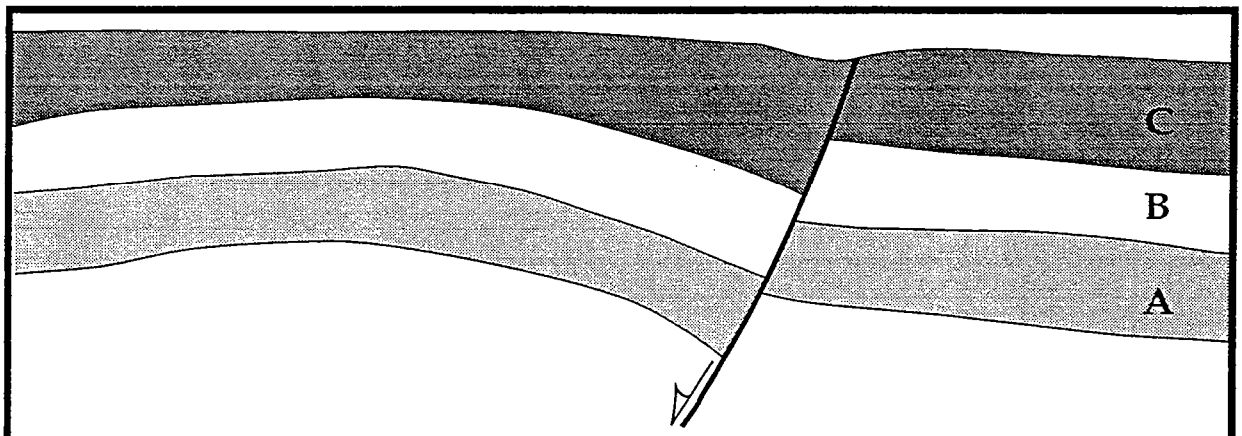


Fig. III-21 Pour les modèles analogiques, à partir d'une séquence stratigraphique anté-rift (A, B, C), nous déposerons une séquence post-rift au cours de la compression. Il n' y aura donc pas de séquence syn-rift.

Modèles	Ei Epaisseur initiale (en mm)	Obliquité pendant l'extension (en °)	Obliquité pendant la compression (en °)	Es Epaisseur sédimentée instantanément à la fin de l'extension (en mm)	Es Epaisseur sédimentée progressivement pendant la compression (en mm)	dl Raccourcissement et extension subis par le modèle (en mm)
Sip_{301}	35	0	0	/	15	105
Sip_{311}	35	0	0	15	/	110
Sip_{312}	35	10	0	20	/	113
Sip_{313}	35	15	0	20	/	110

Tableau III-8 Inversion positive: paramètres expérimentaux

a donc, dans les parties les moins déformées du modèle, des pendages plus importants.

Ceci pose le problème de l'initialisation de la déformation dans du matériau rajouté progressivement. En effet, on se retrouve dans ce matériau avec des pendages initiaux supérieurs à ceux prévus par la loi de rupture en milieu fragile (Mohr-Coulomb). Ceci peut s'expliquer, en admettant tout simplement que l'évolution de chaque segment néoformé est fonction de la structure déjà existante. On n'aura donc pas besoin du pendage initial attendu, mais de celui déjà préexistant et qui serait à chaque fois accentué par la sédimentation.

La sédimentation nous permet alors de sélectionner des accidents dont:
•elle entretient l'évolution par activation, pour les structures néoformées ou, par réactivation, pour les structures préexistantes,
•elle peut modifier leur géométrie et leur pendage au cours de l'évolution.

Dans les conditions expérimentales ci-dessus, la contribution précise de la sédimentation dans la modification des pendages et de la géométrie des plans de failles n'est pas totalement cernée. Le chapitre IV nous permettra de mieux suivre cette évolution. Mais, avant cela, abordons brièvement un aspect de la tectonique d'inversion .

III-4-2-5 Inversion positive: importance de l'homogénéité du champ de failles initial

L'inversion positive se caractérise par une réactivation de failles normales au cours d'une phase tectonique compressive. La géométrie résultant de cette superposition de tectoniques a un caractère extensif en profondeur avec, en subsurface, une contraction associée à l'émergence d'un anticlinal (Fig. III-20). La réactivation est fortement influencée par le champ de failles antérieur.

Pour de nombreux travaux antérieurs notamment Williams et al. (1989), MClay (1989)..., l'inversion positive est effectuée à partir d'un champ de failles normales et de leurs conjugués. Or, d'après les travaux de Vendeville (1987), il est possible d'obtenir un champ de failles normales avec une seule vergence prédominante. Nous allons alors regarder dans ces conditions, comment le champ de failles normales est réactivé en compression.

a- Résultats expérimentaux

Les modèles construits nécessitent donc une phase extensive relayée par une phase compressive. Nous n'aurons pas, dans ces modèles, de phase sédimentaire syn-rift (Fig. III-21).
L'extension est faite dans une enceinte en position horizontale ou basculée d'un certain angle (tableau III-8).

EXTENSION

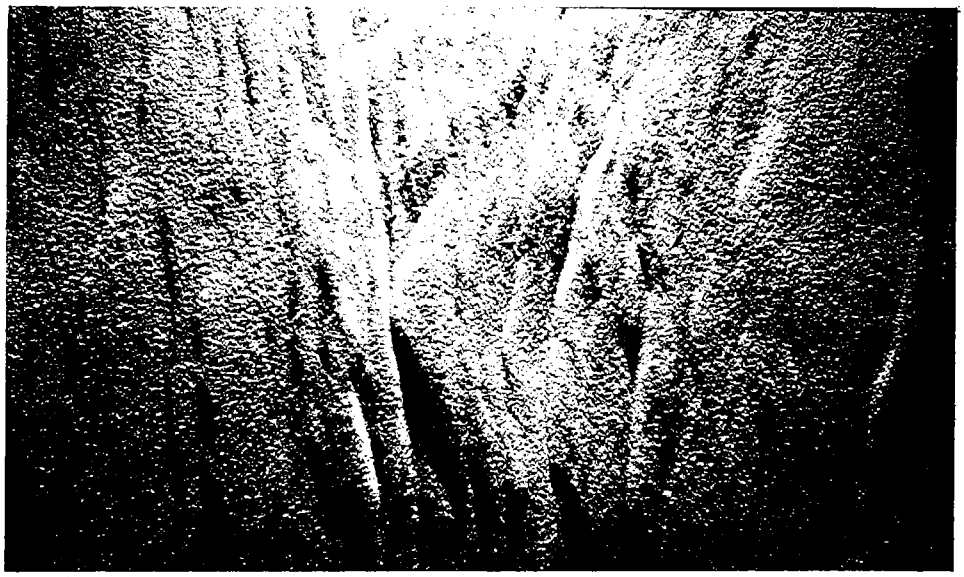
-A l'issue de l'extension, on obtient un champ de failles asymétrique avec, près de la cloison mobile, une famille synthétique puis une alternance de horst et grabens dans le reste du modèle.
-En basculant intensément le modèle, on obtient un champ de failles homogène, avec prédominance d'une vergence.
Des champs de failles normales obtenus dans les mêmes conditions sont décrits par Vendeville (1987).

INVERSION POSITIVE

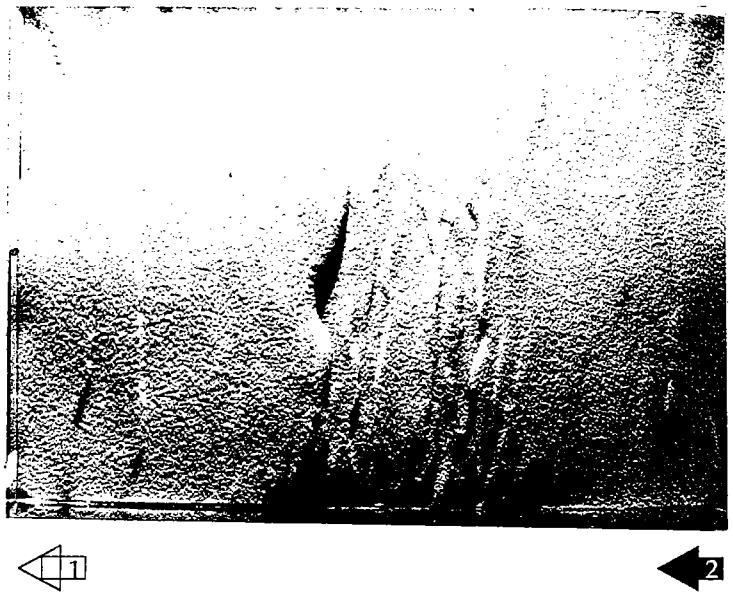
Autour de chaque cloison, on a une zone effondrée, qui sera réactivée prioritairement pendant la compression. Cette dernière sera précédée d'une sédimentation (épaisseur d'environ 2 cm).

Lorsque l'extension a été normale (horizontale: modèles $S_{IP\cdot301}$ et $S_{IP\cdot3\,1\,1}$), le champ de failles en surface, à l'issue de l'inversion, est caractérisé par deux catégories de failles.
1- D'abord, sur pratiquement tout le modèle, on note l'émergence de nombreuses traces diffuses de failles dénotant un caractère éphémère (de leur mise en place). Au cours de l'évolution, plusieurs de ces traces disparaissent d'ailleurs (Fig. III-22, modèle $S_{IP\cdot301}$).
2- Puis, dans un second temps, nous avons quelques grands accidents (une demi-dizaine) de rejet important et dont la mise en place semble intégrer toute l'épaisseur du modèle.

L'évolution cartographique du champ de failles change si, au cours de la première phase de déformation (extensive), nous obtenons un champ constitué de failles de même vergence, régulièrement espacées et parallèles (Fig. III-23). Ceci est obtenu en imposant en plus au modèle construit, une obliquité (10° ou 15°).Dans ces deux cas, le champ de failles obtenu est caractérisé par la



22a- Modèle Sip_{311} : vue de dessus.
Le pendage du modèle est maintenu à 0° pendant l'extension et la compression. La sédimentation est épisodique et se fait entre les deux phases tectoniques: Es = 2 cm



22b- Vue de dessus du modèle Sip_{301}: le pendage est également maintenu à 0° au cours de l'extension et de la compression. En revanche, la sédimentation est quasi-continue pendant la compression: Es = 2 cm

Fig. III-22 Cartographie du champ de failles à l'issue d'une inversion positive "normale".

Pour ces deux modèles différents uniquement part leur mode de sédimentation, le champ de failles en surface donne l'impression d'être peu ancré, avec des rejets de failles en surface peu importants. L'essentiel du raccourcissement est alors accommodé par de grands chevauchements qui traversent tout le modèle en coupant les failles normales sans les réactiver (voir Fig. III-24). La réactivation des failles normales paraît donc peu importante dans ces conditions. Nous pensons que la complexité du champ de failles normales (entre autres) intervient au cours de l'inversion positive

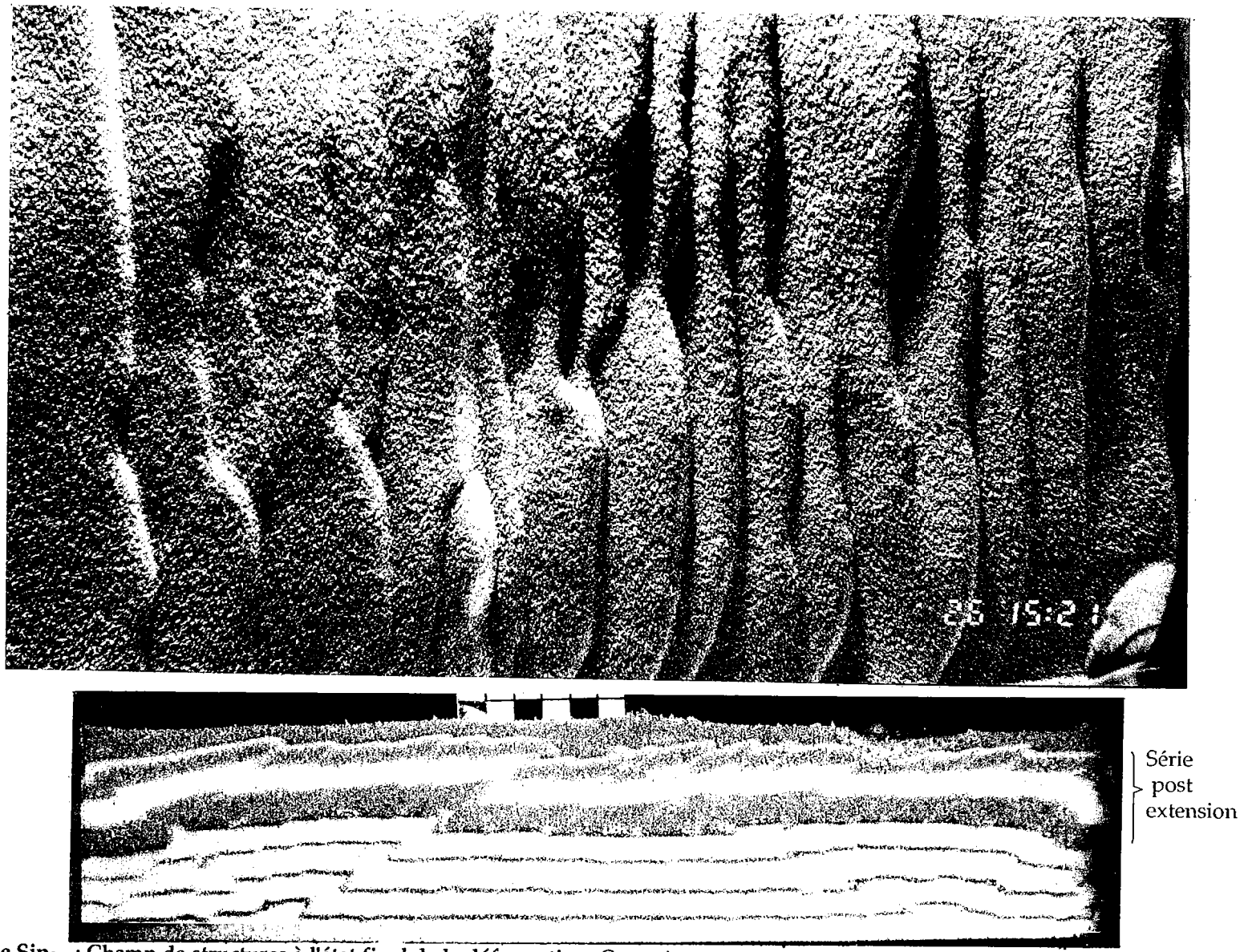


Fig. III-23 Modèle Sip_{313}: Champ de structures à l'état final de la déformation . Contrairement aux modèles précédents (Fig. III-22), le champ de déformation à l'issue de l'inversion positive est constitué en surface de chevauchements régulièrement espacés avec des rejets beaucoup plus visibles. Les chevauchements sont parfaitement associés aux failles normales: la rupture de pente entre le segment normal et le segment inverse de chaque faille est faible (voir Fig. III-24),De plus, la rythmicité spatiales des failles à l'issue de l'inversion est quasiment identique à celle obtenue après extension. En effet, les conditions aux limites nous ont permis d'obtenir, à l'issue de l'extension, un champ de failles peu complexe: il est caractérisé par la prédominance d'une vergence de failles. Ainsi, entre autres conditions de réactivation, nous pensons que, moins le champ de failles normales sera complexe , plus facile se fera sa réactivation en compression.

prédominance de la famille synthétique de la pente du modèle. Mais, lors de la seconde phase (compressive), le modèle remis à l'horizontale, est suivi d'une sédimentation instantanée.

+ L'homogénéité du champ de failles à l'issue de l'extension engendre, au bout de l'inversion, un champ de failles également régulier, car issu de la réactivation de pratiquement toutes les structures préexistantes.
+ Quelques grands accidents, purement inverses, traversent tout le modèle en coupant les failles normales.
+ Les pendages des différents accidents subissent aussi des modifications au cours de cette inversion positive.

Pour une inversion "normale" (modèles, $S_{IP.\ 301}$ et $S_{IP\ 311}$), les failles normales en position favorable par rapport à la direction de transport tectonique (compression), présentent en fin d'expérience des pendages de l'ordre de 70°, alors que les autres failles normales deviennent pratiquement verticales. Quant aux chevauchements résultants, ils ont des pendages voisins de 40°.

Avec l'homogénéisation du champ de failles, il y a diminution du pendage des failles normales pendant la première phase. Ainsi, de 65° à 70° pour le modèle $S_{IP\ 312}$, les pendages descendent entre 55° et 65° pour le modèle $S_{IP\ 313}$. Quant aux chevauchements, ils s'alignent pratiquement suivant les failles normales. Leurs pendages peuvent ainsi dépasser les 50° En revanche, les grands accidents qui traversent tout le modèle, ont des pendages qui restent voisins de 30°.

b- Interprétation, discussion et conclusion (Fig. III-24)

La première phase de l'inversion positive aboutit à un champ de failles normales, dont les traces en surface constituent des points de départ de pratiquement tous les chevauchements, au cours de l'inversion.
Ainsi, le début de la compression se traduit par un réajustement de la plupart des failles normales. Ceci aboutit en surface à des traces de chevauchements plus ou moins importantes.

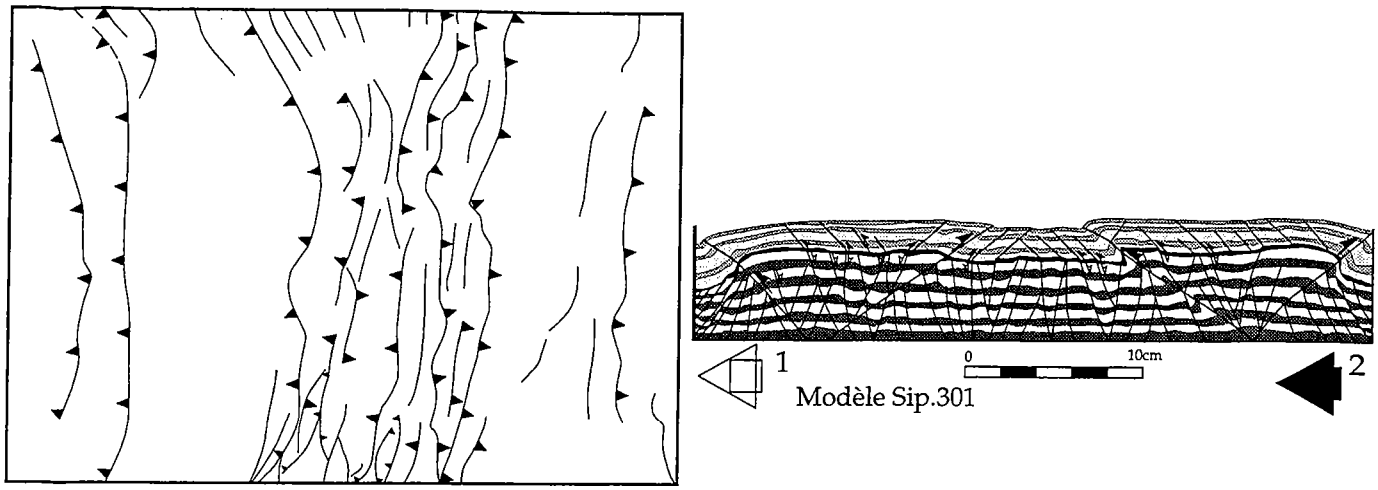
Lorsque le champ de failles normales est complexe (extension horizontale), seules les extrémités supérieures de ces failles subissent un léger mouvement qui va initier les chevauchements, sans qu'il y ait vraiment réactivation de la faille normale dans son ensemble. Ceci explique le caractère éphémère de ces premiers accidents. De plus, certaines failles normales très redressées vont échapper à cette

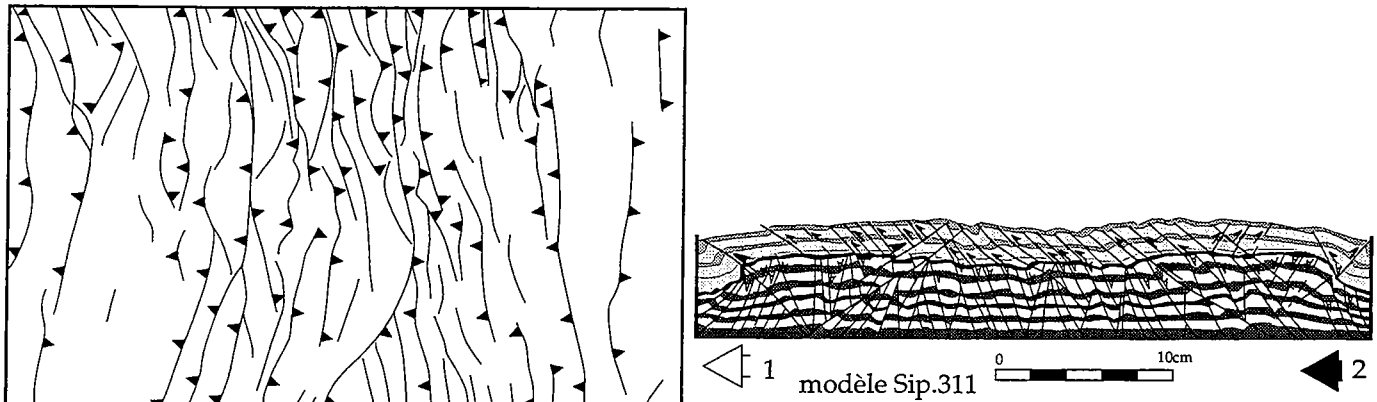
Fig. III-24 Déformation et champ de failles à l'issue de l'inversion positive.

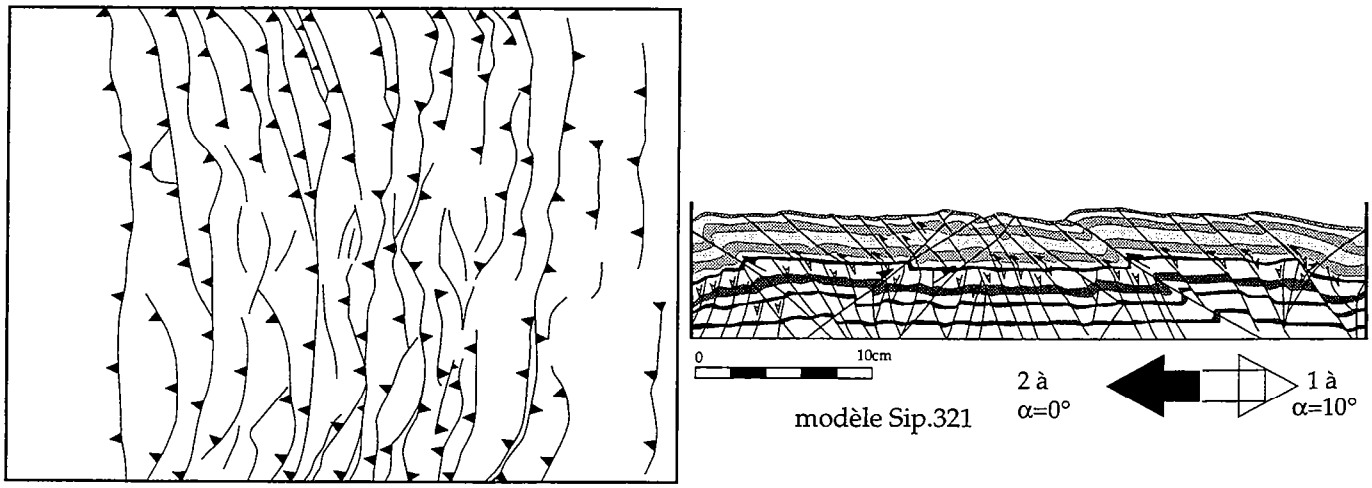
Du haut vers le bas, on note une réactivation de plus en plus importante des failles normales en failles inverses.
Pour les deux premiers modèles (Sip_{301} sédimentation progressive et Sip_{311} sédimentation instantanée) où l'inversion positive se fait à l'horizontale, le champ de failles complexe entrave la réactivation. Ainsi, entre les failles normales et les segments inverses sus-jacents, on note une rupture de pente prononcée.

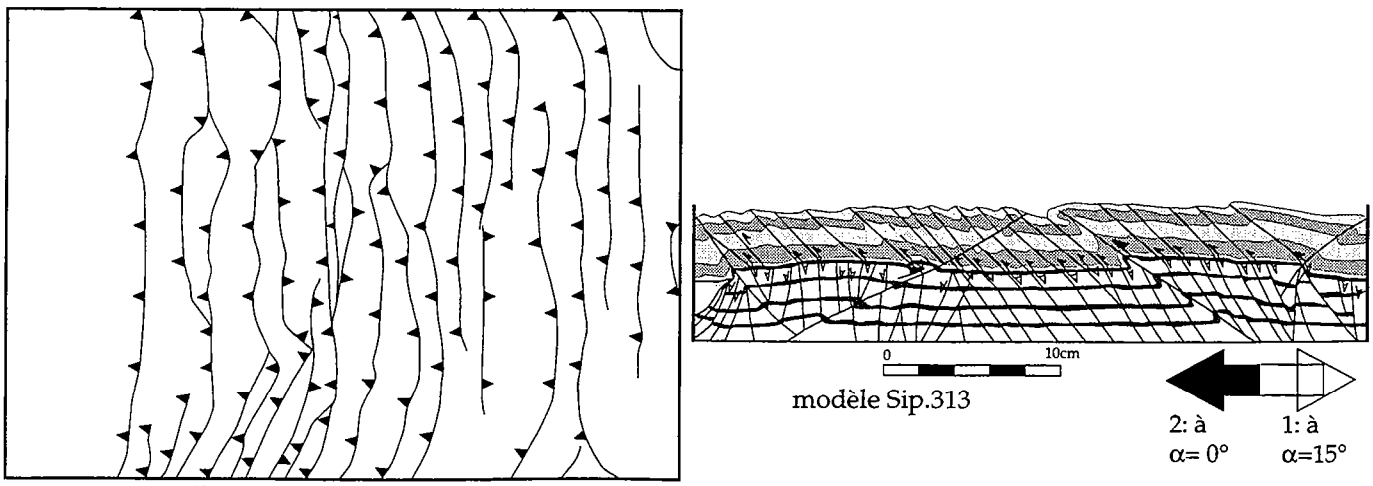
Par contre, lorsqu'au cours de la phase extensive on essaie d'obtenir un champ de failles régulièrement espacées et surtout homogène (une vergence de failles prédominante), l'interaction entre failles normales et inverses devient beaucoup plus importante:
les deux segments de chaque faille (normale et inverse) sont alors pratiquement alignés (pendages voisins).
Ceci est facilité par le fait que l'inclinaison du modèle diminue relativement le pendage des failles normales initiales.
L'homogénéité d'un champ de failles au cours de la phase extensive va donc faciliter la réactivation pendant l'inversion.

Compression Extension


1
0
10cm
2
Modèle Sip.301


1
modèle Sip.311
0
10cm
2


0
10cm
modèle Sip.321
2 à
α=0°
1 à
α=10°


0
10cm
modèle Sip.313
2: à
α= 0°
1: à
α=15°

0
10cm

Fig. III-24

réactivation. Toutefois, quelques failles normales en position favorable seront quand même réactivées, au moins dans leurs extrémités supérieures.

En revanche, si le champ de failles issu de l'extension est homogène, les irrégularités en surface initient les chevauchements qui s'y ancrent solidement et réactivent effectivement les failles normales en compression. Les traces des accidents en surface sont alors bien marquées. Ainsi, la rythmicité en compression est induite par les "irrégularités normales". La prise en compte de toute l'épaisseur du modèle dans la déformation engendre alors de grands accidents à activité plus importante, coupant les failles préexistantes tant normales qu'inverses. Au cours de cette évolution (inversion positive), les failles normales subissent:
-des basculements (redressements) pouvant les bloquer, mais surtout
-des inflexions facilitant leur réactivation (selon la position de chaque faille). Le pendage des chevauchements est ainsi fonction de l'importance de la réactivation des failles normales.
Lorsque la réactivation est peu importante, les pendages (des chevauchements) sont très peu redressés. Par contre, pour les chevauchements s'ancrant parfaitement sur failles normales, nous avons des pendages beaucoup plus redressés. Ainsi, plus le chevauchement pourra inter-réagir avec la faille normale, plus son pendage sera important.
Dans un contexte tectonique d'inversion positive, le pendage du chevauchement peut donc être considéré comme indicateur du degré de réactivation de la faille normale.

Quant aux grandes failles inverses qui traversent tout le modèle, elles ont des pendages normaux (voisins de 30°) car elles ne subissent l'influence d'aucune faille normale.

La réactivation des failles normales pendant l'inversion est donc d'autant plus importante que:
le champ initial est homogène, disposé favorablement par rapport aux conditions de déformation liées à la seconde phase tectonique (qui est compressive). Dans ces conditions, les pendages des failles normales sont généralement moins redressés. En général, le champ de failles antérieur et en particulier sa disposition, sont donc déterminants dans le phénomène d'inversion positive.

CHAPITRE IV

Chevauchements et sédimentation sur un socle à rampe basale

IV-1 Introduction

IV-2 Procédure expérimentale

IV-2-1 Matériel

IV-2-2 Conditions aux limites

IV-2-3 Construction du modèle

IV-3 Champ de failles à l'issue de la déformation des modèles témoins (sans sédimentation)

IV-3-1 Résultats expérimentaux

IV-3-1-1 Naissance et évolution des chevauchements

a- Initialisation

b- Evolution

IV-3-2 Implications, discussion et conclusions

IV-4 Chevauchement et anticlinal de rampe: évolution synsédimentaire

IV-4-1 Mode de sédimentation

IV-4-2 Cartographie du champ de failles

IV-4-3 Structuration profonde des modèles: sections verticales

IV-4-3-1 Evolution de la série transitoire

IV-4-3-2 Evolution du chevauchement principal

a- Structure et géométrie

b- Pendage

IV-4-3-3 Anticlinal de rampe et stratigraphie: cycle érosion-sédimentation

IV-5 Discussions et conclusion

CHAPITRE IV

Chevauchements et sédimentation sur un socle à rampe basale

IV-1 Introduction

Un chevauchement, tel qu'il est généralement décrit, est une série de paliers, ou plats, quand il traverse un matériau incompétent et de rampes à travers un matériau compétent. Cette disposition, dite en marches d'escalier, est décrite par Rich 1934.

Toutefois, la rampe peut avoir un caractère listrique avec accentuation du pendage quand la profondeur diminue. Comme cela apparaît dans le chapitre précédent, cette géométrie concave peut être accentuée par la sédimentation. Cependant, l'accommodation de la déformation par un grand nombre de failles actives quasi simultanément (cf. chap. III) n'a pas permis de bien observer l'influence de la sédimentation sur l'évolution de ces rampes.

Dans les conditions nous permettant de suivre l'évolution d'un accident pendant toute l'expérimentation, nous allons étudier le champ de failles résultant, puis l'influence de la sédimentation sur l'évolution de ces accidents (en particulier le chevauchement permanent) ainsi que sur les structures associées.

IV-2 Procédure expérimentale

IV-2-1 Matériel

Comme précédemment, les modèles sont purement fragiles et donc, constitués uniquement de sable.

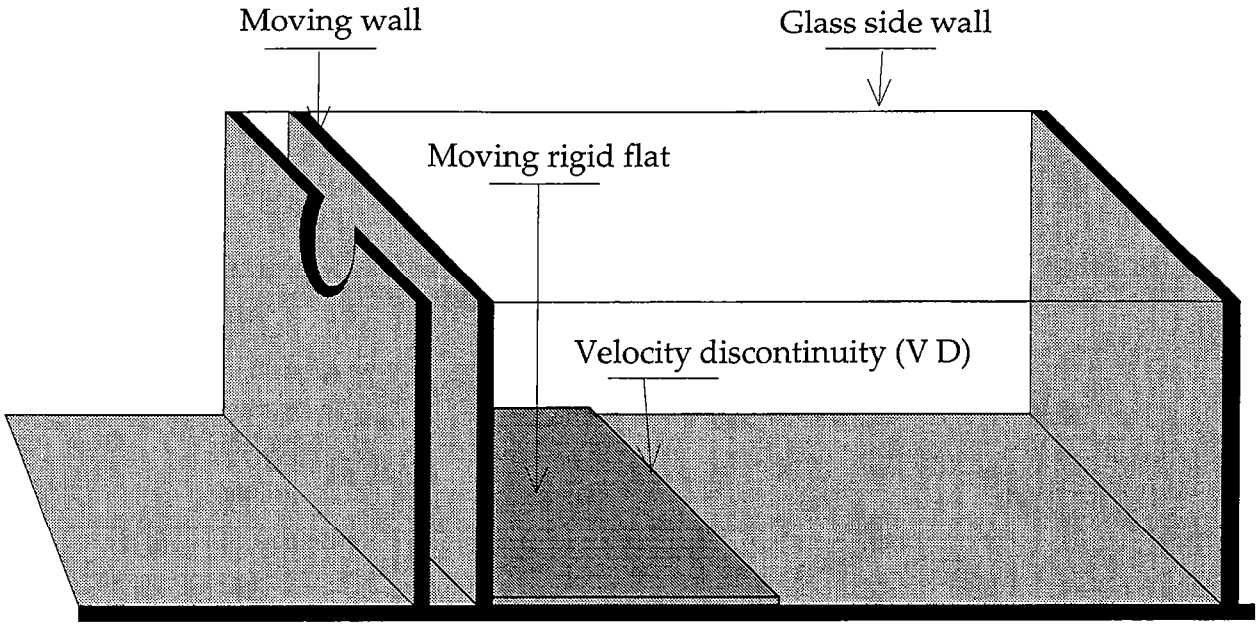


Fig. IV-1 Enceinte expérimentale N°2 (voir aussi Fig. II-6b).

Elle est essentiellement en bois, avec des parois latérales en verre. Elle se caractérise par la présence à sa base d'une discontinuité de vitesse.

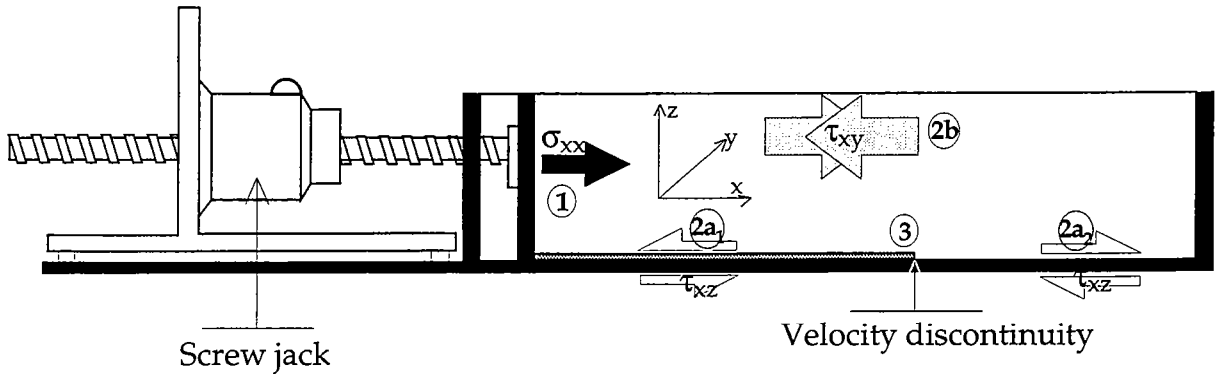


Fig. IV-2 Coupe longitudinale à travers l'enceinte et conditions aux limites

(1) Le mouvement de la cloison mobile est lié à un piston dont l'avancée est contrôlée par un moteur pas à pas. Ceci imprime au modèle, une contrainte longitudinale (σ_{XX}).

Au cours de la déformation, la contrainte longitudinale peut être attenuée par la présence de contraintes cisaillantes.

(2) - Il s'agit d'une contrainte cisaillante qui s'exerce entre la plaque (basale) mobile et le modèle **($2a_1$)**, ou encore, à l'avant de cette plaque, des frottements entre le substratum fixe (en bois) et le modèle susjacent **($2a_2$)**.

- Il existe aussi des cisaillements latéraux entre le modèle et les parois en verre **(2b)**.

Toutefois, grâce à la largeur de l'enceinte et aux produits lubrifiants utilisés, ces efforts latéraux (τ_{xy}) sont diminués.

(3) L'extrémité libre de la plaque basale ou discontinuité de vitesse va perturber encore plus l'état de contrainte, contrôlant ainsi l'initialisation et le développement de la déformation.

L'enceinte expérimentale (Fig. IV-1) de 55x35x20 cm est en bois, et est munie latéralement de parois en verre permettant de suivre la déformation au cours du temps. Dans la boîte est disposée une cloison mobile, solidaire d'une plaque basale, à l'extrémité (D.V.) de laquelle s'initie le raccourcissement.

IV-2-2 Conditions aux limites

Dans l'enceinte expérimentale, le mouvement de la cloison mobile est contrôlé par un piston gouverné par un moteur pas à pas.
Les conditions aux limites sont essentiellement liées aux frottements le long des parois et à la structure même de l'enceinte expérimentale (Fig. IV-2).
- Le long des parois latérales, des efforts cisaillants peuvent se développer au cours de la compression. Ils engendrent généralement, en surface, des accidents sous forme de traces curvilignes. Toutefois, ces frottements sont diminués par l'utilisation d'un produit essuie-glaces lubrifiant les parois.
Enfin, le sable repose soit directement sur le bâti rigide en bois, soit au-dessus de la plaque basale. Ainsi, à l'interface sable-bâti, on aura des frottements alors que la partie au-dessus de la plaque sera transportée passivement au cours de la déformation.

- La plaque basale, solidaire de la cloison mobile, introduit à son extrémité libre, une rupture horizontale de vitesse dans le modèle. Cette discontinuité de vitesse (D.V.) contrôle l'initiation et même l'évolution des chevauchements au cours de la déformation.

IV-2-3 Construction du modèle

La construction est identique à celle décrite ci-dessus (cf. chap. III-2-3). Le modèle en place peut alors subir le raccourcissement qui lui est imposé.

IV-3 Champ de failles à l'issue de la déformation des modèles témoins (sans sédimentation)

Nous construisons trois modèles (sans sédimentation) qui vont nous permettre de suivre l'influence de l'épaisseur initiale dans leur structuration et d'étudier la disposition et la géométrie des accidents ainsi que les structures résultantes. Ces modèles nous servirons de références pour l'examen de l'influence de la sédimentation. De tels modèles sont déjà abordés dans l'étude

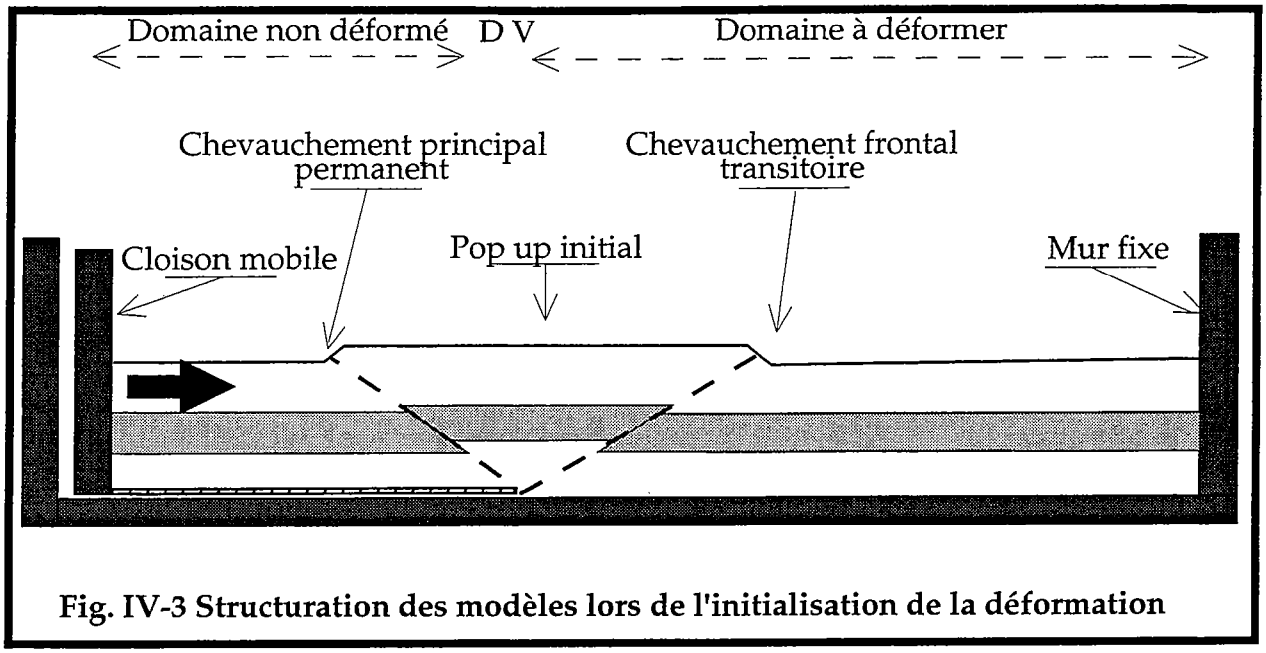


Fig. IV-3 Structuration des modèles lors de l'initialisation de la déformation

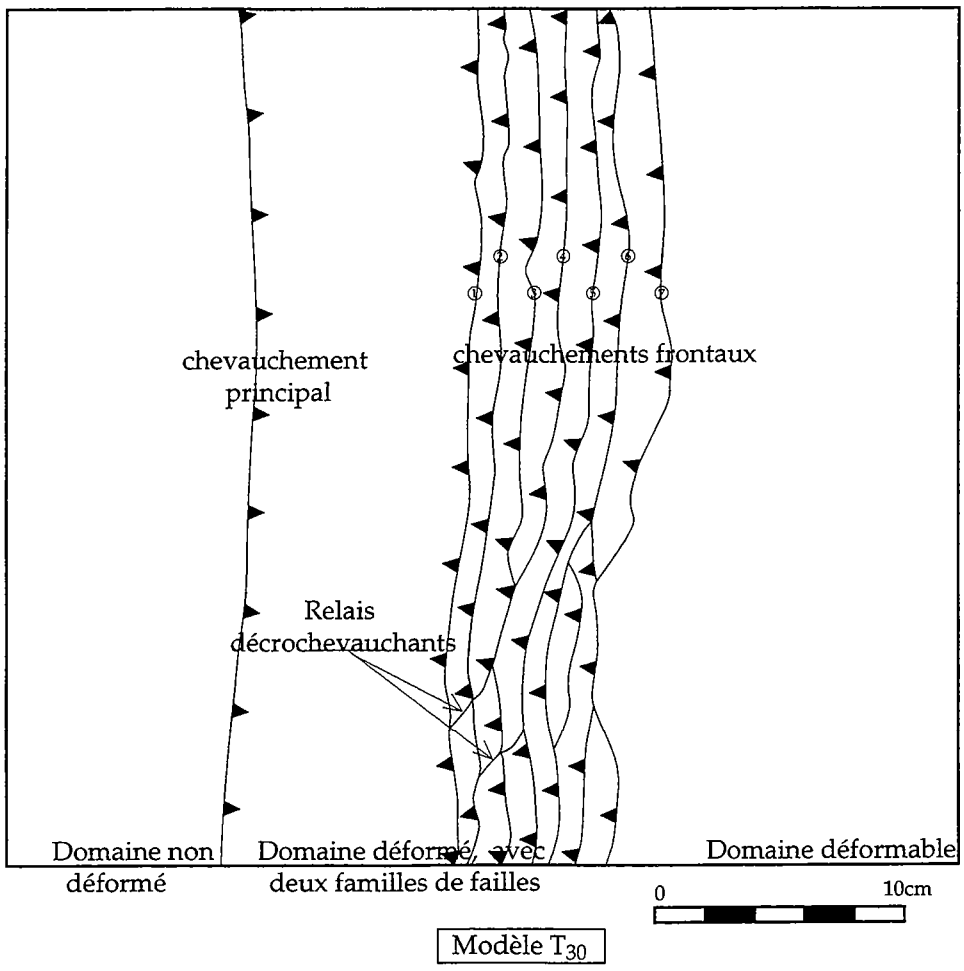


Fig. IV-4 Etat de la déformation en fin d'expérience: vue de surface

des structures et l'évolution des chaînes de montagnes par de nombreux auteurs tels: Malavielle (1984), Balé (1986), Davy (1986), Mulugeta & al. (1987), Ballard (1989), Colletta & al. (1991).

IV-3-1 Résultats expérimentaux

IV-3-1-1 Naissance et évolution des chevauchements

a- Initialisation:

Dès le début de la déformation (taux de raccourcissement voisin de 1%), à la surface des modèles, apparaissent deux failles inverses, de vergences opposées, et qui s'enracinent au niveau de la rupture horizontale de vitesse. Ainsi, elles donnent naissance à un coin extrusif ("Pop up") symétrique.

Les pendages initiaux de ces deux accidents sont voisins de 30° (Fig. IV-3). Ceci segmente le modèle en trois grands ensembles:
- un domaine non déformé au-dessus de la plaque basale et limité vers l'avant par le chevauchement principal;
- un domaine déformé englobant tous les accidents;
- puis une zone externe, ou domaine frontal, progressivement déformée.

b- Evolution:

La déformation se poursuit:
- d'une part vers le domaine frontal, par la mise en place de chevauchements fonctionnant les uns après les autres, l'accident le plus récent étant le plus externe,
-d'autre part vers le domaine non déformé, qui est chevauché grâce à l'accident principal.

* La série prograde (ou frontale)

En fin d'expérience, les traces des accidents en surface sont relativement rectilignes, parfois reliées entre elles par des segments décro-chevauchants constituant des rampes obliques (Fig.IV-4). Dans la série frontale, l'espacement entre les chevauchements croît sensiblement vers la zone externe (Tableau IV-1). L'évolution du système prograde correspond à un transport passif des premiers accidents devenus inactifs le long de la rampe principale. Ces accidents peuvent

MODELES	Epaisseur du modèle (mm)	Nombre de failles transitoires N.F	Ampleur du domaine déformé (mm)	Pendages de la faille permanente		Espacement entre failles transitoires (mm)					
				m	s	a	b	c	d	e	f
T_{30}	30	7	18	34°	40°	6	8	9,1	9,3	9,3	13
T_{40}	40	6	20	31°	38°	8,5	8,7	3,5	11	8,5	6,5
T_{50}	55	5	26	31°	35°	9	10	10	9,5	14	

Tableau IV-1 Modèles témoins: paramètres expérimentaux.
Tous les modèles ont subi un taux de raccourcissement d'environ 20%. Pour chaque faille permanente, nous mesurons les pendages au mur (m) et au toit (s). Quant à l'espacement entre failles transitoires, il est mesuré près de la rampe permanente en utilisant la perpendiculaire entre deux chevauchements transitoires voisins.

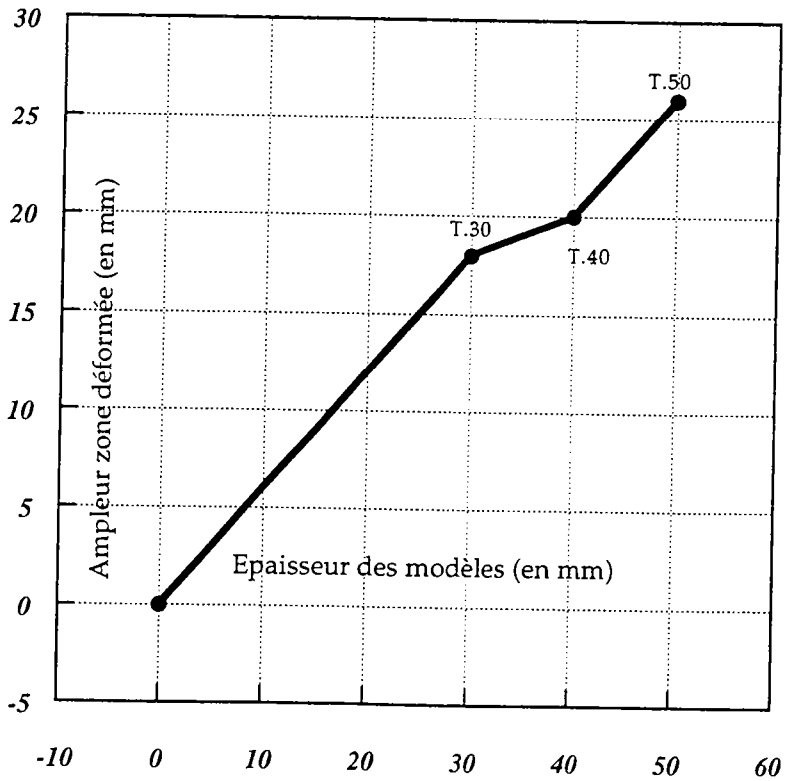


Fig. IV-6 Variation de l'ampleur de la zone déformée

ainsi subir une rotation passive augmentant leur pendage (Fig. IV-5). Par contre, en fin d'expérience, le pendage initial de l'accident récent peut descendre jusqu'à 2O°.

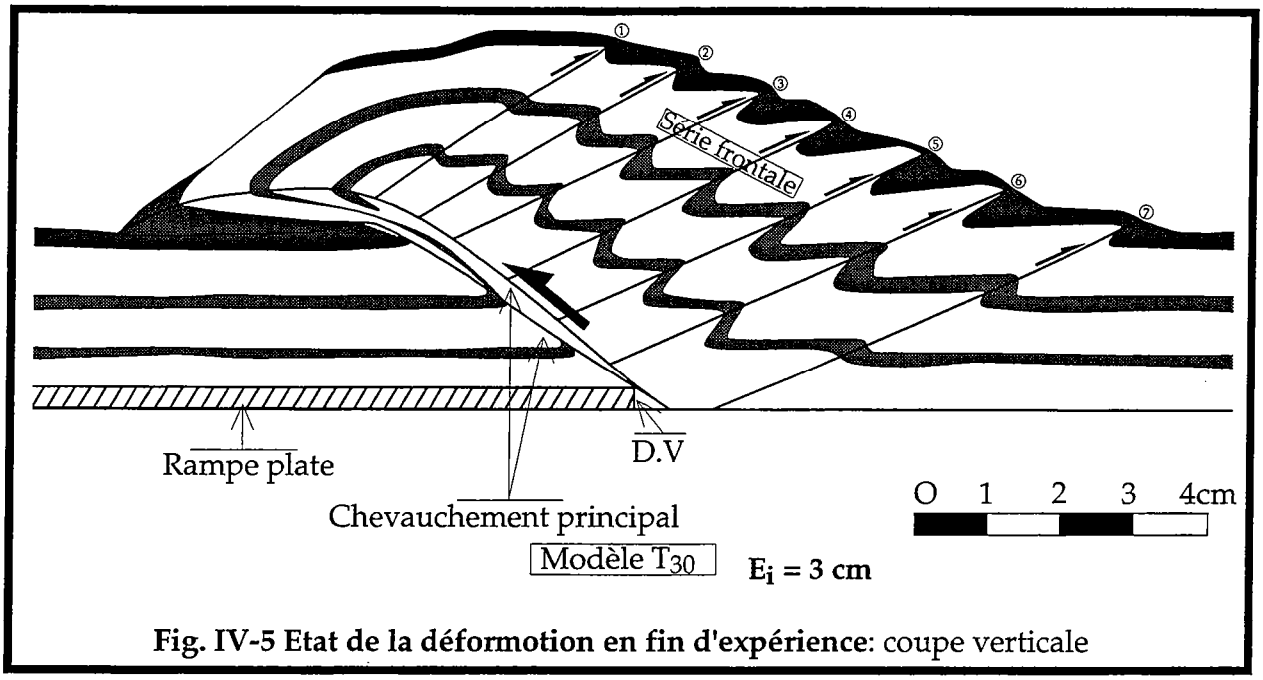


Fig. IV-5 Etat de la déformotion en fin d'expérience: coupe verticale

La zone déformée, localisée entre le chevauchement principal et l'accident frontal le plus récent, a une ampleur variable en fonction de l'épaisseur du modèle (Fig. IV-6). Cette zone chevauche progressivement le domaine non déformé.

* **Le chevauchement principal**

En surface, il est très souvent unique et peut s'incurver aux extrémités. En section verticale, on note, entre le mur et le toit du chevauchement, l'existence d'une zone sans structure; ceci permet de définir, pour le pendage du chevauchement principal, deux segments (voir Fig. IV-5) qui assurent l'accommodation du raccourcissement. D'évolution continue, ce chevauchement principal traverse l'épaisseur du modèle en rampe rectiligne qui s'incurve au-dessus du domaine non déformé. A l'issue de cette évolution, le pendage de cet accident peut varier de 30 à 34° ou de 35° à près de 40° selon les segments.
La structure finale du modèle est asymétrique avec mise en place d'un anticlinal de rampe décentré vers le domaine non déformé.

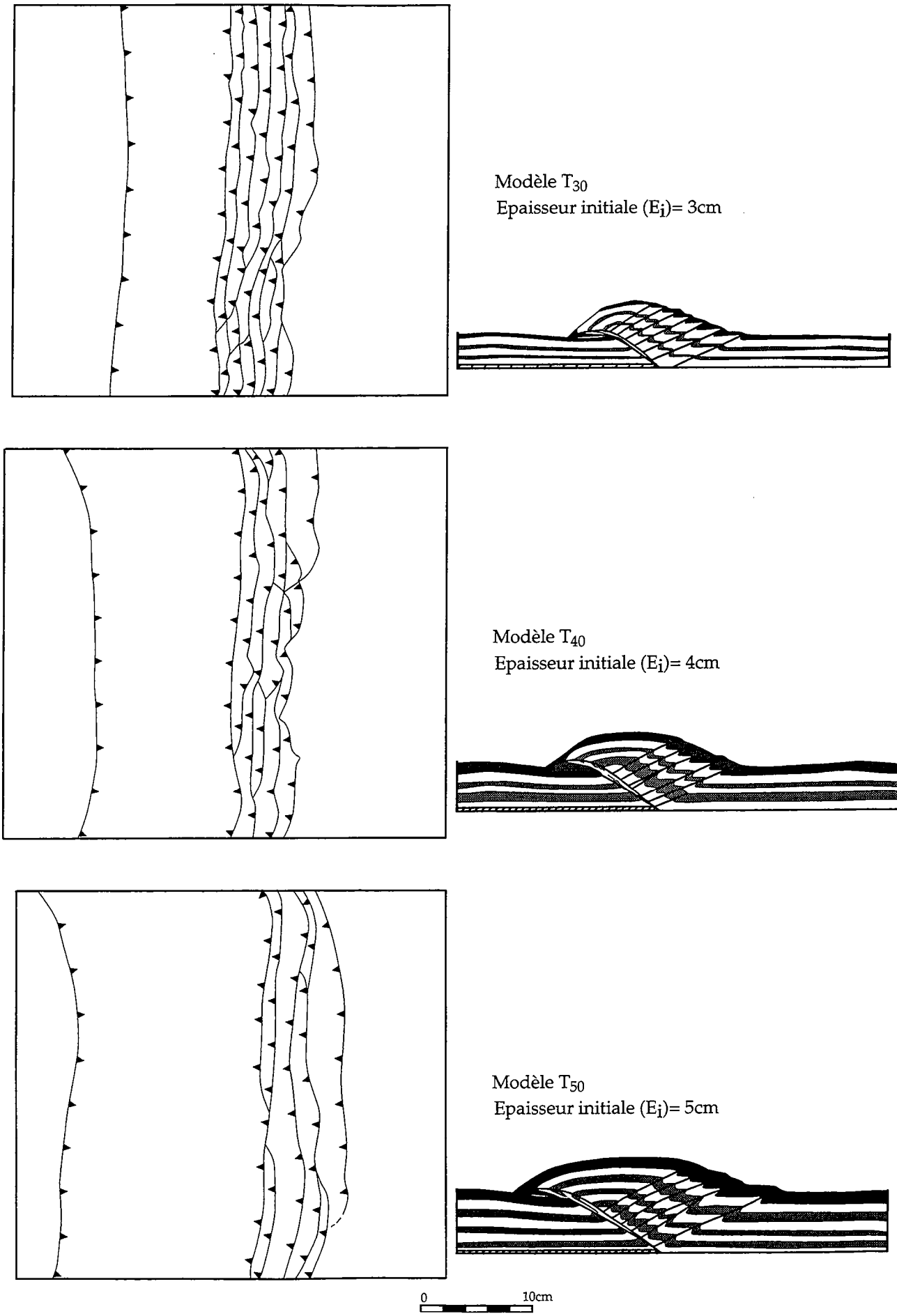


Fig. IV-7 Etat de déformation de 3-modèles sans sédimentation:

Pour chaque modèle, nous présentons une vue de dessus (à gauche) et une section verticale centrale (à droite). Le raccourcissement subi par chaque modèle est de 10 cm.

La comparaison entre les trois modèles témoins (Fig IV-7) montre que leur structuration est fonction de leur épaisseur. Ainsi, plus le modèle est épais, moins il aura de failles. L'espacement entre les failles est plus important pour les modèles épais qui ont également le domaine déformé le plus large.

IV-3-2 Implications, discussion et conclusions

La plaque basale (palier) décolle toute la série la surplombant. Grâce à la rupture horizontale de vitesse, cette série est protégée de toute déformation et se comporte alors comme un bloc rigide qui vient s'encastrer dans le bloc qui se déforme (fragile). En l'absence de tout mouvement vertical vers le bas, le bloc déformable chevauche alors le bloc rigide avec création d'un anticlinal lié à la rampe principale.

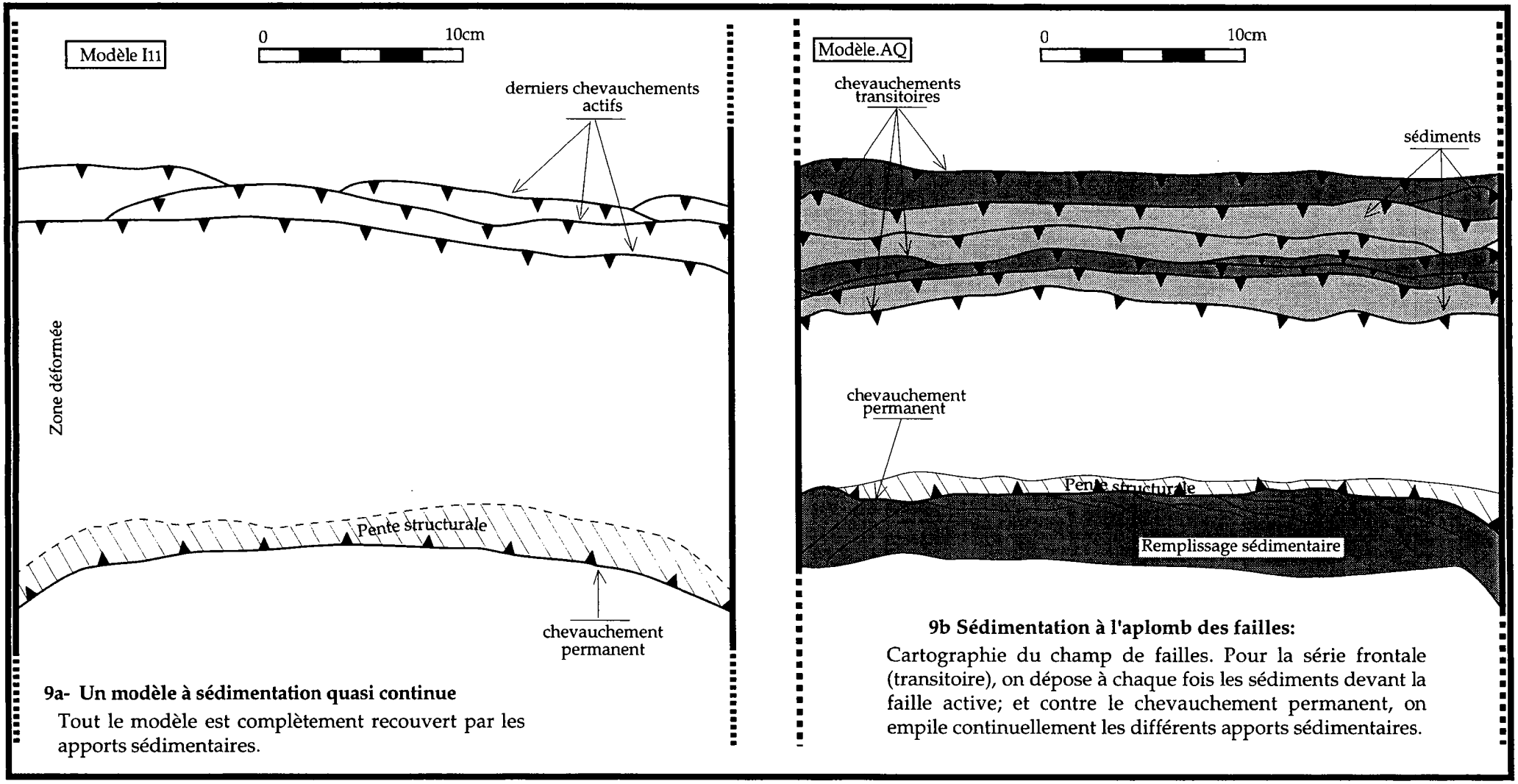
Sur le revers de l'anticlinal de rampe, existent des failles frontales qui constituent des structures transitoires de compensation. Le chevauchement principal, dans cette structuration, représente l'accident principal avec, le rejet le plus important. Autour de la charnière de l'anticlinal, les niveaux stratigraphiques profonds conservent leur épaisseur alors qu'en surface, l'effet topographique, grâce à la gravité, assure le glissement du matériau vers le bas. Ceci contribuerait donc à la modification du pendage des plans de failles (voir Chapitre V).

IV-4 Chevauchement et anticlinal de rampe: évolution synsédimentaire

IV-4-1 Mode de sédimentation

Pour l'évolution synsédimentaire de nos modèles, nous utilisons deux modes de sédimentation.

- Dans le premier mode, sur des modèles d'épaisseur initiale (E_i) variable, nous procédons à une sédimentation intégrale (Fig. IV-8a) qui consiste, chaque fois, à passer le versoir au-dessus du modèle pendant la déformation. Grâce au débit uniforme du versoir, nous déposons un niveau de sable relativement homogène sur toute l'épaisseur du modèle. Toutefois, avec la faible pente au niveau de l'anticlinal, il y a aussi, au cours de ce processus de sédimentation, accumulation plus importante du matériau au pied des accidents.



9a- Un modèle à sédimentation quasi continue

Tout le modèle est complètement recouvert par les apports sédimentaires.

9b Sédimentation à l'aplomb des failles:

Cartographie du champ de failles. Pour la série frontale (transitoire), on dépose à chaque fois les sédiments devant la faille active; et contre le chevauchement permanent, on empile continuellement les différents apports sédimentaires.

Fig. IV-9 Champ de failles en surface à l'issue de la déformation:

influence de la sédimentation

- Dans le second mode, la sédimentation se fait tout simplement à l'aplomb de chaque chevauchement (Fig. IV-8b). Ici, tous les modèles ont une épaisseur initiale de l'ordre de 3,5 cm. Quel que soit le mode de sédimentation, tous les modèles vont subir le même raccourcissement (environ 10 cm) et les structures fondamentales, décrites dans des modèles témoins, vont se retrouver ici.

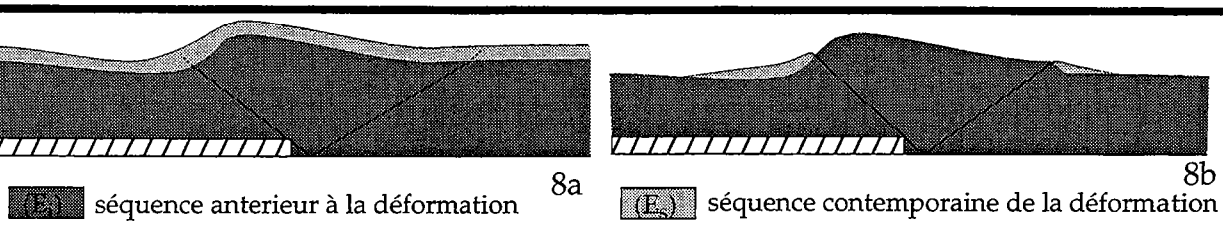


Fig. IV-8 Modes de sédimentation

A- Sédimentation sur toute la surface du modèle: elle peut être épisodique ou quasi-continue

B- Sédimentation à l'aplomb des chevauchements

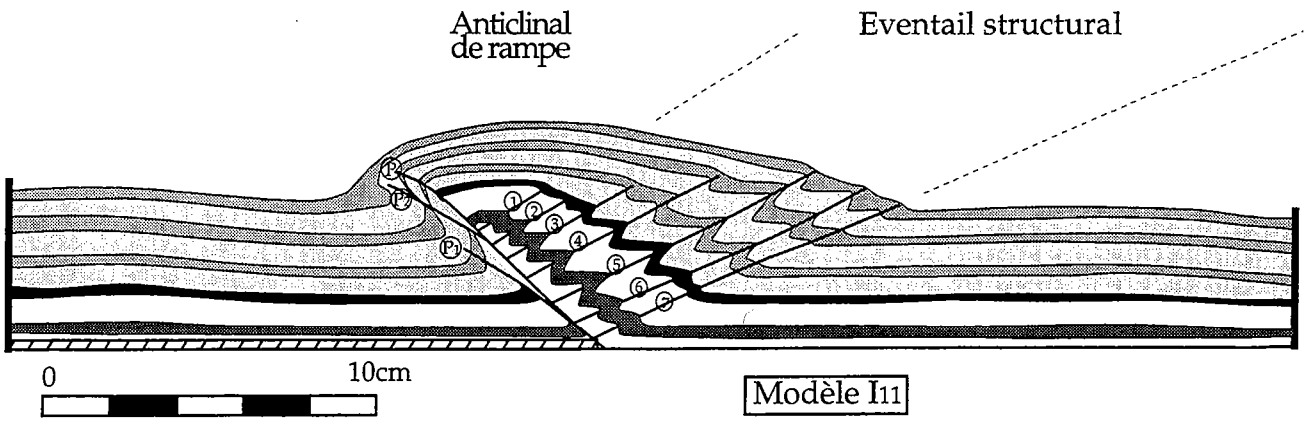
IV-4-2 Cartographie du champ de failles

Le champ de failles en surface est fonction du mode de sédimentation (Fig. IV-9). Ainsi, pour les modèles à sédimentation intégrale (continue et progressive), on note un chevauchement principal à évolution permanente dont la trace est toujours présente en surface, alors que parmi les accidents frontaux seuls ceux actifs après la sédimentation émergent en surface (Fig. 9a).

Lorsque la sédimentation se fait à l'aplomb des accidents, la quasi-totalité des accidents frontaux émerge en surface. Leur nombre est pratiquement identique d'un modèle à l'autre (Fig.IV-9-b et 10).

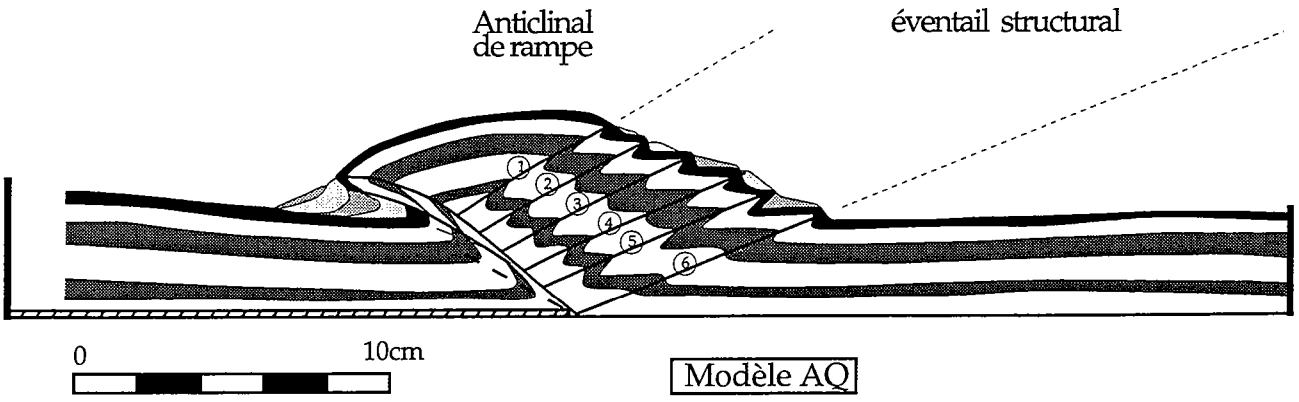
D'une manière générale, la géométrie des accidents est rectiligne, avec quelques courbures près des parois latérales. On note aussi des rampes obliques. L'espacement entre les accidents frontaux successifs est croissant quand on se rapproche de la zone externe (sédimentation intégrale) et varie peu pour une sédimentation à l'aplomb des accidents.

Le coin extrusif, aussi bien en début qu'en fin d'expérience, est contrôlé par le matériau constituant le modèle à chaque instant. Dans de telles conditions, l'ampleur de la zone déformée est fonction de l'épaisseur du modèle et, donc, de



10 a-

- Les chevauchements transitoires numérotés par ordre d'apparition sont de plus en plus longs vers le plus récent (N° 7, dernier actif) et structurés en éventail.
- Noter les différentes positions occupées par le chevauchement principal devenant plus penté.



10 b-

-Tous les accidents transitoires sont émergents, le plus récent restant le dernier actif.

- Le chevauchement principal subit ici également une modification de pendage, en prenant appui sur le remplissage sédimentaire.

Epaisseur initiale (Ei)

Sédimentation (Es)

Fig. IV-10 Description structurale de sections verticales dans des modèles à déformation synsédimentaire.

la sédimentation (intégrale). Par contre, pour une sédimentation à l'aplomb des chevauchements, cette zone est relativement constante.

Le champ de failles en surface se résume donc en:
- d'une part, un chevauchement principal unique mais pouvant se dédoubler; il est permanent et toujours émergeant en surface,
- d'autre part, une série conforme de vergence opposée, dont les accidents peuvent tous être émergeants (sédimentation à l'aplomb) ou partiellement.
Dans ce second cas, les premiers chevauchements devenus inactifs sont recouverts par le matériau de sédimentation et constituent des chevauchements aveugles.

IV-4-3 Structuration profonde des modèles: sections verticales

Les coupes verticales nous permettent d'accéder aux détails internes de la déformation.

IV-4-3-1 Evolution de la série transitoire

Quelle que soit la modalité de sédimentation, le nombre de failles est peu variable. Toutefois, pour le même raccourcissement, et quelle que soit l'épaisseur initiale, il est de 4 à 7 pour la sédimentation intégrale ou alors de 6 ou 7 pour la sédimentation à l'aplomb. En revanche, toute variation du taux de raccourcissement va changer le nombre de failles (tableau IV-2). Ces failles accommodent une partie de la déformation et sont empilées antichronologiquement: les plus anciennes étant sur les plus récentes.

Associé à la sédimentation, cet empilement va accentuer l'espacement entre les chevauchements frontaux. Ainsi, d'un écart moyen d'environ 5 mm pour les modèles témoins et ceux avec sédimentation à l'aplomb, on passe à un écart de l'ordre de 8 mm pour les modèles à sédimentation intégrale. Les chevauchements conformes se structurent ainsi en éventail (Fig. IV-1O). Cet éventail est d'autant plus large que la sédimentation est importante.

MODELES	Epaisseur initiale E_i (mm)	Epaisseur rajoutée E_S (mm)	Raccour-cissement du modèle (mm)	Nombre de failles transitoires N.F	Pendages de la faille permanente			Espacements entre failles transitoires (mm)								
					m_1	i	s	a	b	c	d	e	f	g	h	i
I_{11}	10	17	100	7	36°		42°	5	5,5	8	7,5	8				
I_{12}	10	30	100	5	36°		43°	6	7	9,5	12					
I_{13}	10	43	100	6	39°		44°	4	6	7,5	11	17				
I_{14}	10	45	100	5	40°		45°	6	8	10	14					
I_{15}	10	50	100	6	43°		48°	4,5	7,5	7	11	9,5				
I_{16}	10	47	100	6	34°	31°	46°	7	5	7	11	13				
I_{17}	10	60	100	6	34°	35°	42°	6	8	8	10	14				
I_{18}	10	66	100	5	34°	29°	49°	6,5	10	16	22					
I_{19}	10	70	100	6	41°	43°	46°	7	9	11	9	8,5				
I_{01}	35	10	100	5	29°		38°	11	11	12	12					
I_{02}	20	30	100	7	32°	33°	44°	6,5	7	8,5	11	9,5				
I_{03}	45	35	100	4	32°	35°	39°	8	13	18						
I_{04}	30	40	100	5	36°	27°	42°	8,5	11	14	18					
I_{101}	10	20	160	10	29°		38°	4,5	3	5,5	5,5	7	8,5	8	9	9
I_{102}	10	30	150	8	34°		39°	5,5	6,5	7,5	8,5	9	15	8,5		
I_{103}	10	88	70	4	38°	32°	40°	4,5	5	13						
I_{104}	10	85	65	4	39°	33°	41°	5,5	7,5	14						
I_{105}	10	93	40	2	35°	35°	38°	14								
I_{106}	60	40	100	4	34°	27°	38°	17	25	15						

Tableau IV-2 Modèles synsédimentaires: paramètres expérimentaux
La sédimentation, pour ces différents modèles, recouvrira à chaque fois tout le modèle (sédimentation intégrale): elle est quasi continue.

IV-4-3-2 Evolution du chevauchement principal

a- Structure et géométrie

D'apparence unique, le chevauchement principal a une évolution permanente qui, dans plusieurs modèles, aboutit à un certain nombre de répliques ou chevauchements secondaires. Ces derniers , en fait, correspondent à une réactivation d'anciennes zones de faiblesse. Tout ceci définit, plutôt, une zone de déformation. Le chevauchement principal traverse la formation en rampe plane et rectiligne. Puis, d'après le taux de sédimentation, il s'incurve en surface ou poursuit son évolution en rampe plane progressivement redressée.

b- Pendage

Il tient compte du fait que le chevauchement correspond plutôt à une zone de déformation qu'à une structure unique bien individualisée. Nous aurons donc, chaque fois, au moins deux segments: un segment supérieur (**p** ou **s**), généralement le plus actif au toit de la bande, et, au mur de cette bande, le segment initial beaucoup moins actif (**p1** ou **m**). Il existe aussi quelquefois, des segments intermédiaires (p2 ou **i**) entre le mur et le toit de la bande.

D'une manière générale, le chevauchement semble ainsi occuper successivement des positions allant du mur au toit pendant son évolution en particulier synsédimentaire. Ainsi, le segment au toit, généralement le plus actif pendant les derniers stades de la déformation, constitue le chevauchement principal alors que les segments initial et intermédiaire représentent les chevauchements secondaires.

- Pour une sédimentation à l'aplomb des chevauchements (Fig. IV-11), les pendages des failles au toit sont de l'ordre de 32 à 38° (Tableau IV-3). Outre la limite au mur, voisine généralement de 3O°, on note qu'avec l'importance de la sédimentation (cf. modèle A34, Fig. IV-11), non seulement il y a redressement du segment supérieur, mais aussi lamination du matériau de remplissage par des chevauchements secondaires ou répliques. Ces chevauchements de pente moins importante assurent aussi l'accommodation de la déformation.

- La même évolution se retrouve pratiquement dans les modèles à sédimentation intégrale.

MODELES	Epaisseur initiale Ei (mm)	Masse rajoutée (g)	Raccourcissement avant chaque apport sédimentaire (mm)	Raccourcissement total dl (mm)	Nombre de failles transitoires N.F	Ampleur de la zone déformée (mm)	pendages de la faille principale			Espacement entre failles transitoires (mm)						
							m1	i	s	a	b	c	d	e	f	g
A.31	35	40/20 35/15	40 80	110	7	182		29°	34°	7,7	10	7,7	9,5	12	11	
A.32	35	40/20 35/15 35/15 35/15	20 40 60 80	105	6	180		28°	38°	8,8	9,2	9,8	14	12		
A.33	33	70/30 70/30 70/30 70/30	20 40 60 80	105	6	180		27°	32°	8,5	10	9,3	11	15		
A.34	35	150/50 150/50 150/50 150/50	20 40 60 80	105	7	193	19°	21°	38°	7,5	8,7	9,1	3,3	13	9,1	
AQ	35	40/20 35/15 35/15 35/15	20 40 60 80	104	6	156	30°	28°	39°	9,2	9,2	9,2	8,8	13		

Tableau IV-3 Modèle à sédimentation épisodique à l'aplomb des chevauchements: paramètres expérimentaux

La quantité de matériau ajoutée au cours de ces expériences l'a été à chaque fois après pesage (masse en g). Ceci nous a permis, dans ce mode de sédimentation, de bien contrôler les masses déposées et par conséquent, les épaisseurs résultantes.

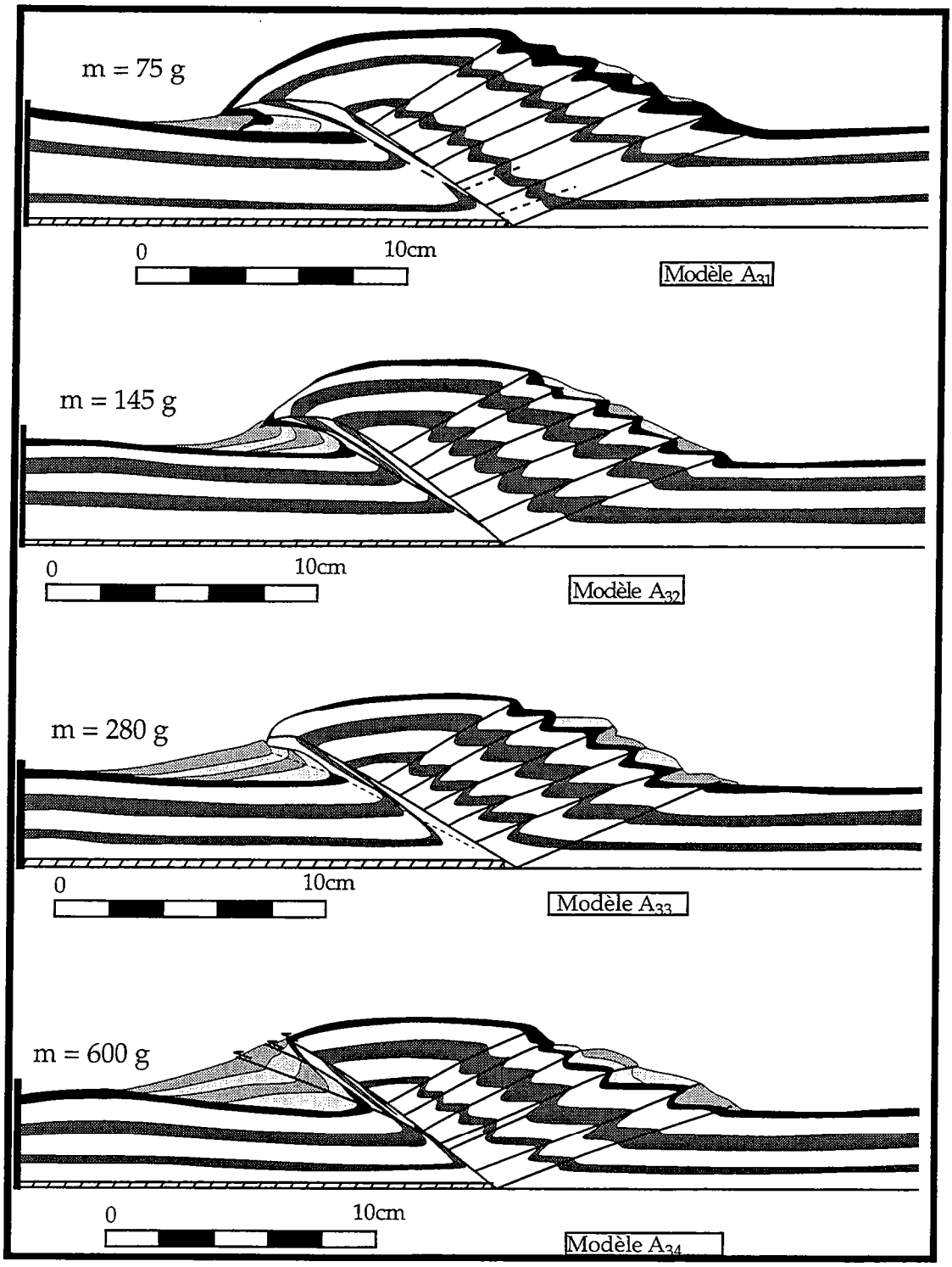


Fig. IV-11 Coupes dans les modèles à sédimentation à l'aplomb des accidents.

Le chevauchement principal (permanent au cours de la déformation), pendant son évolution, est amené à contourner régulièrement les apports sédimentaires . Ceci modifie sa géométrie mais aussi son pendage. Cette influence est moins marquée dans la série transitoire qui se développe en piggy-back.

N.B: Les modèles diffèrent les uns des autres par la quantité de matériau déposée à chaque fois au pied des chevauchements:

m ---> représente la masse totale de sédiments au pied de chaque chevauchement principal (voir Tableau IV-3)

- Lorsque l'épaisseur initiale est faible (E_i=1 cm (Fig. IV-12)), et jusqu'à un remplissage de 5 cm (soit une épaisseur totale, E_t, de 6 cm), la bande (ou zone) déformée correspond pratiquement à un chevauchement unique, parfaitement rectiligne de la base jusqu'à son point d'émergence, en surface. Le pendage est d'autant plus redressé que le matériel rajouté est important (Fig. IV-12a, modèles I_{11} à I_{15}). La position inférieure (p1 ou m) est inactive. Cette influence de la sédimentation sur l'évolution des pendages est modifiée de deux manières, au-delà de 5 cm de remplissage:

1°- le pendage du segment principal (actif) devenant très important (avec poursuite de l'évolution synsédimentaire), il y a réactivation des chevauchements secondaires, de pendage voisin de 3O°, qui accommodent alors l'essentiel de la déformation (exemple modèle I_{16}, Fig. IV-12b);

2°- dans d'autres cas, le chevauchement permanent (actif) reste unique mais, dans sa partie supérieure, il s'incurve légèrement pour continuer à accommoder plus aisément le raccourcissement (voir modèle I_{19} Fig. IV-12b).

Ce changement de courbure peut d'ailleurs se faire simultanément avec la réactivation des répliques antérieures (voir modèle I_{18} Fig.IV-12).

L'influence de la sédimentation sur l'évolution des chevauchements est donc évidente. Elle affecte particulièrement leur pendage.
Ainsi, on note une augmentation linéaire du pendage des chevauchements au fur et à mesure que la sédimentation est accrue. Cette évolution subit une brusque accélération autour de 40 à 45mm de matériau apporté (Fig. IV-13) pour plafonner au voisinage de 50° quelle que soit la quantité de sédiments.

Lorsque l'on part d'un modèle avec une épaisseur initiale importante (Fig. IV-14), il est nécessaire de savoir comment évolue la partie inférieure du segment qui, à l'origine, a un pendage voisin de 30°. Lorsqu'on regarde les modèles I_{01} à I_{04} (Tableau IV-2), on a des pendages voisins de 30° pour les parties inférieure (m) et intermédiaire (i), puis de 35 à 44° pour la partie supérieure (s) au toit. De plus, entre les parties inférieure et supérieure, il existe toujours une zone sans structure dans laquelle passe l'extrémité inférieure du chevauchement. Ainsi, en général, dans ces modèles à E_i importante, la partie émergente (synsédimentaire) migre progressivement vers le toit. Pendant ce temps, la partie inférieure conserve quasiment sa position dans l'épaisseur initiale (Ei).

Le chevauchement subit ainsi un redressement, essentiellement dans sa partie synsédimentaire, et, grâce à la dilatance du matériau, la zone de faille peut

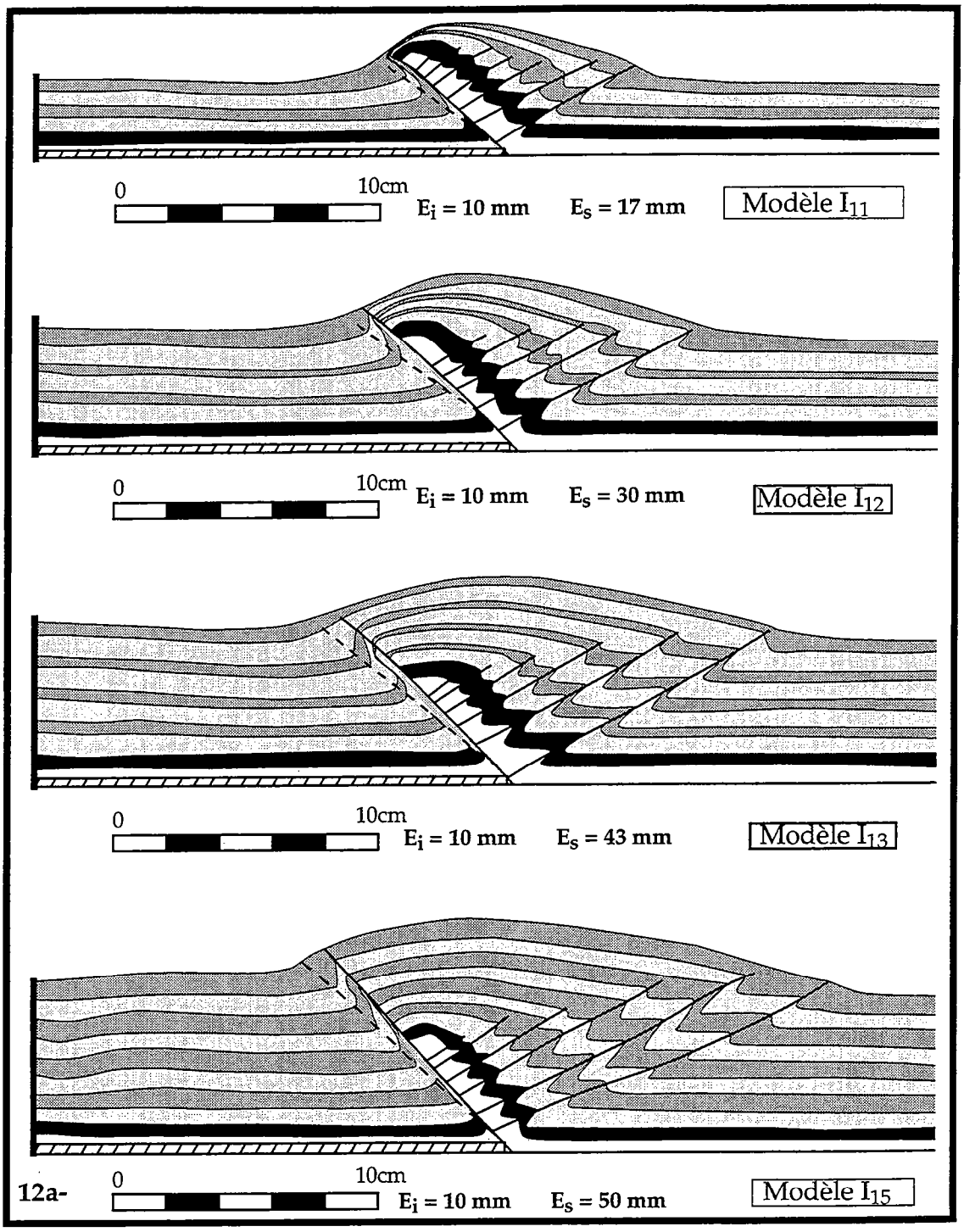
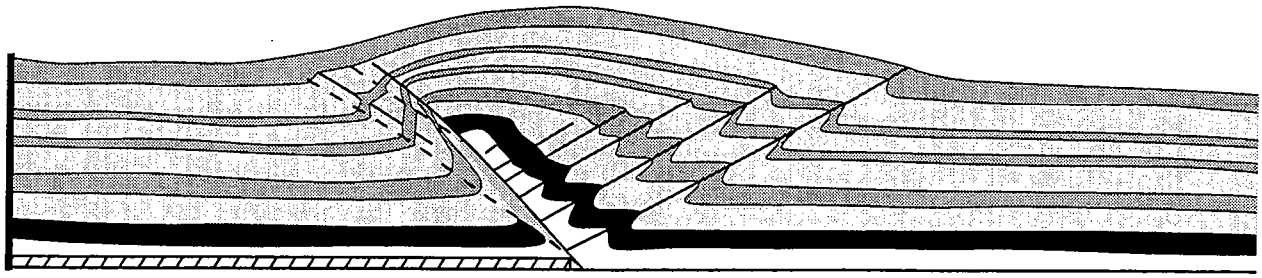
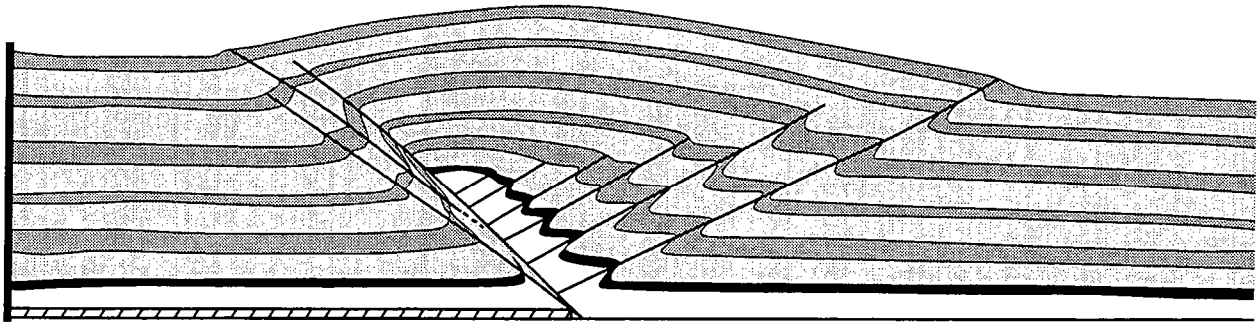


Fig. IV-12 Structuration des modèles: évolution synsédimentaire des chevauchements.

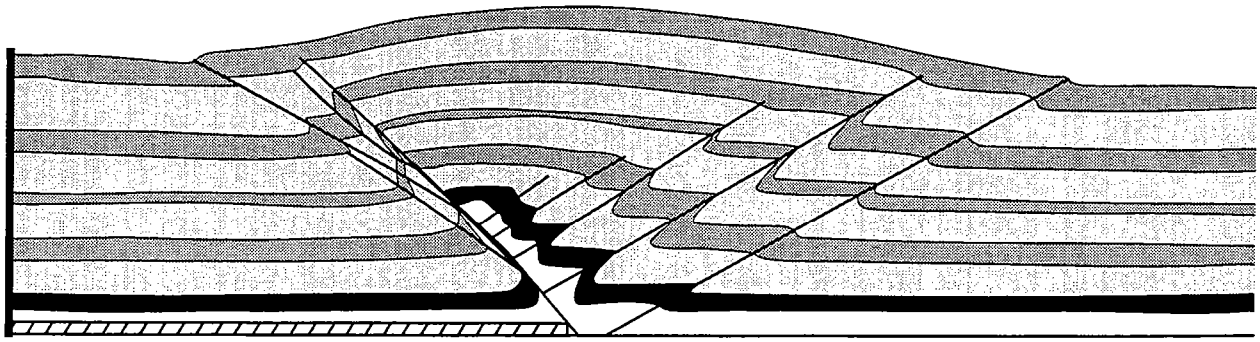
12a- D'une épaisseur initiale (Ei) d'environ 1cm, on a du modèle I_{11} à I_{15}, un taux de sédimentation de plus en plus croissant.
-La géométrie des anticlinaux de rampe est de moins en moins dissymétrique.
-Quant aux rampes supportant ces anticlinaux, elles restent rectilignes et voient progressivement augmenter leur pendage.
12b- L'augmentation de pendage (rampe principale) se fait en abandonnant d'anciennes positions. Cette évolution n'étant pas illimitée, lorsque le pendage commence à plafonner (pendage supérieur à 40°), certaines anciennes positions sont réactivées, générant des accidents secondaires qui accommodent alors prioritairement la déformation. Leurs pendages sont encore voisins de 30°.
N.B: Tous les modèles ont subi 10 cm de raccourcissement.



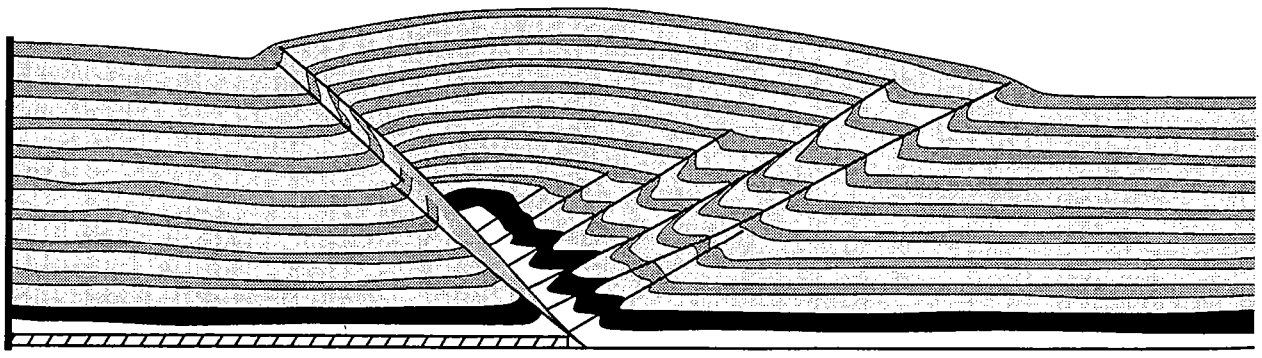
0 10cm E_i = 10 mm E_s = 47 mm Modèle I_{16}



0 10cm E_i = 10 mm E_s = 60 mm Modèle I_{17}



0 10cm E_i = 10 mm E_s = 66 mm Modèle I_{18}



0 10cm E_i = 10 mm E_s = 70 mm Modèle I_{19}

12b-

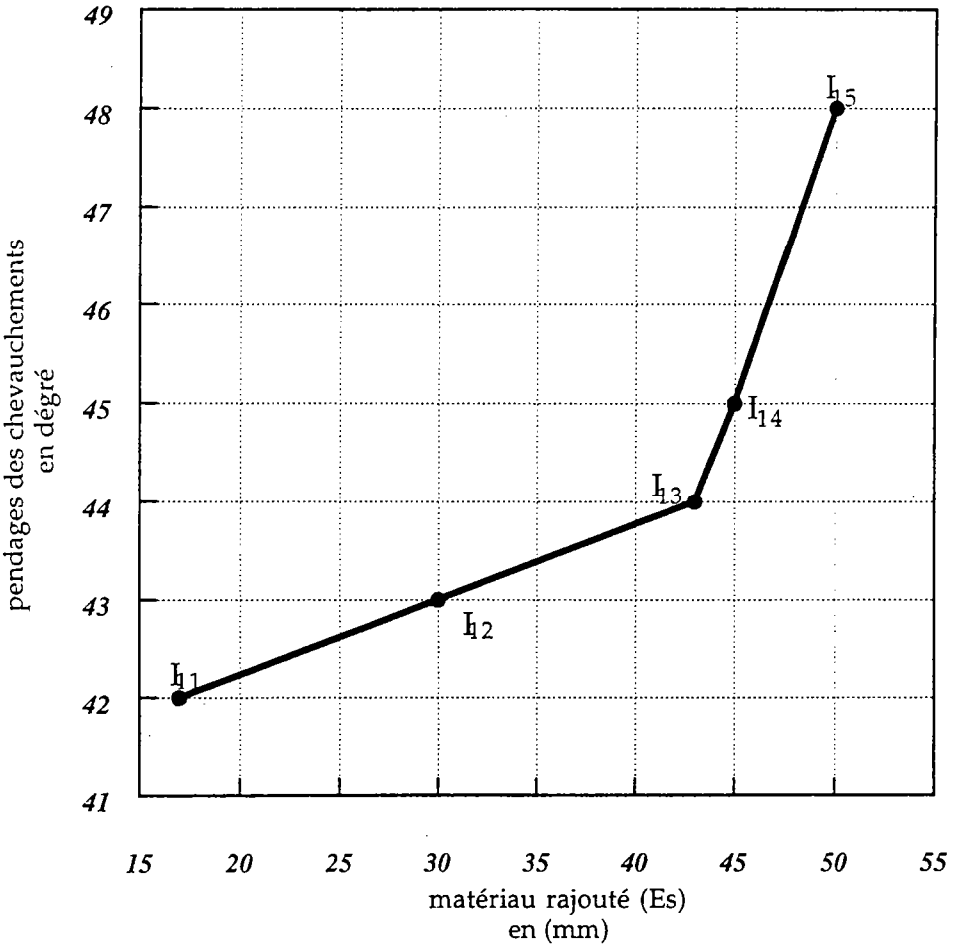


Fig. IV-13 Influence de la sédimentatioin sur l'évolution des Pendages des chevauchements.

L'évolution synsédimentaire des chevauchements, avant l'intervention de toute dupplication, est marquée par une augmentation, sous l'effet de la sédimentation, de leurs pendages qui se fait en deux étapes:

- d'abord, malgré le taux de sédimentation élevé, l'accroissement de pendage se fait progressiment et de façon relativement modèrée.
- puis, au dela d'un pendage de 40°, toute augmentation du taux de sédimentation, même modeste, entraîne une brusque accéleration de l'accroissement du pendage qui peut atteindre les 50°.

Dans tous les cas, l'évolution synsédimentaire des pendages reste linéaire au moins sur chaque segment de la courbe.

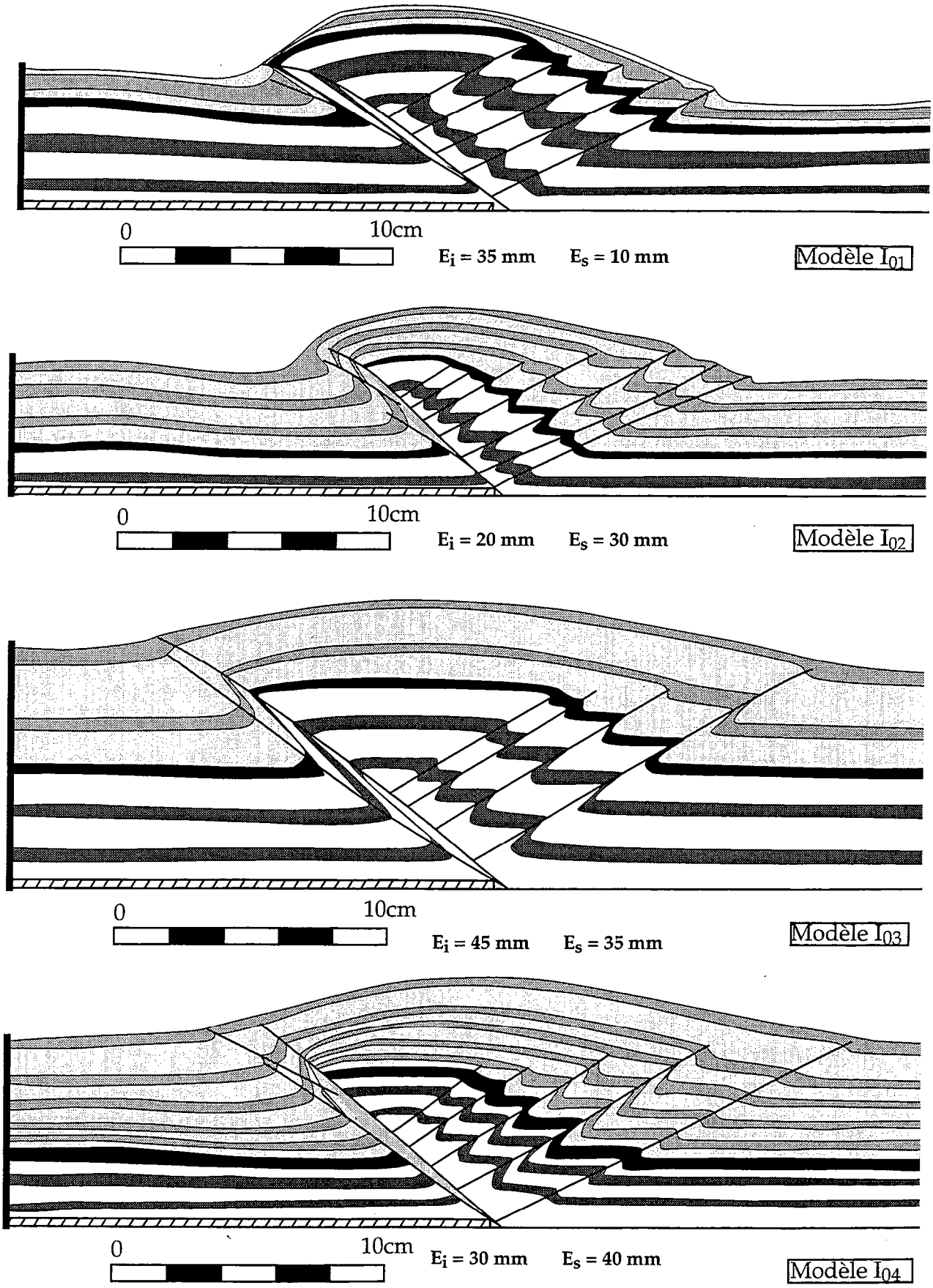


Fig. IV-14 Evolution synsédimentaire des chevauchements: modèles à épaisseur initiale supérieure à 1 cm.

Les chevauchements, dans ce contexte, traversent d'abord une importante épaisseur initiale, avant de commencer une évolution synsédimentaire. Par rapport à la figure IV-12b, on note une rapide mise en place de chevauchements secondaires. Ceux-ci atténuent l'augmentation de pendage du chevauchement principal qui affecte surtout le segment synsédimentaire. Dans l'épaisseur initiale, un pendage moins important est conservé. On a alors entre ces différents segments de chevauchement, une zone de failles complètement déformée. Elle constitue, avec les différents segments voisins, la bande antithétique.

s'élargir dans l'épaisseur initiale, donnant ainsi l'impression d'une modification de pendage dans l'épaisseur initiale au moins dans sa représentation. L'allure générale reste légèrement concave (exemple modèles I03 et I04) ou alors, lorsque la sédimentation n'est plus active, toute la structure anticlinale plonge alors vers l'arrière; d'où l'allure convexe de l'extrémité émergente du chevauchement principal.

IV-4-3-3 Anticlinal de rampe et stratigraphie: cycle érosion-sédimentation

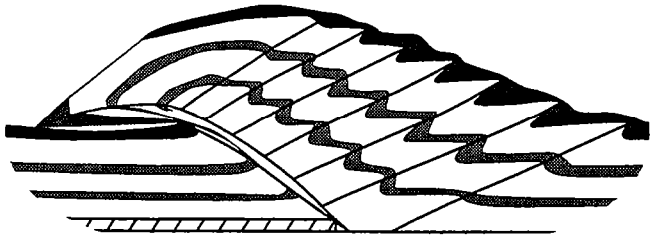
Dans les modèles décrits ci-dessus, associé aux différents accidents et en particulier au chevauchement permanent, il se développe un anticlinal de rampe. Sa géométrie est fonction de l'épaisseur initiale, du raccourcissement, mais aussi de la sédimentation (Fig. IV-15).

En général, grâce à la permanence du fonctionnement du chevauchement principal, l'anticlinal est asymétrique et déversé vers la direction de transport tectonique. Il est de faible ampleur pour de faibles épaisseurs initiales. Sa dissymétrie est d'autant plus marquée que la sédimentation est faible et surtout, que le raccourcissement est important pour une faible sédimentation. En revanche, les taux élevés de sédimentation ont tendance à atténuer la dissymétrie de l'anticlinal de rampe.

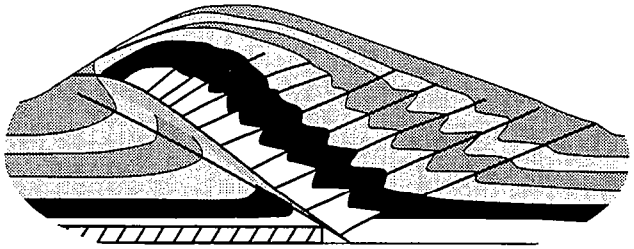
La stratigraphie autour de l'anticlinal est caractérisée par des variations d'épaisseur à la charnière de l'anticlinal et au voisinage des accidents. Ainsi, à la charnière, nous avons des diminutions d'épaisseur et, en contrebas des accidents, un surplus d'accumulation de matériau charrié par le chevauchement et accru par la sédimentation. L'érosion va modifier cette stratigraphie en y introduisant des surfaces de contact anormal.

Les processus de sédimentation et d'érosion, dans les modèles présentés ci-dessous (Fig. IV-16), sont approximativement équivalents, en épaisseur, à l'élévation de l'anticlinal (modèle AR_2).
Pour le modèle AR_1 (Fig. IV-16), une phase d'érosion a été intercalée entre deux phases de sédimentation continue, engendrant ainsi une surface horizontale plane.

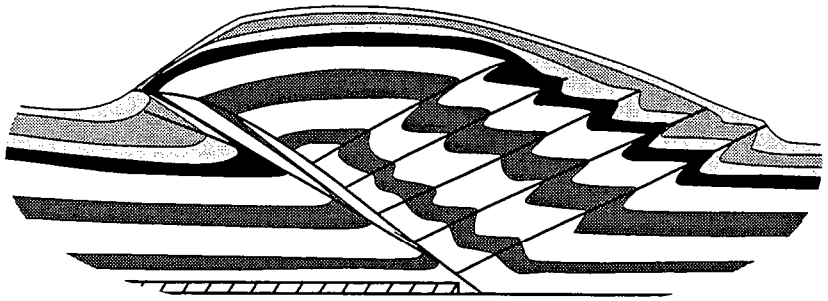
Pour le modèle AR_2, après chaque centimètre de raccourcissement, nous effectuons l'érosion du relief de l'anticlinal. Ceci permet alors d'annuler l'effet de la charge de l'anticlinal sur la rampe le supportant.



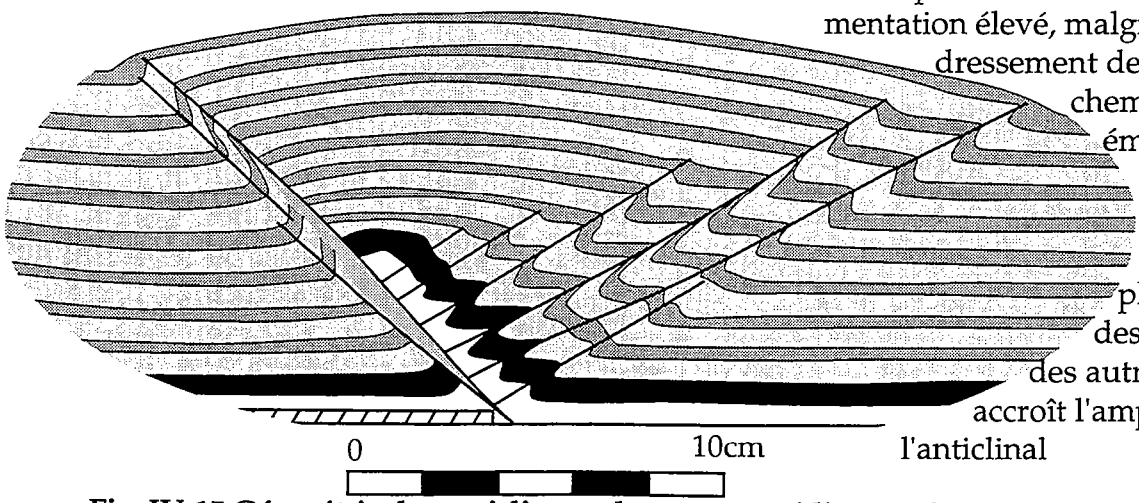
Dans ce modèle sans sédimentation, la structure anticlinale mise en place est décalée dans la direction de vergence du principal accident. Ce dernier s'incurve rapidement et a une géométrie convexe vers le haut.



Avec la sédimentation, le chevauchement principal est moins convexe avec une augmentation de pendage. L'anticlinal lié à cette rampe chevauche alors moins le domaine non déformé. Toutefois, si le modèle est très raccourci, on aura toujours une dissymétrie de l'anticlinal de rampe.



Quant à l'épaisseur initiale, elle fixe l'ampleur originelle de l'anticlinal de rampe. Plus l'épaisseur initiale sera grande, plus large sera l'anticlinal de rampe.



La sédimentation va aussi influencer la géométrie de l'anticlinal de rampe: avec un taux de sédimentation élevé, malgré le redressement de chevauchements, ils émergent à des distances de plus en plus grandes les uns des autres, ce qui accroît l'ampleur de l'anticlinal

Fig. IV-15 Géométrie des anticlinaux de rampe et sédimentation

Dans ces conditions, nous obtenons:
- de nombreux coins en biseaux et des surfaces de contact anormal,
- un anticlinal dont le flanc normal est devenu pratiquement plat,
- la disparition de la charnière,
- des rampes frontales et principales nettement concaves.

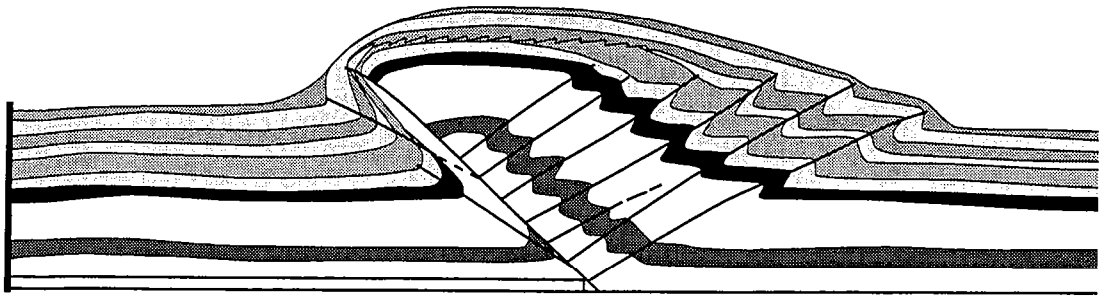
IV-5 Discussions et conclusion

Dans nos différents modèles construits sur un socle rigide à rampe basale (palier), l'initialisation des différentes structures est contrôlée par l'extrémité libre de ce palier. Dans cette enceinte, le facteur d'échelle adopté nous permet de simuler des structures naturelles de l'ordre de 1 à 10 kilomètres.

Ainsi, nous développons des structures plissées, associées aux chevauchements: des anticlinaux de rampe.
Un anticlinal peut ainsi être lié aux rampes aveugles, émergeantes mais aussi à des chevauchements en marches d'escalier (Suppe & Medwedeff, 1984; Cooper & Trayner, 1986; Mitra, 1990; Wilkerson et Al, 1991; ...), et même à des décollements (Jamison, 1987). Par ces différents auteurs, l'anticlinal de rampe est étudié sous plusieurs de ses aspects: mise en place, évolution, relations géométriques avec le chevauchement initiateur. Et, comme nous le voyons nettement dans cette deuxième série d'expériences décrites ci-dessus, la sédimentation, en modifiant l'évolution des chevauchements, va aussi influencer le développement de l'anticlinal associé.

Quelle que soit la modalité de sédimentation, nous avons développé des accidents frontaux à évolution limitée dans le temps et dans l'espace: ils sont qualifiés de transitoires (cf. Fig. IV-12 & IV-14).

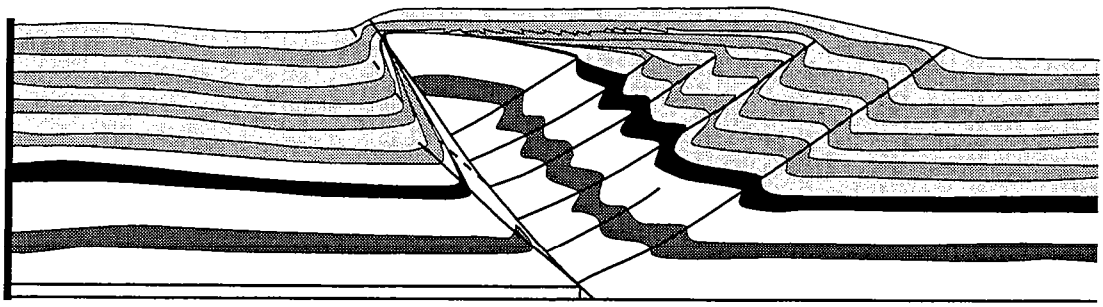
De cette façon, au cours d'une sédimentation intégrale, les accidents transitoires les plus anciens devenus inactifs n'émergent pas (ce sont des chevauchements aveugles), mais sont transportés passivement vers le domaine non déformé. Ces accidents sont disposés en éventail. Ainsi, le pendage de mise en place des accidents transitoires les plus récents peut descendre jusqu'à 20°, lorsque la sédimentation devient importante (voir modèle A34, Fig. IV-11),ce qui est compatible avec le redressement du chevauchement principal.



16a

0 10cm

Modèle AR_1



16b

0 10cm

Modèle AR_2

Fig. IV-16 Influence du cycle érosion-sédimentation dans l'évolution des chevauchements

16 a- D'une épaisseur initiale de 3 cm, le modèle AR_1 est raccourci de 2 cm quand commence la première phase de sédimentation quasi continue. Elle se poursuit jusqu'à dl = 5 cm (Es = 1, 2 cm). A l'arrêt, il y a érosion jusqu'à atteindre Ei.
Puis, relance de la compression avec de nouveau sédimentation quasi continue jusqu'à dl = 8 cm. La fin de la déformation intervient à dl = 10 cm.

16 b- Le modèle AR_2 a également une épaisseur initiale de 3 cm. Nous augmentons ici, la fréquence du cycle érosion-sédimentation. Ainsi, raccourci de 1 cm, il est arrêté, subit une érosion de 0,4 cm, puis relance de la compression avec sédimentation quasi continue. Ce processus est répété, au bout de chaque centimètre de raccourcissement, jusqu'à dl = 9 cm et la déformation du modèle est arrêtée à dl = 10 cm. Notons que ce modèle est quasiment identique au modèle I_{04} Fig. IV-14 qui ne subit que la sédimentation.

N.B.: Dans les deux cas ci-dessus, l'érosion est équivalente à chaque fois à l'élévation de l'anticlinal que nous avons estimée à 4mm par centimètre de raccourcissement.

Outre les différents contacts anormaux engendrés par érosion et l'augmentation de pendage avec duplication du chevauchement principal (16a et 16b), on note nettement pour le modèle AR2 une géométrie listrique pour les différents chevauchements tant antithétiques que synthétiques (ce qui n'est pas observable dans le modèle I_{04}). L'érosion semble ainsi agir sur les différents chevauchements en allègeant la charge s'exerçant sur eux. Ceci accentue alors les différentes caractéristiques de l'évolution synsédimentaire.

Avec une sédimentation à l'aplomb des accidents, toute la série transitoire est émergente et, associée à la sédimentation, elle génère de petites structures en piggyback.

La cartographie du champ de failles à la surface du modèle est donc fonction de l'émergence ou non des accidents et, donc, de la modalité de sédimentation.

Quant au chevauchement principal, il est toujours émergent. Son évolution synsédimentaire, ainsi que celle de l'anticlinal de rampe associé, peuvent alors être suivies pendant la durée de chaque expérimentation. Ainsi, symétrique à l'initialisation et constituant un pop-up, l'anticlinal devient très rapidement dissymétrique et, en l'absence de toute sédimentation, plonge nettement vers l'arrière avec un chevauchement principal d'allure convexe. Cette évolution est radicalement modifiée lorsqu'on fait intervenir la sédimentation. Cette dernière va alors atténuer la convexité du chevauchement principal et donc, l'allure plongeante de l'anticlinal de rampe; mais surtout, avec l'augmentation du taux de sédimentation, elle va engendrer un redressement progressif du chevauchement. Ce redressement est fonction du taux de sédimentation.

Associée à la sédimentation et diminuant l'effet de la surcharge due au surépaississement, l'érosion va aussi modifier la géométrie des chevauchements. Ainsi, alors que dans la plupart des modèles nous avons des accidents rectilignes ou convexes, nous obtenons, dans les conditions d'érosion importante, une géométrie listrique pour les différents accidents. Ceci résulte de la diminution de la charge exercée par l'anticlinal, alors qu'au pied de chaque chevauchement, il y a toujours du matériau charrié et sédimenté qui s'accumule.

Il existe donc, entre d'une part la sédimentation et d'autre part le chevauchement et l'anticlinal de rampe associé, un certain équilibre lié au surépaississement. Ce dernier diminue la concavité des chevauchements engendrée par la sédimentation. Il s'ensuit alors, soit une géométrie convexe du chevauchement principal avec un anticlinal de rampe plongeant vers l'arrière, soit une géométrie plane et rectiligne du même chevauchement avec un anticlinal de rampe faiblement décalé vers l'arrière ou même, quasiment symétrique pour des taux de sédimentation importants. Dans tous ces cas de déformation contemporaine de la sédimentation, il y a donc augmentation du pendage des accidents (surtout pour le chevauchement principal qui est

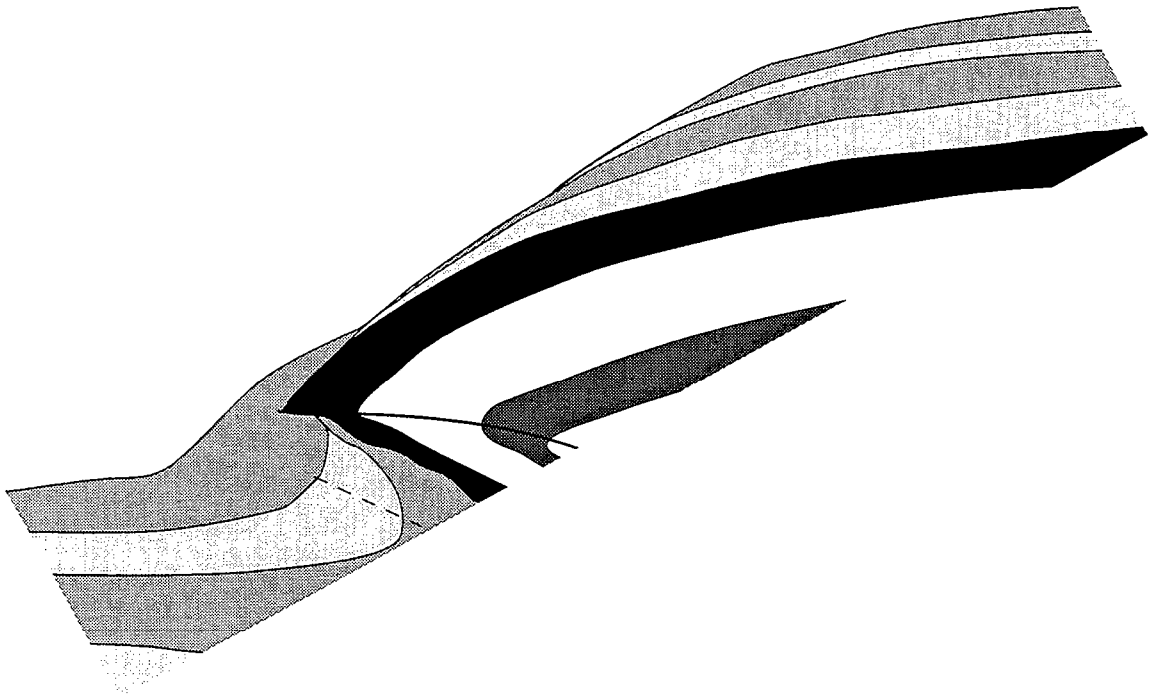


Fig. IV-17 Stratigraphie synsédimentaire autour de la charnière de l'anticlinal de rampe.

Elle est essentiellement marquée par l'épaississement des repères au pied du chevauchement (flanc inverse) et amincissement des repères correspondants situés sur le flanc normal. Ceci donne alors une géométrie générale en marches d'escalier.

permanent). Et l'érosion révèle encore plus l'effet de la sédimentation sur les structures compressives.

Autour de l'anticlinal de rampe, se développe également une stratigraphie synsédimentaire. Ainsi, le matériau rajouté pendant la déformation se biseaute le long du flanc normal et au niveau de la charnière de l'anticlinal, par diminution d'épaisseur. Cette diminution est d'autant plus importante que le taux de sédimentation, par rapport au raccourcissement , est faible.

Il s'agit là d'effet de relief, caractérisé par des glissements et écoulement gravitaire du matériau au pied des chevauchements (Fig. 17), avec par conséquent donc, amincissement sur le flanc normal. La stratigraphie est aussi marquée soit par des niveaux tronqués soit par leur absence. Ceci résulte de l'érosion partielle ou complète des reliefs. Toutes ces structures stratigraphiques, d'après (Medwedeff 1989), sont préservées dans des environnements sous-marins ou dans des conditions où le taux de sédimentation est supérieur à l'élévation de l'anticlinal.

Dans un environnement sédimentaire, la géométrie d'un accident, ainsi que celle des structures qu'il engendre, peuvent être indicatrices, non seulement des conditions de sédimentation, mais aussi de l'importance de l'érosion. Malheureusement, tout comme dans la nature, il n'est pas très facile de dissocier exactement les différents effets liés au raccourcissement de ceux liés à la sédimentation et/ou à l'érosion.

L'évolution synsédimentaire des chevauchements et structures associées est, entre autres, marquée par l'accroissement de pendage que subissent les chevauchements, entre leur mise en place au voisinage de 30° et leur évolution engendrant des pendages avoisinant les 50°.
Mais quels mécanismes engendrent donc ce redressement?

CHAPITRE V

Mécanismes de l'évolution synsédimentaire des chevauchements

V-1 Evolution cinématique et structurale

V-2 Sédimentation et évolution des chevauchements: mécanisme d'accroissement du pendage

V-2-1 Les étapes du redressement des chevauchements

V-2-2 Rôle de la sédimentation au cours de l'évolution des chevauchements

V-2-2-1 Différents mécanismes

a- Mode de sédimentation

b- Croissance des chevauchements et migration de "kink"

c- Une variante de ce mécanisme de croissance de chevauchement avec migration de kink

d- Limites de l'évolution synsédimentaire

e- Synthèse

V-3 Conclusion

CHAPITRE V

Mécanismes de l'évolution synsédimentaire des chevauchements

Les deux chapitres précédents nous ont permis de relever quelques caractéristiques de l'évolution synsédimentaire des chevauchements. Nous avons, entre autres, noté systématiquement qu'au cours de cette évolution les chevauchements subissaient un accroissement de pendage (Fig. V-1). Il est très important de bien cerner le mécanisme d'une telle évolution. Cette dernière peut aider à une meilleure interprétation des structures en vue d'une bonne restauration et même, à cause de la conservation de volume au cours de la déformation de nos modèles, à l'établissement des coupes équilibrées (Dahlstrom 1969).

V-1 Evolution cinématique et structurale

A grande échelle, la structuration obtenue dans la deuxième enceinte correspond à l'accentuation de ce qui se passe au niveau de chaque chevauchement issu d'une compression uniforme. Ceci permet alors de définir autour de chaque chevauchement une structure anticlinale dont l'évolution semble liée non seulement à la rampe, mais aussi à la stratigraphie environnante.

La déformation dans tous nos modèles fragiles apparaît en surface au bout de 1 à 3% de raccourcissement. Ce temps de latence correspondrait essentiellement aux réajustements entre grains de sable avant rupture. La déformation de nos modèles fragiles est caractérisée essentiellement par la fracturation.

L'initialisation de la déformation se matérialise par l'émergence d'un relief structural relié aux points bas environnants par des segments permettant de

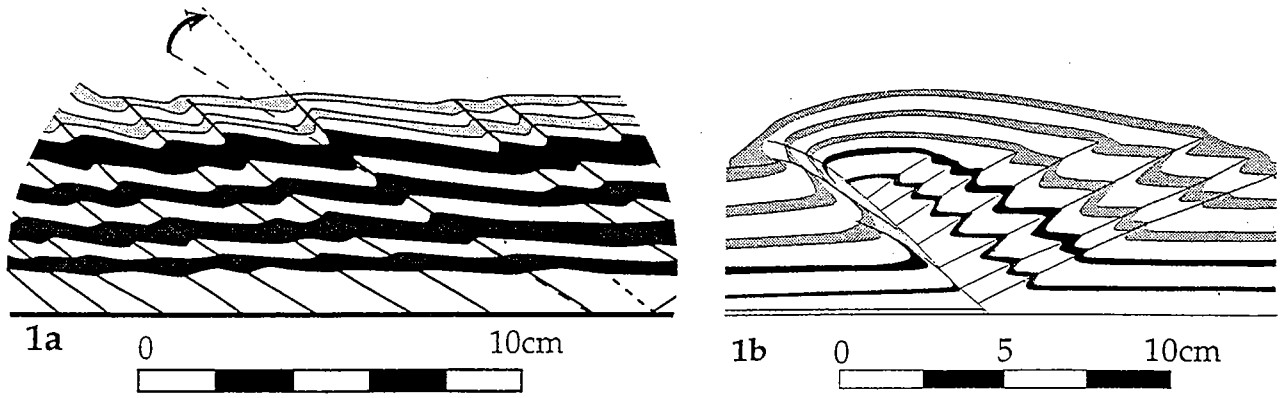


Fig. V-1 Evolution synsédimentaire des structures chevauchantes

Quelle que soit l' enceinte expérimentale utilisée, l' évolution synsédimentaire des chevauchements se traduit principalement par un accroissement de pendage .
Ceci correspond à une rupture de pente entre les deux segments (synsédimentaire et antésédimentaire) (1a) ou alors, à des positions de plus en plus pentées occupées progressivement par le chevauchement au cours de son évolution.

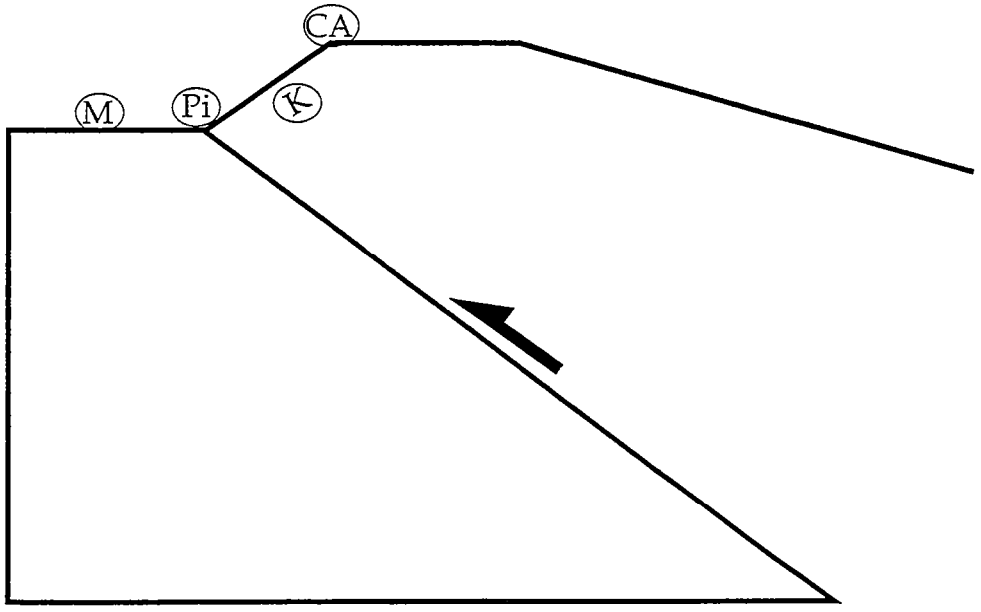


Fig. V-2 Interprétation structurale des modèles expérimentaux

Pour les différents modèles fragiles construits dans les chapitres ci-dessus, on peut définir autour de chaque accident, un relief structural limité par des segments de pendages différents, constituant une structure en genou.
L'accident débouche d'abord au niveau de la charnière angulaire inférieure (Pi) et constitue le chevauchement du mur (M). C'est le kink (K) qui va contrôler les modifications survenant au cours de la déformation.
C.A---> correspond à la charnière angulaire supérieure.

définir les différents flancs de l'anticlinal naissant (Suppe, 1983; Wilkerson et al, 1991).
Le caractère plissé des formations, à cause de l'absence de niveaux de détachement, est peu marqué. Autour du flanc inverse, on définit alors une structure en genou qui est le lieu de passage et d'évolution du chevauchement principal qui à tout moment émerge en surface et engendre l'anticlinal de rampe (fig.V-2).

Autour de cette structure anticlinale, il y a différentes surfaces axiales. La ligne d'intersection de chacune d'entre elles avec la stratigraphie en surface correspond à une charnière (Medwedeff, 1985). Un modèle simple de charnière en "kink" peut nous permettre d'expliquer l'évolution synsédimentaire des chevauchements. Nous pensons que cette même évolution peut se retrouver autour des anticlinaux à chanière d'apparence lisse.

V-2 Sédimentation et évolution des chevauchements: mécanisme d'accroissement du pendage

Dans les deux enceintes, les chevauchements présentent quasiment la même évolution. Cette évolution est tout simplement amplifiée dans la seconde enceinte, grâce à la permanence de fonctionnement du chevauchement principal.
Quant à l'accroissement du pendage des chevauchements, il s'enclenche avec le raccourcissement et, est révélé et accentué surtout par la sédimentation.

V-2-1 Les étapes du redressement des chevauchements

L'évolution synsédimentaire des chevauchements découle de celle de l'anticlinal de rampe. Ainsi, en l'absence de toute sédimentation, le chevauchement va subir autour du kink band, une évolution essentiellement contrôlée par le raccourcissement et le glissement de matériau qui s'ensuit (fig. V-3).

Premier stade: l'initialisation de la déformation est marquée par un kink (K) limité à sa base par un chevauchement actif et, à son sommet, par une charnière angulaire (C.A). Les kink bands, dans la série initiale, s'initialisent progressivement avec la même largeur, de la base vers le sommet (subsurface).

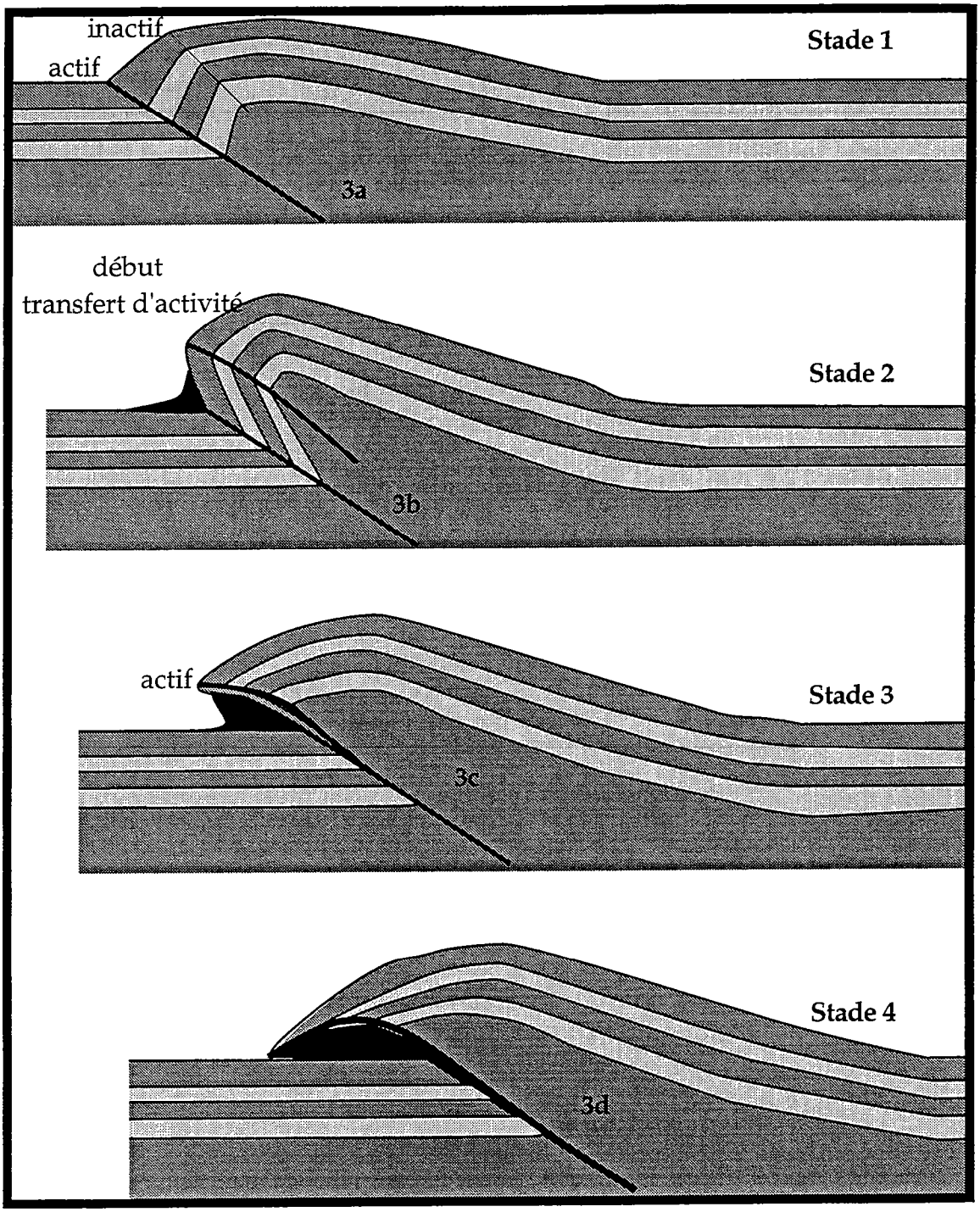
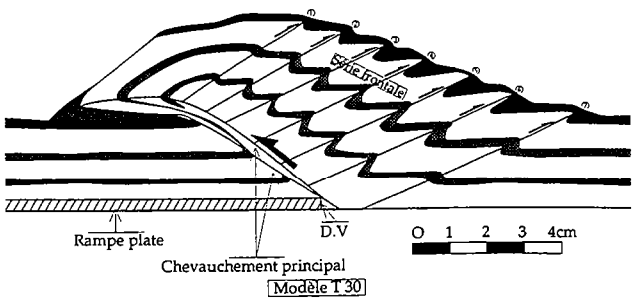


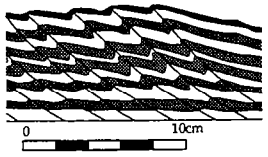
Fig. V-3 Reconstitution schématique de l'évolution d'un chevauchement et de son anticlinal en absence de toute sédimentation.

En noir, matériau charrié et autres conglomérats de faille

(Voir texte pour explication)

Ci-dessous, les structures définitives réellement obtenues





Les principaux chevauchements s'imbriquent ici sur le niveau de décollement à la base.

Deuxième stade: le kink pivote progressivement vers la direction de transport tectonique et s'étire entre le mur et la charnière angulaire. Au même moment,le flanc normal en relief va perdre du matériau par glissement et écoulement, matériau qui s'accumule au mur (M) du chevauchement. Le kink chevauche alors le matériau charrié et, progressivement le segment actif du chevauchement se transpose vers la charnière angulaire, amorçant ainsi une migration de kink.

Troisième stade: les points hauts de l'anticlinal tombent sur le domaine non déformé constituant le matériau charrié. Pendant ce temps, le kink se détruit progressivement entre les deux accidents qui le limitent. La migration du chevauchement (transfert d'activité vers le segment supérieur du kink) permet alors au kink, qui continue à se désintégrer, de contourner le matériau charrié. Ainsi, progressivement, l'anticlinal se déporte, et avec le glissement de matériau, occupe beaucoup plus de place en recouvrant le domaine chevauché.

Quatrième stade: Ce qui reste du kink initial recouvre alors complètement le matériau charrié. Le flanc normal recouvre ainsi le domaine non déformé. Ceci engendre pour les différents modèles sans sédimentation, une structuration générale convexe du chevauchement principal.

A l'issue de la déformation, la bande (ou zone) déformée autour du chevauchement permanent, est alors limitée par deux segments:
- un segment inférieur correspondant au chevauchement initial devenu inactif,
- puis, un segment supérieur passant par la charnière angulaire et qui accommode effectivement la déformation.

Cette évolution engendre donc une zone de faille de plus en plus large vers la subsurface.

L'anticlinal généré, se déplace alors le long de cette bande déformée et, l'ensemble s'incurve proche de la surface. Une telle évolution est généralement attribuée à un mécanisme caractérisé d'abord par une propagation du chevauchement qui, par la suite, génère l'anticlinal et l'entraîne: anticlinal entraîné (Rich, 1932; Dahlstrom, 1970; Suppe et Namson, 1979; Berger et Johnson, 1980; Medwedeff, 1989).

Dahlstrom (1970) suppose alors que l'angle entre les structures plissées et les chevauchements peut nous indiquer s'il s'agit de plis entraînés (l'angle est alors faible, facilitant le glissement), ou de plis nettement antérieurs à la mise en place des failles (dans ce cas, les formations déjà plissées, présentent par rapport

au chevauchement, un angle beaucoup plus important). Mais, ceci reste assez approximatif, car le pli entraîné va poursuivre son évolution tant que la rampe reste active. Son angle avec le chevauchement va alors dépendre du dégré de déformation subie.

Or, dans nos modèles, malgré l'absence de véritables plis (matériau essentiellement fragile), dès l'émergence des failles, on note déjà autour de ces dernières, des éléments de structuration d'un anticlinal (STADE 1). Il y a donc une évolution quasi simultanée entre:
la "formation de plis" et la propagation des chevauchements (et vice versa). Ainsi, le glissement pendant chaque incrément de déformation va s'amortir à l'extrémité supérieure du chevauchement par une structure anticlinale (Suppe & Medwedeff, 1984; Mitra, 1990; Chester et Al., 1991). C'est donc dans cette évolution quasi simultanée entre chevauchements et plis qu'intervient la sédimentation, pour modifier l'évolution des chevauchements dans nos modèles.

V-2-2 Rôle de la sédimentation au cours de l'évolution des chevauchements

La sédimentation, qui intervient au cours de la déformation, s'associe au matériau charrié, pour constituer, à l'avant des flexures (kinks) un mur à contourner pour le chevauchement. Cette sédimentation va donc atténuer, voire même bloquer l'évolution des kinks.

D'une manière générale, l'évolution décrite ci-dessus (§ V-2-1), avec transfert d'activité du chevauchement initial (position initiale) vers une position supérieure (exemple de la charnière angulaire) se fait aussi progressivement à chaque fois qu'il y a apport sédimentaire. La position supérieure choisie pour la migration du chevauchement est fonction de la relation entre taux de sédimentation et élévation de l'anticlinal.

V-2-2-1 Différents mécanismes

a- Mode de sédimentation

Dans tous les cas, quelle que soit la modalité de sédimentation, lorsque le STADE 1 (décrit ci-dessus) est amorcé, le matériau déposé par la suite s'accumule devant le "kink band". Il en résulte donc un effet de mur, grâce aux apports sédimentaires. Cet effet est nettement plus important pour une sédimentation

quasi continue qui recouvre toute la structure anticlinale. Ainsi, dans le cadre d'une sédimentation quasi continue, on note une forte et constante augmentation du pendage du chevauchement avoisinant les 50°. Cette évolution est d'autant plus importante que le taux de sédimentation est élevé (voir Fig. IV-3). La relation entre augmentation de pendage et taux de sédimentation est alors quasi linéaire jusqu'à un pendage de l'ordre de 50°.

En revanche, les augmentations de pendages de chevauchements sont beaucoup plus modestes dans le cas d'une sédimentation à l'aplomb des accidents (pendage ne dépassant guère les 40°) . Ceci est dû au fait que la surface de sédimentation est variable d'un modèle à l'autre, ce qui diminue l'effet de mur.
Mais, par quels mécanismes arrive -t- on, au cours de la sédimentation , à une augmentation de pendage des chevauchements?

b- Croissance des chevauchements et migration de "kink"

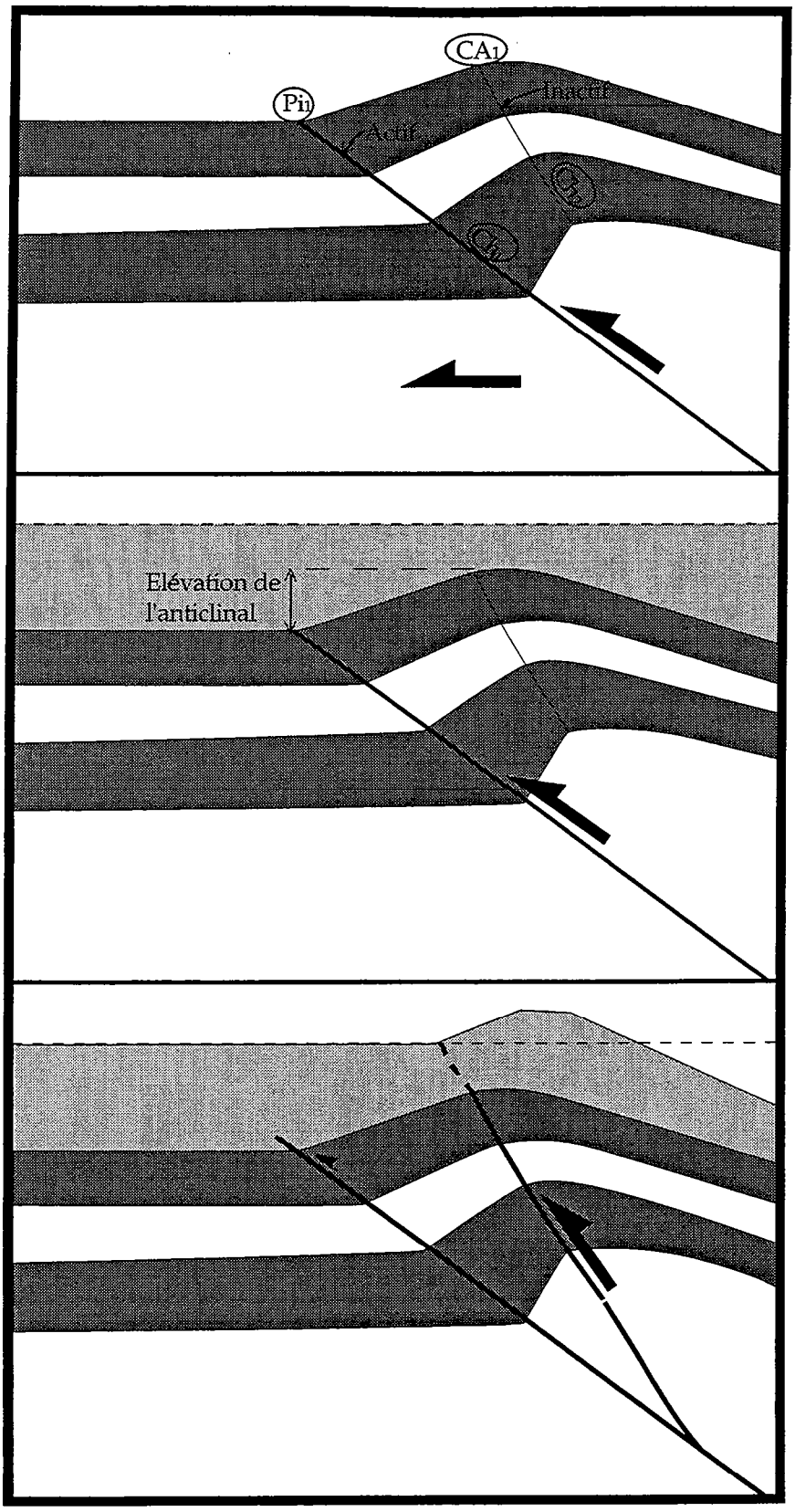
Premier cas: Sédimentation supérieure à l'élévation de l'anticlinal

Dans de telles conditions, quelle que soit la modalité de sédimentation, l'anticlinal est à chaque fois complètement recouvert de sédiments et son évolution est alors résumée ci-dessous (Fig. V-4).

•- La séquence anté-déformation se structure en kinks limitée à sa base (Pi) par le chevauchement initial (Chi) et à son sommet par la charnière angulaire supérieure (CA_1) - (Fig. V-4a). L'évolution normale de cette structure (voir § V-2-1) a tendance à entraîner la migration d'activité vers ce qui va devenir le principal chevauchement (Ch_2).

•- Avec la sédimentation, cette migration va intervenir beaucoup plus rapidement:
La sédimentation constitue donc pour le chevauchement initial, non seulement un mur, mais aussi une charge (Fig. V-4b) bloquant le kink dans son évolution. Il devient ainsi mécaniquement plus facile (bilan d'énergie) d'activer le chevauchement passant par CA_1 et Pi_2 (Fig. V-4c).

Si la séquence anté-déformation est importante, le segment synsédimentaire (Ch_2) se rapproche du segment initial (Ch_1) créant ainsi une zone de failles. Cette évolution synsédimentaire aboutit alors à un chevauchement d'allure générale concave.



4a- Mise en place d'un relief structural autour du chevauchement actif (chi).

4b Un taux de sédimentation important recouvre complètement l'anticlinal .

4c La sédimentation bloque l'évolution du kink et il devient ainsi facile d'activer la charnière supérieure, ce qui va faciliter la migration des kinks à venir.

Fig. V-4 Evolution synsédimentaire des chevauchements: croissance et migration de kink.

(Le phénomène est exagéré dans les représentations schématiques)

Mais, la charge qu'impose l'anticlinal qui se déporte vers la zone de transport tectonique maintient une légère convexité des extrémités supérieures à l'issue de l'accroissement de pendage (Fig. V-5).

Deuxième cas: sédimentation équivalente à l'élévation de l'anticlinal.

On suppose dans ce cas, pour les deux modalités de sédimentation, que les apports sédimentaires s'élèvent jusqu'au niveau de l'anticlinal (Fig. V-6a). L'évolution est alors semblable à celle décrite ci- dessus, mais l'augmentation de pendage est moins importante (Fig. V-6b).

Troisième cas: sédimentation inférieure à l'élévation de l'anticlinal.

Enfin, pour une faible sédimentation (Fig. V-7a), l'évolution correspond pratiquement à celle décrite en l'absence de toute sédimentation. Mais l'anticlinal reçoit du matériau supplémentaire (en plus de ce qui est charrié) à contourner et s'étale ainsi sur une plus grande surface (Fig. V-7b). L'augmentation de pendage sera inférieure à celle du deuxième cas.

Dans ces deux derniers cas, particulièrement le dernier, la croissance du chevauchement ne passerait pas nécessairement par la chanière angulaire.

c- Une variante de ce mécanisme de croissance de chevauchement avec migration de kink

Une variante du mécanisme ci-dessus peut également être décrite, dans les conditions de sédimentation inférieure à l'élévation de l'anticlinal qui reste alors émergeant. Dans de telles conditions, quelle que soit la modalité de sédimentation (Fig. V-8a et b), il n'y a pas suffisamment de matériau pour bloquer véritablement l'évolution du chevauchement initial (Ch_1) . Ce dernier va alors poursuivre son évolution mais en modifiant sa trajectoire (Fig. V-8c).

Sans migration de kink, on obtient également pour le chevauchement et l'anticlinal associé, une évolution synsédimentaire contrôlée par la sédimentation (Fig. V-9). Comme pour le mécanisme ci-dessus, nous avons donc pour l'évolution synsédimentaire de chaque chevauchement, une augmentation de pendage donnant des chevauchements plans et rectilignes pour de faibles épaisseurs initiales (Fig. V-9a). Sinon, on a une allure générale concave lorsque l'épaisseur initiale est importante (Fig. V-9b).

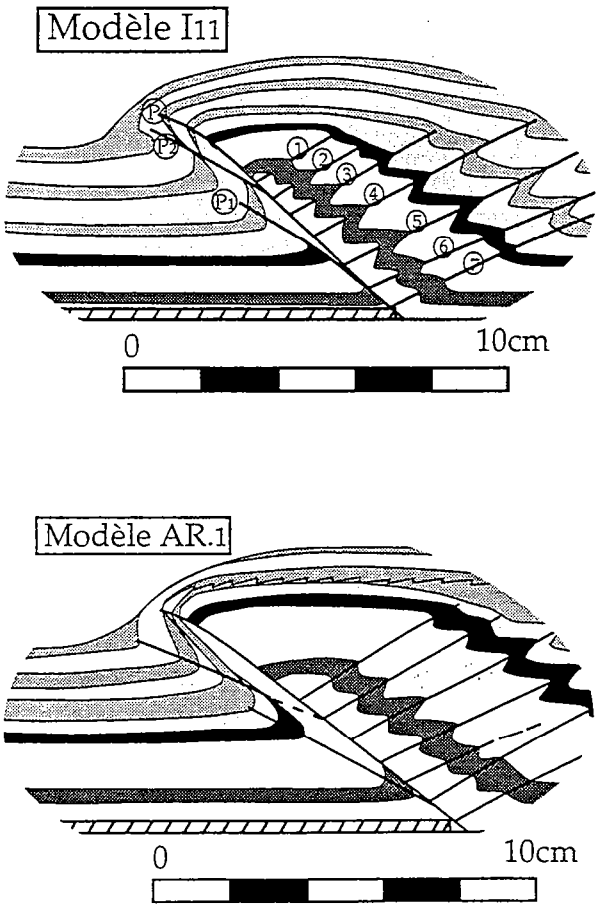


Fig. V-5 Géométrie de l'anticlinal de de rampe.

Elle est contrôlée par les chevauchements, la charge de l'anticlinal mais aussi par la sédimentation (voir Fig. IV-15).

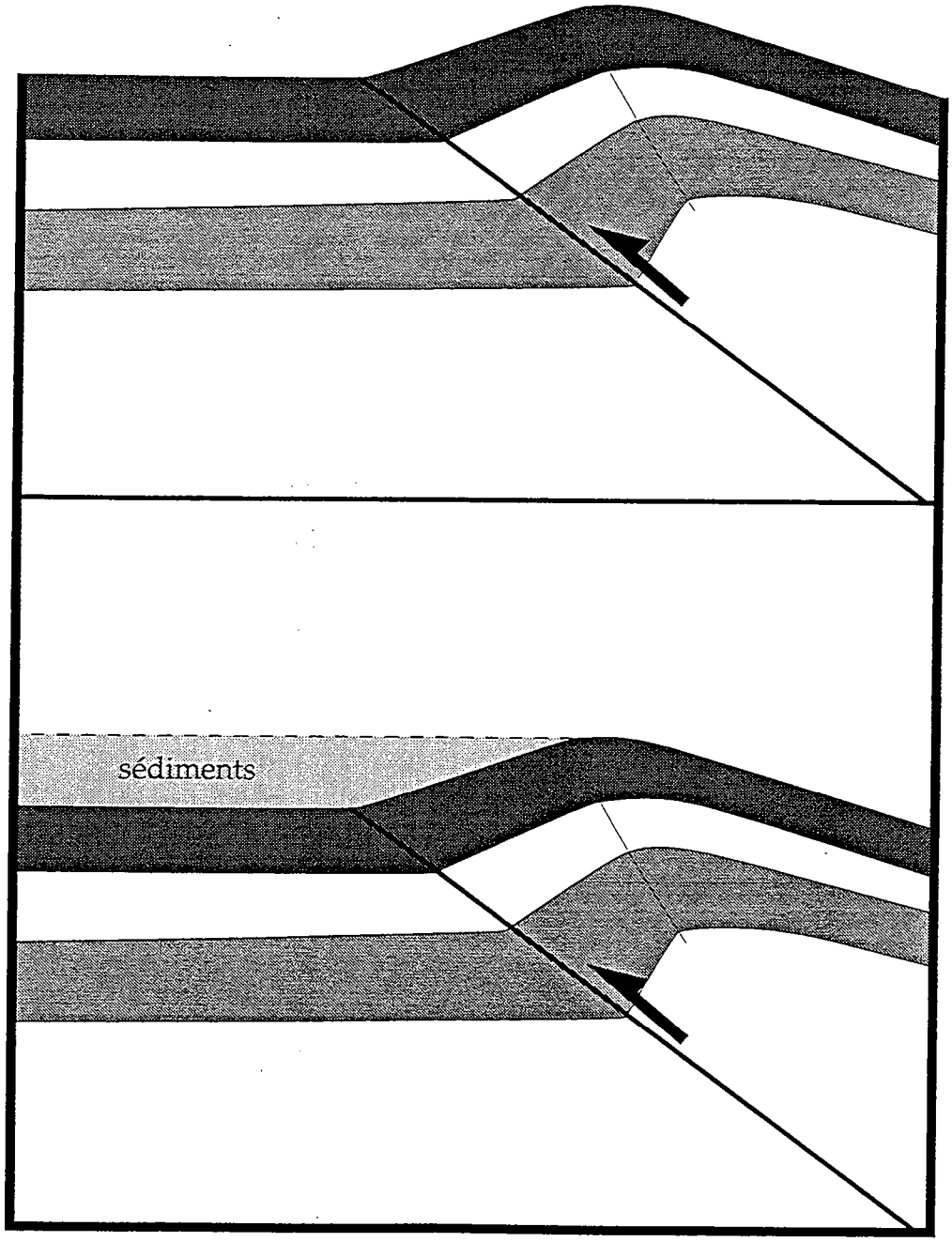


Fig. V-6 Sédimentation et élévation de l'anticlinal équivalentes : croissance et migration de kink

Comme ci-dessus, la sédimentation va limiter l'évolution du kink et faciliter ainsi sa migration.

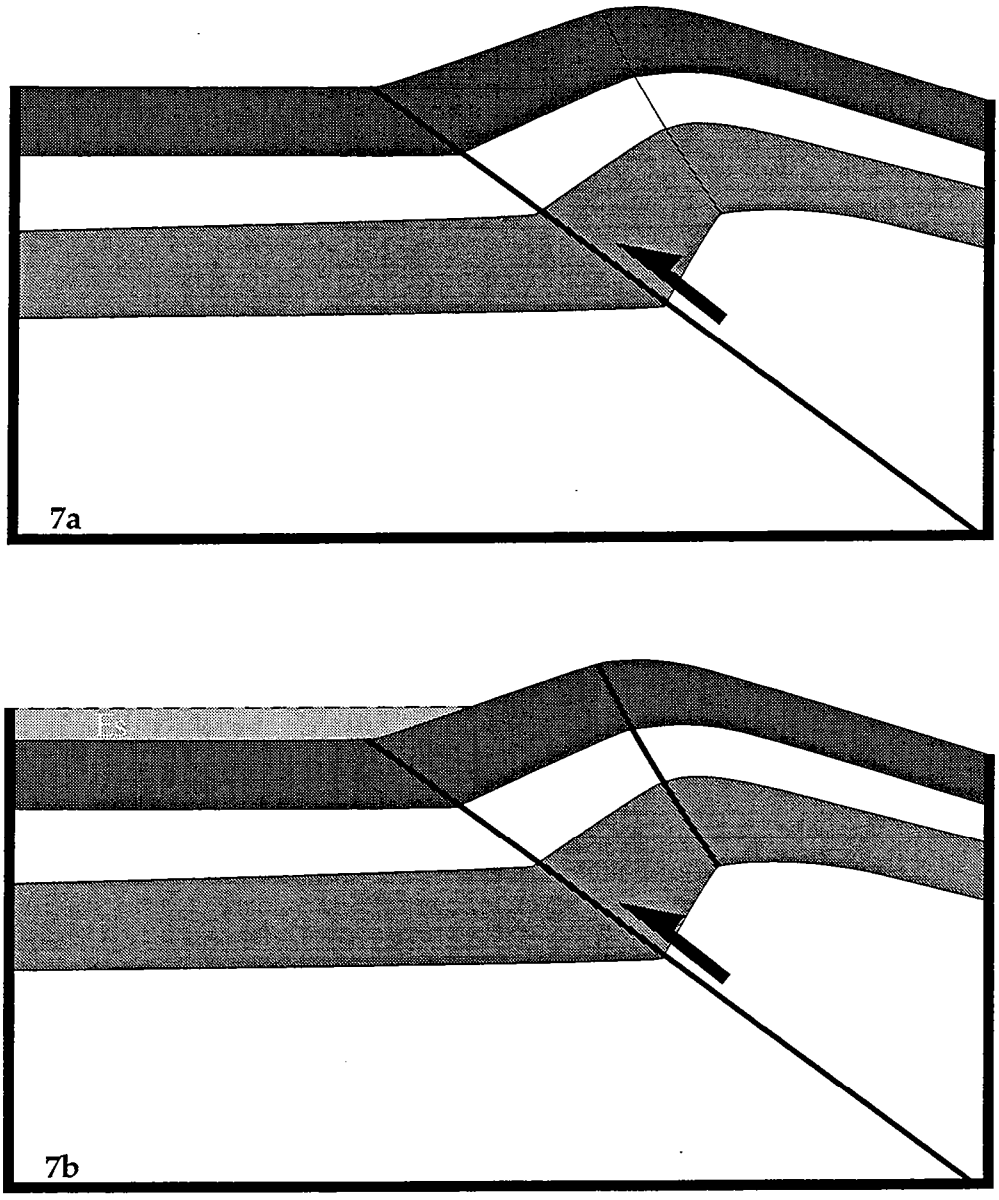


Fig. V-7 Croissance de chevauchement et migration de kink

La sédimentation est inférieure à l' élévation de l'anticlinal L' évolution qui s'ensuit est identique à décrite en figure V-3: elle est tout simplement plus importante.

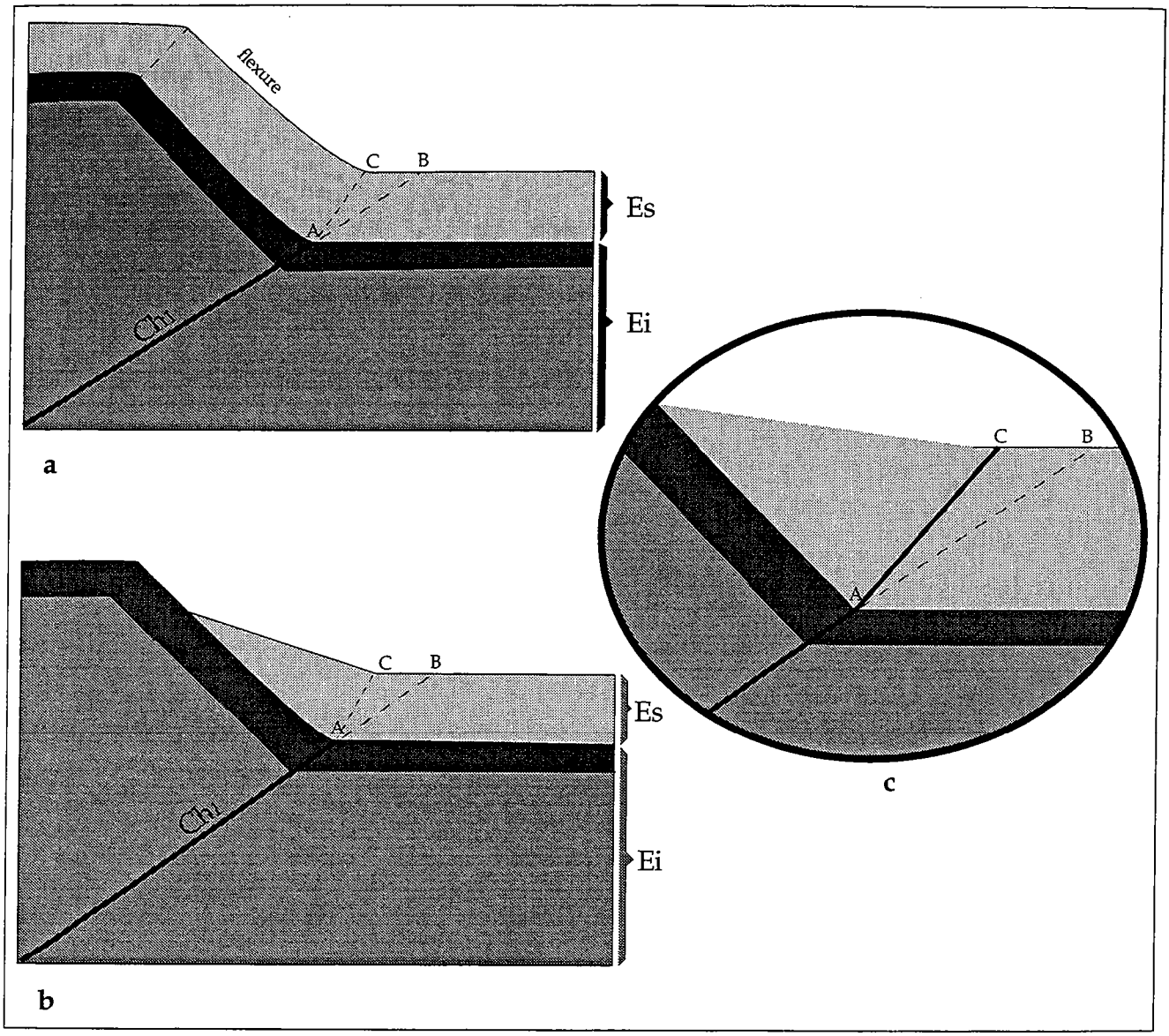
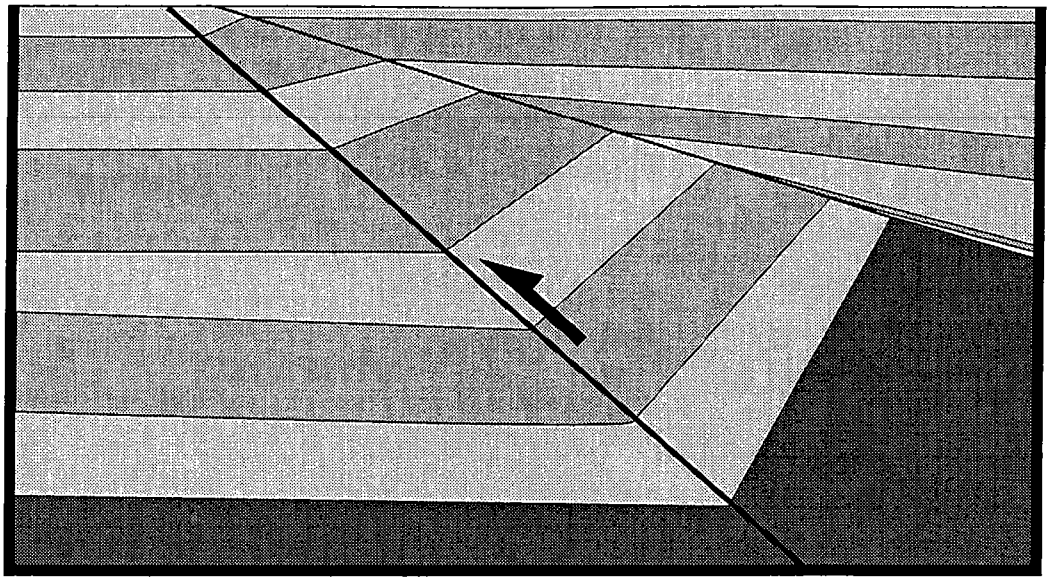
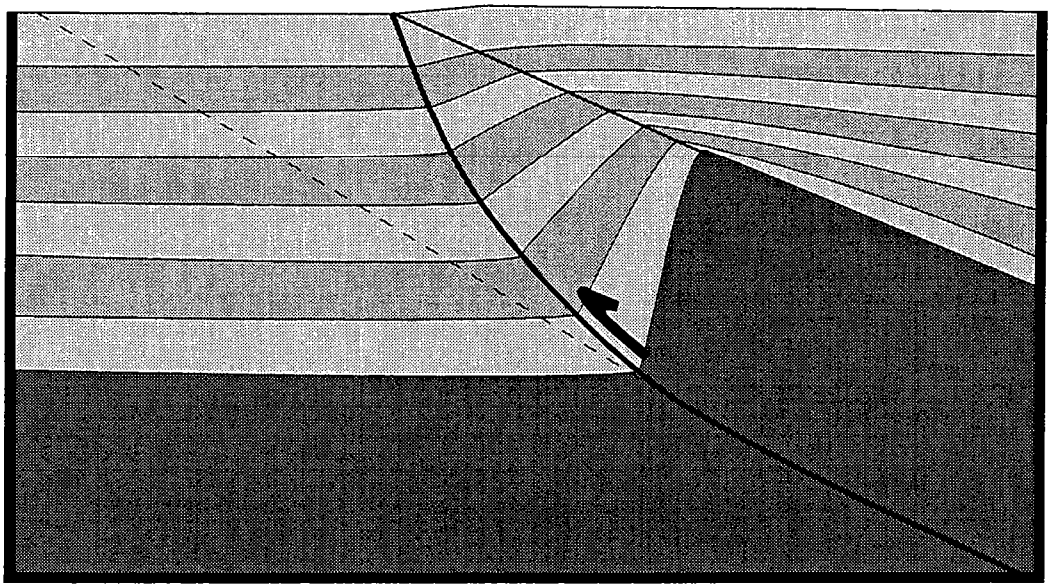


Fig. V-8 Evolution synsédimentaire des structures compressives:
La croissance du chevauchement se fait sans "migration de kink"



9a



9b

Fig. V-9 Croissance synsédimentaire des accidents sans migration de kink: géométrie des chevauchements.

On note toujours la présence des deux géométries caractéristiques de l évolution synsédimentaire:
- un chevauchement essentiellement synsédimentaire (Ei faible) qui est alors rectiligne (**9a**),
- un chevauchement dont seul le segment supérieur est synsédimentaire (Ei importante) et l'on note ainsi une nette rupture de pente entre les deux segments (**9b**).

d- Limites de l'évolution synsédimentaire

Comme nous l'avons vu au chapitre IV, en dépit de l'augmentation du taux de sédimentation, il devient impossible d'accroître le pendage des chevauchements au-delà d'environ 50° de pente (pour le segment synsédimentaire). En effet, lorsque le segment synsédimentaire approche cette valeur, il y a activation (réactivation) des coins de faiblesse où les pendages sont relativement normaux (voisins de 30°). Des chevauchements secondaires se mettent ainsi en place et accommodent l'essentiel de la déformation (Voir Fig. IV-11 et Chap. VII).

e- Synthèse

D'une manière générale, l'évolution synsédimentaire des chevauchements, engendrant des plis avec kink band, se fait par croissance du chevauchement avec migration de kink, quel que soit le taux de sédimentation (Fig. V-10a). Toutefois, à faible taux de sédimentation, il est possible que, pour le même résultat, le second mécanisme (Fig. V-10b) intervienne, au moins partiellement. Mais, la présence des kinks n'est pas indispensable pour l'évolution synsédimentaire des chevauchements.

Dans tous les cas, la déformation synsédimentaire est progressive. Elle est donc de moins en moins marquée vers la subsurface (mais avec des résultats cumulés - par exemple redressement de chevauchement - de plus en plus important vers la subsurface), d'où une diminution de la pente pour les kinks en surface. Et dans nos conditions expérimentales, les kinks dans l'épaisseur initiale ont des largeurs croissantes vers la surface à leur mise en place. Dans la séquence synsédimentaire, cette largeur diminue plutôt vers la surface, à cause du "redressement "du chevauchement.

Ainsi, l'anticlinal de rampe au cours de l'évolution synsédimentaire ne passe plus par les différents stades: déjeté, déversé puis couché sur le matériau charrié. L'augmentation de pendage (sédimentation) tente de maintenir un anticlinal quasi centré sur son point de départ (la D.V), grâce aussi au jeu compensateur des accidents transitoires. Toutefois, cet anticlinal reste décentré vers la direction de vergence du chevauchement principal.

Cette double exigeance (augmentation de pendage - faible décalage de l'anticlinal) est liée à l'"effet mur" (que joue la sédimentation) qui va:

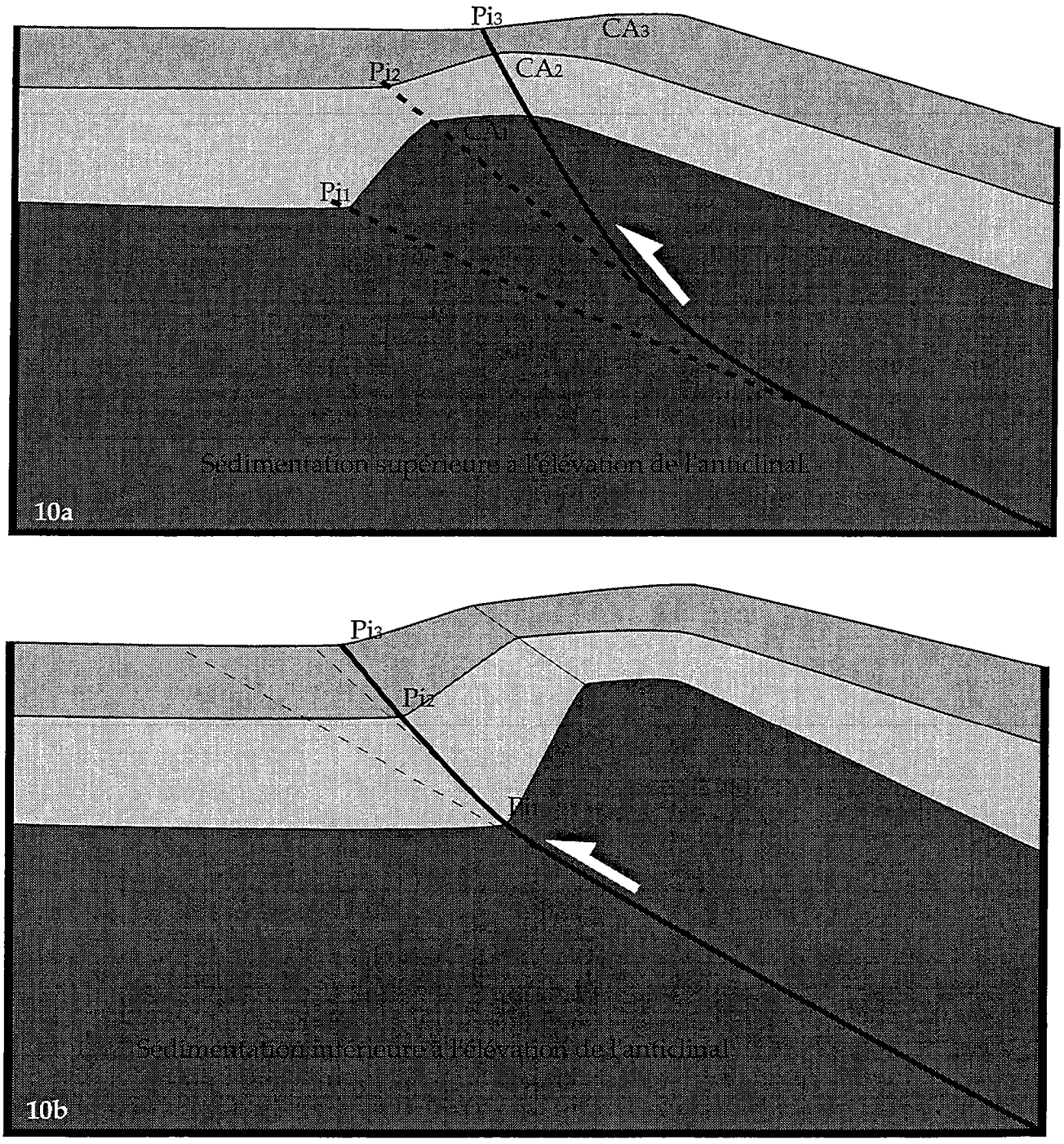


Fig. V-10 Propagation synsédimentaire des chevauchements.

Dans ces deux cas récapitulatifs, le chevauchement qui se propage utilise à chaque fois les positions inférieures (Pi1).
- Son évolution synsédimentaire, quand il est associé à une structure en genou, facilite sa migration vers la charnière angulaire supérieure (CA); ce qui accentue ainsi le redressement de son pendage (**10a**) .

- Le redressement de pendage se retrouve également dans le second cas (**10b**) où, la présence de la structure en genou (kink) n' est pas indispensable.

L'augmentation de pendage observée dans nos modèles n' est donc pas une particularité liée aux structures en genou, mais tout simplement l' influence de la sédimentation sur l' évolution des chevauchements.

diminuer localement le long du plan de chevauchement, la composante horizontale du mouvement, et accroître ainsi la composante verticale.
C'est ce qui expliquerait la diminution de la largeur des kinks vers la subsurface.

V-3 Conclusion

Au détriment d'un mécanisme de propagation des failles générant secondairement des plis, nous avons privilégié une propagation quasiment simultanée entre chevauchements et plis associés.

En fait, cette propagation correspondrait beaucoup plus à une phase de pli précoce et très souvent éphémère, servant à localiser les chevauchements dont la mise en place intervient alors très rapidement (voir Chapitre VI). Mais, dans ces premiers modèles purement fragiles, cette première phase correspond à une montée en contrainte avec tout simplement des réajustements entre les grains de sable.
Tout mouvement le long du chevauchement en place se traduit alors par une accentuation des plis.

L'évolution synsédimentaire des chevauchements et plis associés, beaucoup plus spectaculaire en présence de kink band, doit être généralisée à toute évolution synsédimentaire des structures compressives (chevauchements et anticlinaux lisses...)
Ce n'est donc pas le kink qui est responsable de cette évolution (bien qu'il l'accentue), mais la sédimentation, qui constitue pour le chevauchement un mur à contourner. Cette opération peut se faire avec mise en place autour de l'anticlinal des structures chevauchantes secondaires qui ont dans un premier temps une propagation rétrograde.

IIIè. partie. Chevauchements et sédimentation à l'échelle lithosphérique: origine des bassins compressifs

Les bassins compressifs correspondent à des régions de l'écorce terrestre subissant ou ayant subi une subsidence liée à un raccourcissement horizontal et à un épaississement. Ce dernier est la conséquence d'un effet de surcharge lié à la sédimentation et à la superposition des structures compressives (chevauchements, plis associés, ...) discutées ci-dessus .

Nous construisons ici des modèles analogiques présentant des caractères cinématiques et mécaniques différents afin de comprendre les caractéristiques de l'évolution des bassins compressifs. Nous testerons ainsi non seulement l'influence du cycle érosion-sédimentation dans l'évolution de ces bassins, mais également celle de différents autres paramètres tels que: des irrégularités, la rhéologie, ...

CHAPITRE VI

Raccourcissement et chevauchements dans les modèles lithosphériques

VI-1 Introduction

VI-2 Procédure expérimentale

VI-2-1 Le matériel expérimental

VI-2-1-1 Les matériaux utilisés

VI-2-1-2 Le dispositif expérimental

a- Enceinte N°3

b- Enceintes N°4 et N°5

VI-2-2 Conditions aux limites

VI-2-2-1 Les enceintes de polystyrène

VI-2-2-2 Les enceintes en plexiglass

VI-2-3 Construction et déformation des modèles

VI-3 Les modèles témoins

VI-3-1 Déformation et structuration lithosphériques : Principales instabilités

VI-3-1-1 Le flambage

a. Mise en place

b. Flambage et irrégularités préexistantes

- Irrégularités liées à la construction des modèles

- Irrégularités introduites volontairement dans les modèles

VI-3-1-2 Fracturation dans les modèles lithosphériques

a. Mise en place et évolution de la fracturation

b. Géométrie du chevauchement

VI-3-1-3 Evolution topographique de la déformation

VI-3-1-4 Activité des chevauchements

VI-3-2 Conclusion

CHAPITRE VI

Raccourcissement et chevauchements dans les modèles lithosphériques

VI-1 Introduction

Nous créons dans les modèles qui vont suivre, des structures compressives intégrant non seulement un comportement fragile, mais aussi un comportement ductile. Les différents matériaux flottent au dessus d'un liquide asthénosphérique représenté par le miel. Tout ceci permet, dans ces modèles, d'obtenir des mouvements verticaux descendants.

Dans ce contexte, il est important de comprendre comment se déforme cette lithosphère (continentale) et, où et comment se localisent les différentes structures compressives (en particulier les bassins compressifs).

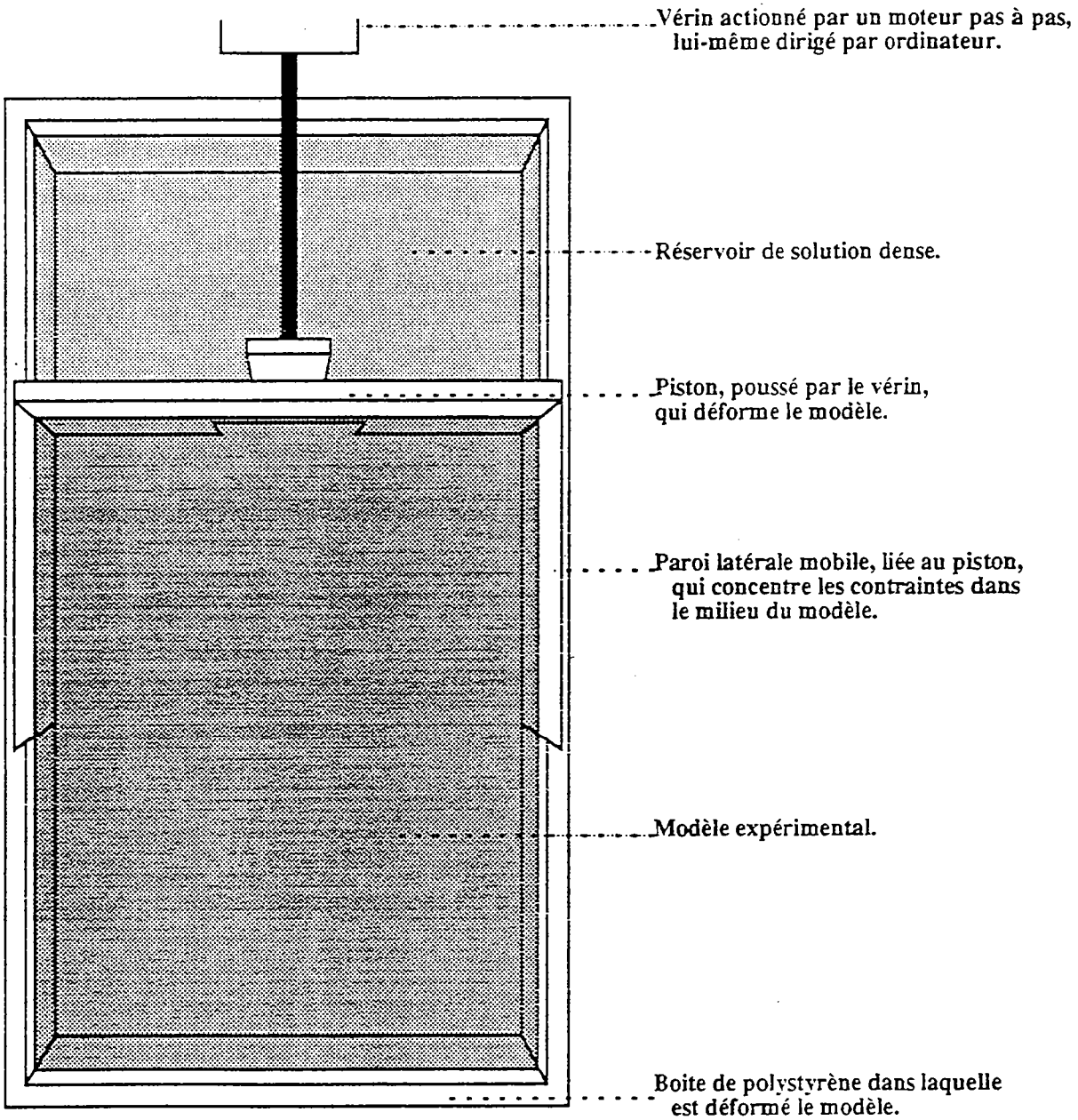
VI-2 Procédure expérimentale

VI-2-1 Le matériel expérimental

VI-2-1-1 Les matériaux utilisés

Tous les matériaux décrits ci-dessus (voir Chap.II-2) sont utilisés dans chaque modèle lithosphérique: il s'agit du sable, de la silicone, du miel ou d'une solution dense de polytungstate de sodium.

Dans les modèles de petites dimensions, nous avons systématiquement utilisé la solution dense de polytungstate de sodium. Par contre, dans les modèles



Modèle expérimental.

Solution dense (miel ou solution de polytungstate de sodium).

ENCEINTE N° 3

Fig IV-1 Le dispositif expérimental: vue de dessus

expérimentaux exigeant une plus grande quantité de matériau, c'est plutôt le miel qui a été utilisé pour modéliser l'asthénosphère.

VI-2-1-2 Le dispositif expérimental

En fonction de la taille du modèle lithosphérique à construire, nous avons utilisé deux types d'enceintes.

a- Enceinte N°3

Longue de 40 à 70 cm et large de 35 à 50 cm, cette enceinte est en polystyrène (Fig.VI-1). Dans la boîte sont disposées des parois latérales, reliées à un piston solidaire d'un moteur pas à pas, qui actionne le vérin. Le modèle déformé est ensuite congelé, après humidification. Ceci permet alors d'effectuer des coupes dans ces modèles.

b- Enceintes N°4 et N°5

Pour les modèles lithosphériques de grandes dimensions, nous utilisons deux cuves rectangulaires en plexiglass transparent (Fig.VI-2). A l'intérieur de chacune des cuves de 100 x 25 cm, glisse une cloison mobile, qui transmet l'effort compressif.

- Dans l'une des deux enceintes, la déformation est suivie au cours du temps et, en fin d'expérience, des coupes horizontales peuvent y être réalisées: c'est l'enceinte N°4.
- Dans la seconde cuve, en dépit de la complexité de la technique utilisée ici, des sections verticales ont été réalisées avec plus ou moins de réussite (Enceinte N°5).

VI-2-2 Conditions aux limites

Pour tous les modèles lithosphériques, les conditions aux limites sont choisies de façon à créer un champ compressif relativement uniforme.

VI-2-2-1 Les enceintes de polystyrène

Dans les enceintes en polystyrène, la discontinuité de vitesse au milieu du modèle (voir Fig.VI-1) initialise la déformation en cet endroit et permet d'éviter une grande perturbation des structures aux environs du piston. Mais, il y a un contrôle excessif de la déformation par cette discontinuité de vitesse. Dans

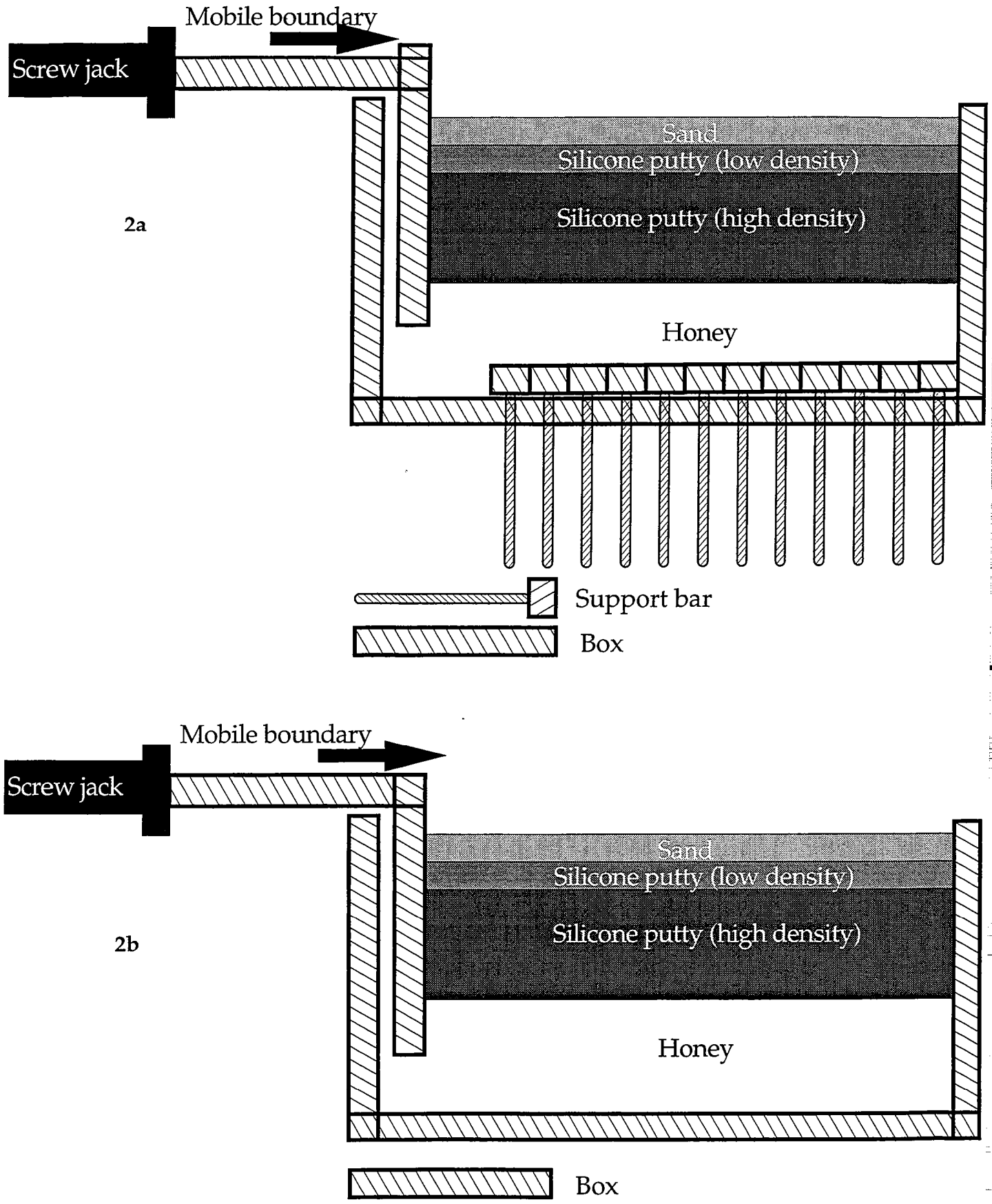


Fig. VI-2 Coupes verticales à travers les enceintes expérimentales (N°4 (2a) et N°5 (2b)), et le modèle non déformé.

une partie du modèle, les parois latérales empêchent tout contact entre le modèle et l'enceinte expérimentale, évitant ainsi les frottement latéraux.

VI-2-2-2 Les enceintes en plexiglass

Dans ces enceintes N°4 et N°5, nous éliminons les parois latérales mobiles. Le modèle est alors déformé par un mur vertical rigide (cloison). Des structures complexes sont bien sûr rencontrées contre la cloison. Celles ci peuvent être rapprochées des structures complexes rencontrées aux pieds de nombreuses chaînes de collision. Dans tous les cas, la déformation se propage ensuite sur l'ensemble du modèle.

Ces enceintes profondes de 30 cm, n'ont qu'une largeur de 25 cm. Pour limiter les frottements latéraux, les différentes parois des cuves sont à chaque expérience tapissées d'une fine couche de vaseline mais aussi de silicone brune. Ainsi, des structures cylindriques et perpendiculaires à la direction d'avancée du piston ont été obtenues.

VI-2-3 Construction et déformation des modèles

Les différents matériaux analogiques décrits ci-dessus sont disposés dans la cuve expérimentale en couches successives de différentes épaisseurs.
- D'abord, on déverse dans l'enceinte, soit du miel (enceintes N°4 et N°5), soit une solution dense de polytungstate de sodium. Ces matériaux représentent l'asthénosphère.
- Puis, la lithosphère mantellique (MD) qui correspond à une silicone chargée de galène (hautes densité et viscosité) est déposée. Elle est de couleur brune.
- Dans quelques modèles, la partie supérieure de cette lithosphère mantellique est modélisée par du sable et correspond au manteau supérieur fragile (MF).
- Comme croûte inférieure ductile (CD), nous utilisons une silicone de couleur rose, beaucoup moins dense et visqueuse que celle décrite ci-dessus.
- Enfin, la croûte fragile (CF) est représentée par du sable sec et quartzeux, disposé en couches de couleurs différentes constituant des marqueurs passifs de la déformation.

Pour la mise en place de ces niveaux fragiles, nous utilisons un versoir à débit relativement uniforme, permettant de déposer des niveaux fragiles de même épaisseur. De plus, dans les grands modèles lithosphériques, pour éviter le

Modèles	Croûte		Viscosité CD x10000Pa.s	Manteau lithosphériqu		Viscosité MD x10000Pa.s	Vitesse du piton (cm/h)
	Fragile CF (mm)	Ductile CD (mm)		Fragile MF (mm)	Ductile MD (mm)		
BL1	3	9	1.6	3	16	3.7	12
BL2	4	8	2	3	20	3.7	12
BL3	6	6	2	5	20	3.7	2
BL4	9	4	2	9	15	3.7	12
BL5	10	3	2	9	15	3.7	0.5

Tableau VI-1 Modèles lithosphériques 4-couches (petites dimension): principaux paramètres de déformation.

Modèles	Rapports fragile/ductile			Déformation dominante
	Crustal	Mantéllique	Lithosphérique	
BL1	0.333	0.187	0.24O	Homogène
BL2	0.500	0.150	0.250	Homogène
BL3	1.000	0.250	0.416	Transition
BL4	2.250	0.602	0.952	Fracturation
BL5	3.300	0.602	1.050	Fracturation

Tableau VI-2 Les rapports fragile/ductile et la déformation.

Les rapports fragile/ductile, particulièrement crustaux ou globalement lithosphériques sont déterminants dans la mise en place des failles. Ainsi, plus les niveaux fragiles seront important, plus il sera facile de génerer de la fracturation. Jusqu'au modèle BL3, la fracturation est très discrète, l'essentiel de la déformation semble alors ductile.

Longueur (cm)	90 à 95
Largeur (cm)	25.0
Epaisseur sable (cm)	2.5
Epaisseur silicone rose (cm)	2.5
Epaisseur silicone brune (cm)	10.0
Hauteur de miel (cm)	15.0

Tableau VI-3 Principales dimensions des modèles lithosphériques (grandes dimensions). Les épaisseurs sont celles imposées par le dimensionnement

contact sable-vaseline, un mince film de silicone est appliqué aux parois avant le dépôt du sable.

Les modèles ainsi construits subissent un raccourcissement horizontal à vitesse constante. Ce raccourcissement s'exerce, soit à partir de la cloison mobile verticale (grands modèles), soit au niveau des discontinuités de vitesse situées latéralement au milieu du modèle. Il se développe alors en surface une structuration, caractérisée d'abord par le flambage, puis par la fracturation. En profondeur, a lieu un épaississement lithosphérique.

VI-3 Les modèles témoins

Il s'agit des modèles lithosphériques sans sédimentation ni érosion, dans lesquels nous suivons essentiellement la modalité de déformation.
Ainsi, avec Martinod (1991), nous avons construit quelques modèles lithosphériques à quatre couches (Tableau VI-1). Ces maquettes ont été principalement conçues pour l'étude des phénomènes précoces liés au raccourcissement, tels que le flambage et l'initialisation de la fracturation sur une lithosphère continentale. Les taux de raccourcissement sont alors de l'ordre de 10% à 14%. Tous ces modèles utilisent la solution de polytungstate de sodium comme asthénosphère.

Pour l'étude des bassins sédimentaires, les structures obtenues (Fig.VI-3) sont de dimensions réduites et ne permettent pas de discerner les détails au sein des bassins. De plus, il est important, dans la modélisation, de simplifier, quand cela est possible, la structure du dispositif expérimental afin qu'à chaque fois, on sache exactement ce que l'on représente. Ainsi, nous avons supprimé les parois latérales mobiles et diminué le plus possible les effets latéraux, grâce à la vaseline (lubrifiant) qui permet d'assurer une bonne propagation de la déformation.

Dans la nature, de nombreuses lithosphères continentales, sièges de bassins sédimentaires, présentent des gradients géothermiques moyens de l'ordre de 30°C/Km. Le profil rhéologique correspondant (voir Fig.II-5) permet alors de subdiviser cette lithosphère en trois ensembles : fragile - ductile - ductile. Les principales structures auxquelles on a facilement accès sont ainsi très bien rendues par des modèles ayant une lithosphère continentale à trois couches.

Toutefois, d'après Ranalli (1987), un manteau fragile existerait pour de faibles gradients thermiques. Grâce à ce comportement fragile, on pourrait avoir des structures importantes à l'interface croûte-manteau (structuration du Moho, subduction mantellique intracontinentale...). Ainsi, nous construirons également quelques modèles 4-couches de grandes dimensions afin de suivre leur structuration.

D'une manière générale, pour un meilleur accès à la stratigraphie dans les bassins compressifs obtenus, nous construisons surtout des grands modèles (enceintes n°4 et n°5) à 3-couches. Leurs caractéristiques dimensionnelles sont consignées dans le tableau II-1, alors que les épaisseurs et longueurs imposées par ce dimensionnement sont dans le tableau VI-3.

VI-3-1 Déformation et structuration lithosphériques : Principales instabilités

Outre les conditions aux limites liées aux enceintes expérimentales (voir § VI-2-2-2), nos modèles lithosphériques vont subir d'autres conditions de déformation, à savoir:
- l'influence des instabilités préexistantes,
- l'importance des conditions rhéologiques et cinématiques,
- l'influence des cycles érosion-sédimentation.

Nous pouvons ainsi suivre, à l'échelle lithosphérique, l'influence de ces conditions sur, d'une part le champ de déformation général et, d'autre part, la géométrie et le développement des bassins compressifs.

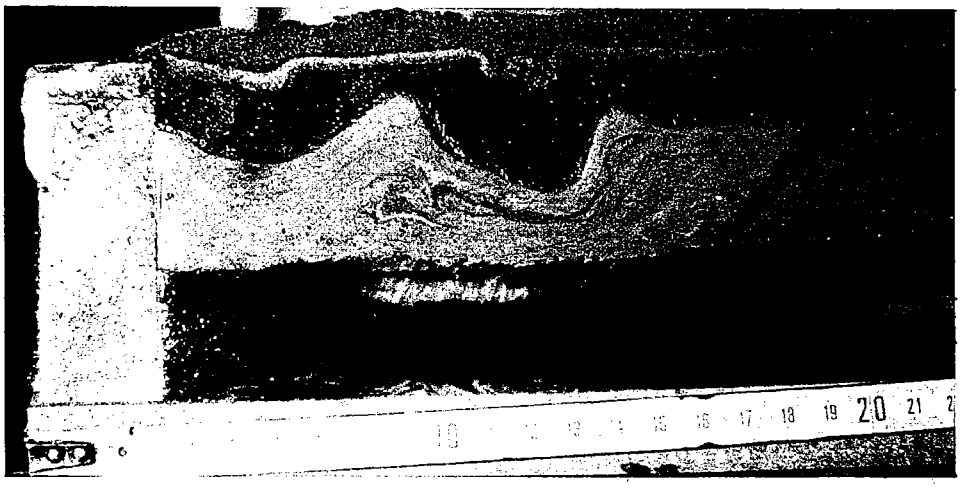
D'une manière générale, dès les premiers incréments de raccourcissement, la déformation par plissement affecte l'ensemble du modèle avec σ_1 horizontale et σ_3 verticale. Ces plissements (ou flambage) constituent des instabilités dont nous allons suivre l'évolution en l'absence de toute sédimentation.

VI-3-1-1 Le flambage

a. Mise en place

Perpendiculairement à la direction d'avancée du piston, on observe dans les modèles lithosphériques, la mise en place progressive d'ondulations périodiques, soit discrètes et décelables uniquement par traitement laser, soit

MODELE Bl_1



CF = 3 mm
CD = 9 mm
MF = 3 mm

MD = 16 mm

3a

MODELE Bl_4

CF = 9 mm

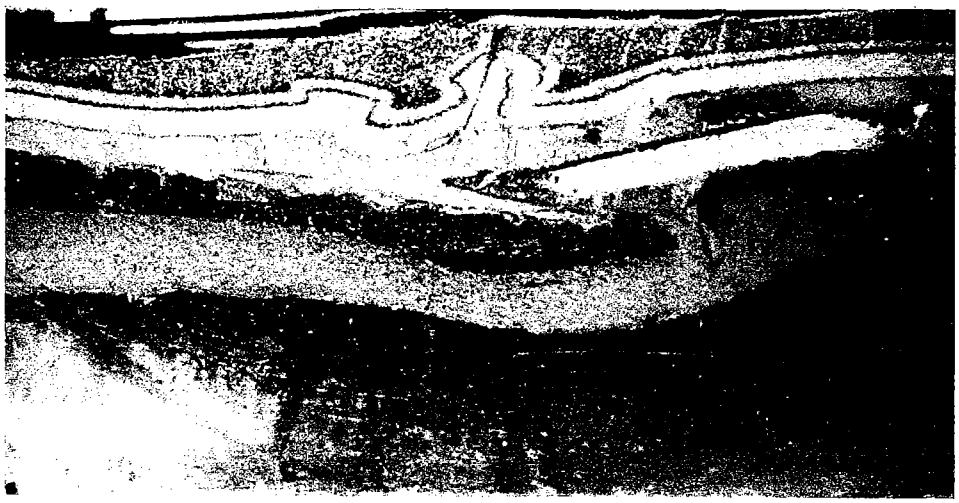
CD = 4 mm

MF = 9 mm

MD = 15 mm

3b

MODELE Bl_5



CF = 10 mm
CD = 3 mm
MF = 9 mm

MD = 15 mm

3c

Fig. VI-3 Quelques structures compressives rencontrées dans les modèles lithosphériques construits dans des enceintes de petites dimensions (en polystyrène).

Les modèles ci-dessus utilisent un manteau supérieur très résistant: présence de MF. Ceci va faciliter la localisation d'une partie de la déformation autour du MOHO. Parmi les principales structures obtenues, les plis sont prédominants lorsque les niveaux fragiles (CF et/ou MF) ont des épaisseurs faibles. Par contre, dès que la proportion de fragile augmente, aussi bien en surface qu'en profondeur (interface croûte/manteau), on voit apparaître, beaucoup plus facilement, des chevauchements. D'une manière générale, ces différentes structures sont de petite taille Ceci diminue la résolution que l'on peut obtenir autour et à l'intérieur de ces structures.

visibles à l'œil nu. Ce flambage se met en place dès les premiers instants de la déformation, entre 1 et 3 cm de raccourcissement (Fig. VI-4).
Pour cela, outre les modèles témoins, nous considérons également les premiers stades d'évolution de tous les modèles soumis ultérieurement au cycle érosion-sédimentation pour l'étude des principales caractéristiques du flambage.

Dans nos modèles, bien que s'initialisant près du piston mobile, le flambage affecte très rapidement tout le modèle. Sa longueur d'onde varie entre 140 et 160 mm (pour les modèles à 25 mm d'épaisseur de sable). Elle est sensible à toute variation d'épaisseur de sable (tableau VI-4).

b. Flambage et irrégularités préexistantes

Les irrégularités peuvent être ici de deux types : celles liées à la construction même des modèles et dont on ne peut que très difficilement s'affranchir, puis celles introduites volontairement dans les modèles.

- **Irrégularités liées à la construction des modèles**

Lors de la construction des modèles lithosphériques, il s'accumule généralement autour des différentes cloisons, un excès de sable. Très souvent, cette surcharge engendre des synclinaux utilisés pour l'amorce de la propagation du flambage. Mais, par la suite, le modèle engendre une périodicité propre s'affranchissant de cette irrégularité initiale. La longueur d'onde résultante ne dépend alors essentiellement que de l'épaisseur du sable.

- **Irrégularités introduites volontairement dans les modèles** (rifts ou surcharges).

Un rift unique et central (modèle BP_4) semble bien s'intégrer à la périodicité propre du modèle et se localise sur un anticlinal (Fig.VI-5a). Toutefois, il absorbe une partie du raccourcissement.

Avec la multiplicité de rifts, le flambage est quasiment absent. On note alors, par rapport aux marques fixes sur les parois latérales de l'enceinte, le déplacement progressif des marqueurs dans le modèle, vers la cloison fixe (Fig. VI-5a2) .

Expériences	Epaisseurs fragiles (mm)		Epaisseurs ductiles (mm)		Types d'irrégularités	Longueur d'onde du flambage		λ/ HF1 + HF2
	Croûte HF1	Manteau HF2	Croûte HD1	Manteau HD2		crustal (mm)	lithos-phériqu e (mm)	
BL1	3	3	9	16	/	35	90	5.8
BL2	4	3	8	20	/	45	75	6.4
BL3	6	5	6	20	/	/	90	
BL4	9	9	4	15	/	/	/	
BL5	10	9	3	15	/	/	/	

4a- Modèles lithosphériques 4-couches de petites dimensions:
quelques longueurs d'ondes (d'après Martinod 1991)

Modèles	HF1 Epaisseur fragile crustale (mm)	HF2 Epaisseur fragile mantellique (mm)	HD1 Croûte ductile (silicone rose) (mm)	HD2 Manteau ductile (silicone brune) (mm)	Flambage crustal	λ/ HF1 + HF2
Bc_c	25	5	25	95	185	6.2
Bc_d	25	20	25	80	190	4.2
Bc_e	25	5	25	95	210	7

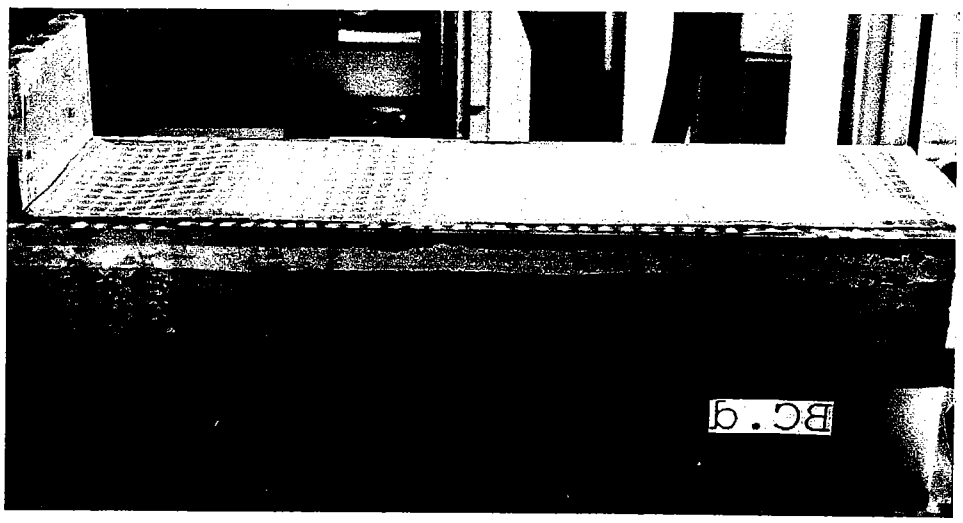
4b- Longueurs d'ondes du flambage de quelques modèles lithosphériques 4-couches
(Modèles grandes dimensions)

Tableau VI-4 Quelques caractéristiques du flambage des modèles lithosphériques.

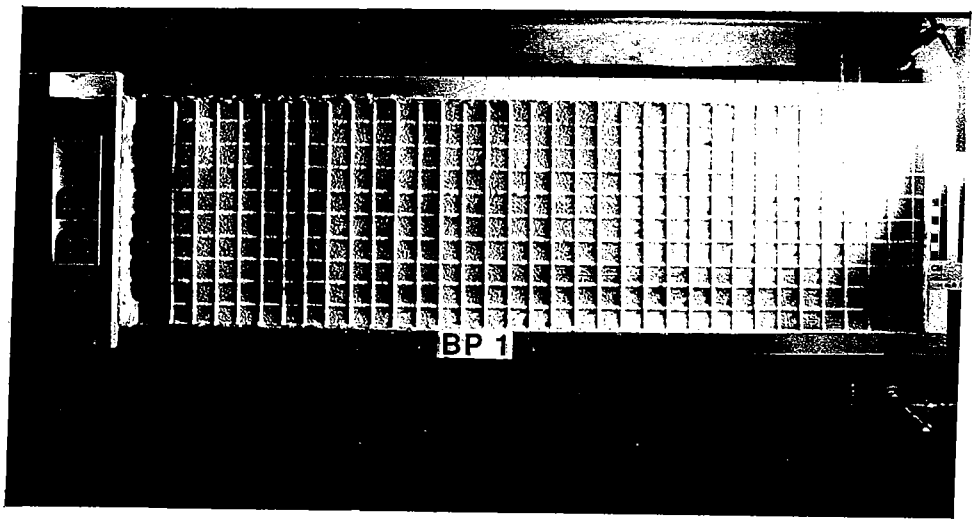
Il est important de noter que la reproductibilité des modèles n'est pas évidente (il est très difficile de construire des modèles parfaitement identiques). Les valeurs des longueurs d'ondes des modèles restent toutefois, en l'absence de toutes irrégularités, très proche.
Par contre, toute modification de l'épaisseur de la crôute fragile est immédiatement repercutée sur la longueur d'onde du flambage du modèle.

Expériences	HF1 Croûte fragile (Sable) en mm	HD1 Croûte ductile (Silicone rose) en mm	HD2 Manteau ductile (silicone brune) en mm	Flambage crustal (λ) en mm	Type d'irrégularité	λ/ HF1
BP_1	25	25	100	160	/	6.4
BP_4	25	25	100	150	1 rift central	6
BP_5	25	25	100	/	2 rifts	
BP_8	25	25	100	/	9 rifts	
BP_{12}	25	25	100	155	/	6.2
BP_2	25	25	100	140	/	5.6
BP_6	25	25	100	/	3 rifts	
BP_3	25	25	100	140	/	5.6
BP_7	25	25	100	/	3 rifts	
BP_9	25	25	100	/	9 rifts	
BP_{10}	25	25	100	160	3 surcharges	6.4
BP_{11}	25	25	100	210	2 surcharges	8.4
Bc_h	25	25	100	170	décol. crustal	6.8
Bc_i	25	25	100	160	décol. crustal	6.4
Bc_j	25	25	100	190	décol. du bassin	7.6
Bc_a	40	10	100	210	/	5.25
Bcb	1O	40	100	90 à 120	/	9 à 12

4c- Longueurs d'ondes de quelques modèles 3-couches de grandes dimensions



Modèle Bc_d
CF = 2,5 cm
CD = 2,5 cm
MF = 2,0 cm
MD = 8,0 cm
λ = 19,0 cm

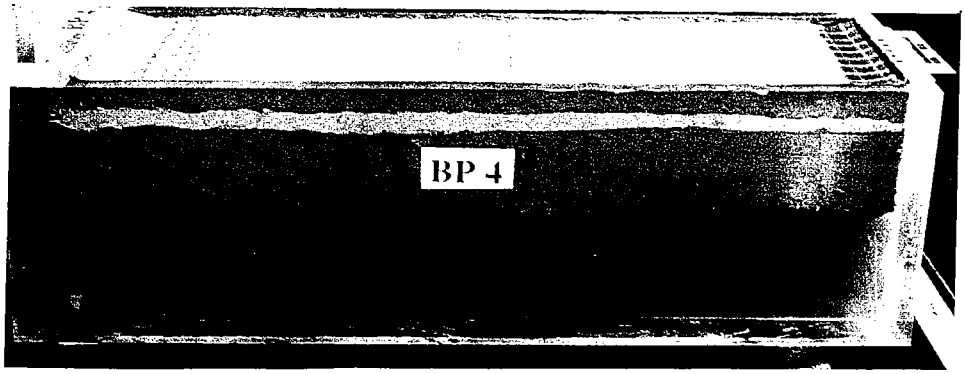


Modèle BP_1
CF = 2,5 cm
CD = 2,5 cm
MD = 10,0 cm
λ = 16,0 cm

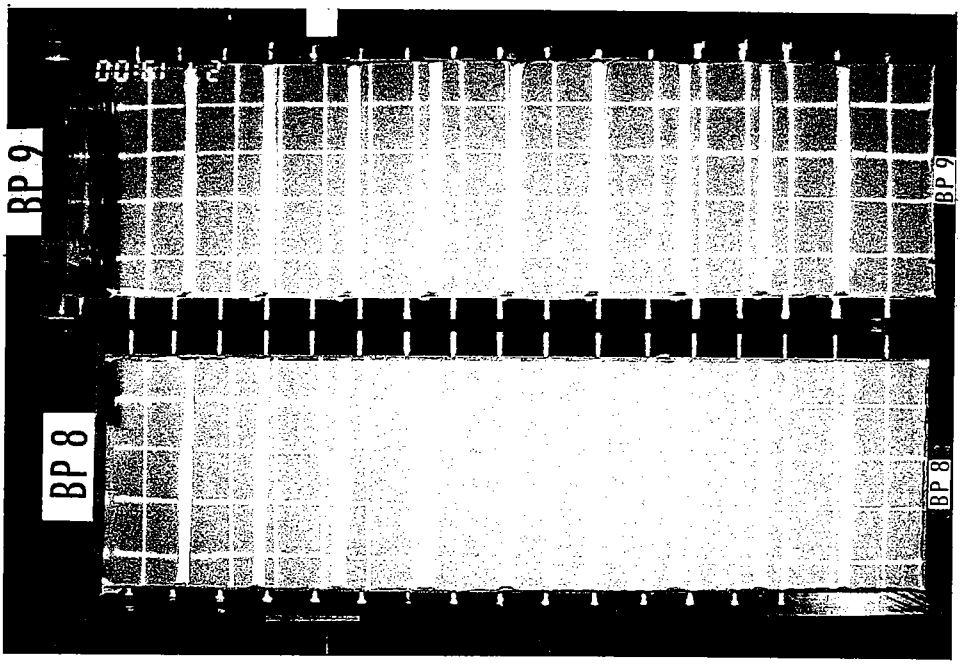
Modèle Bc_a
CF = 4,0 cm
CD = 1,0 cm
MD = 10,0 cm
λ = 21,0 cm

Fig. VI-4 Le flambage dans les modèles lithosphériques de grandes dimensions.

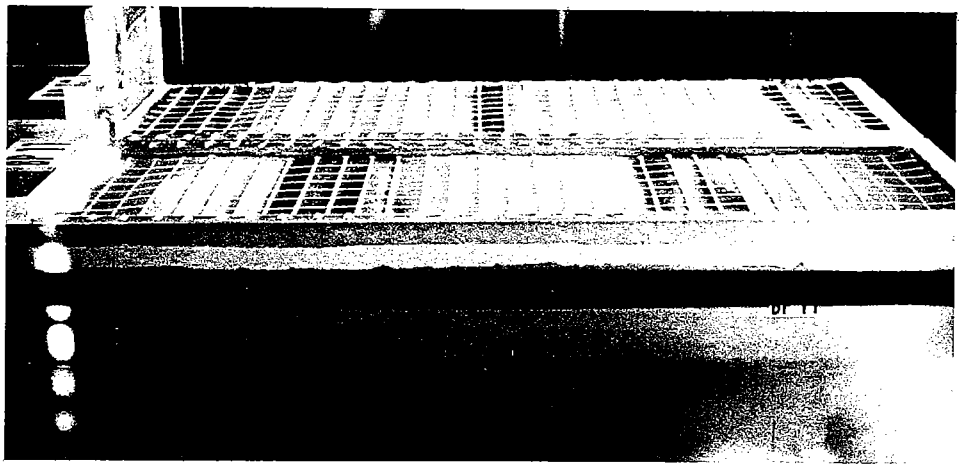
Nous présentons ci-dessus, trois modèles différents correspondant à un stade précoce de la déformation (1,5 à 2,5 cm de raccourcissement).
On y observe du flambage avec des longueurs d'ondes (voir valeurs dans Tableau IV) et même des amplitudes différentes. Tout ceci semble bien contrôlé par la stratification rhéologique de chaque modèle, mais surtout par l'importance de l'épaisseur de la croûte fragile (modèles BP_1 et Bc_a). Avec un niveau fragile profond (MF), et en fonction de son épaisseur, le flambage peut affecter toute la lithosphère (modèle Bc_d).
Le quadrillage dans ces modèles correspond à des carrés 2,5 x 2,5 cm pour le modèle BP_1, et de 2 x 2 cm pour les deux autres modèles.



$5a_1$
présence d'un seul rift central de 5cm de large. grille à la surface du modèle: 2,5 x 2,5 cm



$5a_2$
présence de neuf rifts étroits distribués sur chaque modèle. grille à la surface des modèles: 5 x 5 cm



5b
Modèles avec deux et trois surcharges en noirs (grille: 3 x 3cm)

Fig. VI-5 Influence des irrégularités préexistantes sur le flambage.

5a- irrégularités de type rift: ce sont des sillons obtenus à la surface de nos modèles par utilisation d'un aspirateur. Avec un seul rift central ($5a_1$), le modèle dans un premier temps flambe sans pratiquement subir l'influence du rift (longueur d'onde du flambage λ = 15 cm). Un anticlinal central se localise d'ailleurs au niveau de ce rift central. Par contre, avec la multiplicité des rifts ($5a_2$), on a un déplacement horizontal (décallage des repères par rapport à ceux restés fixes sur les parois latérales), mais sans flambage notable en surface. Une partie importante du raccourcissement se trouve ainsi absorbée au niveau des rifts.

5b- Avec des surcharges, elles finissent par segmenter les modèles en domaines relativement indépendants et peuvent alors modifier la longueur d'onde du flambage (voir Tableau VI-4). Ainsi, le flambage, lors des premiers incréments de la déformation, peut échapper à l'influence des irrégularités préexistantes. Toutefois, ces dernières finissent par perturber l'évolution du flambage. Ceci est d'autant plus important que les irrégularités sont nombreuses.

Avec des surcharges de hauteur maximum de 5 mm, on remarque un léger flambage du modèle, mais l'essentiel se concentre entre les surcharges (Fig.VI-5b). Pour le modèle BP_{10}, on note une longueur d'onde semblable à celle des maquettes sans irrégularité, mais avec deux anticlinaux coincés entre deux surcharges. Ces trois surcharges, s'intègrent bien dans la déformation, sans véritablement perturber le flambage. En revanche, pour le modèle BP_{11}, qui diffère de BP_{10} par le nombre et la disposition des surcharges, malgré l'ondulation apparente de la deuxième surcharge, on note principalement entre les deux irrégularités, un seul anticlinal. La longueur d'onde devient 210 mm.

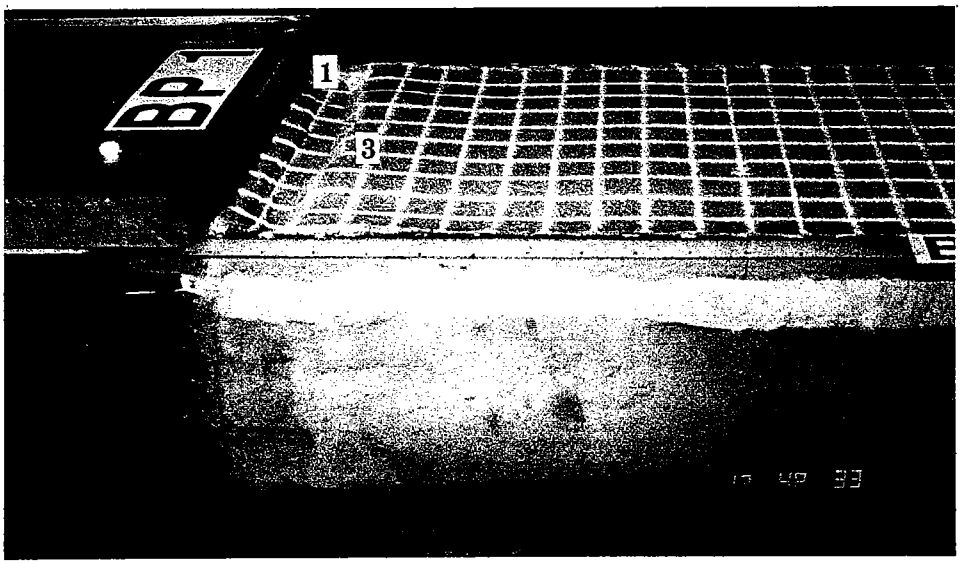
Le flambage de la couche fragile apparait dès les premiers incréments de la déformation. Sa longueur d'onde est fonction de son épaisseur. L'amplitude et la longueur d'onde du flambage peuvent être influencées et conditionnées par la présence d'irrégularités, surtout par leur disposition.

VI-3-1-2 Fracturation dans les modèles lithosphériques

a. Mise en place et évolution de la fracturation

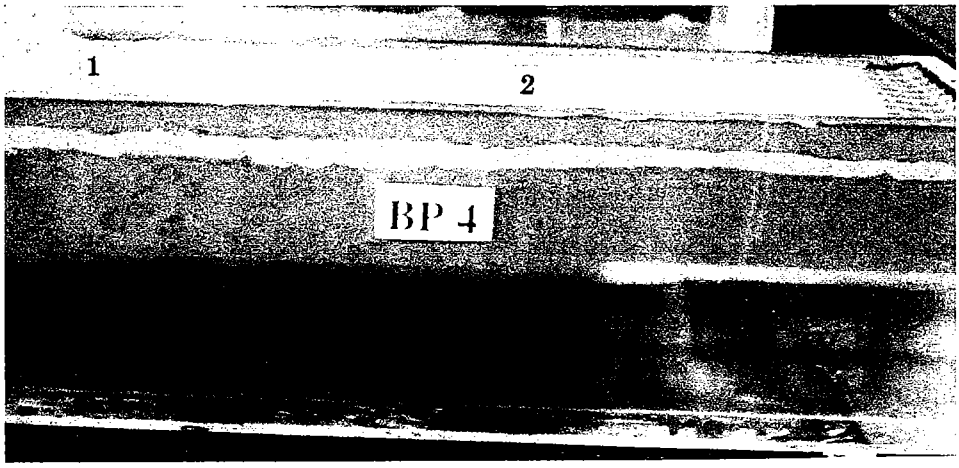
Lorsque le taux de compression augmente, le flambage initial s'amplifie, pour aboutir à la mise en place de failles inverses dans les niveaux fragiles. Dans la quasi-totalité des modèles, les premiers chevauchements de vergence interne ou externe se localisent au voisinage de la cloison mobile. Ils ont des pendages voisins de 30° et leur propagation se poursuit avec des vergences non fixées à l'avance. Cependant, la position, l'espacement, la chronologie et même la vergence des chevauchements, peuvent être influencés par des irrégularités préexistantes ou liées à la déformation (Fig.VI-6).

Toutefois, en l'absence d'irrégularités préexistantes, le flambage semble contrôler la localisation des chevauchements. Ces derniers s'initialisent alors au niveau des points d'inflexion. Même en présence d'irrégularités, quelques chevauchements peuvent se localiser entre elles, échappant ainsi à leur influence (Ex. modèle BP_5 - BP_8). Dès qu'il est en place, le premier chevauchement accommode l'essentiel de la déformation, au détriment du flambage qui s'amortit progressivement (Fig. VI-7). Le mouvement relatif le long du plan de chevauchement est néanmoins associé à une flexure locale du compartiment chevauché. Ceci engendre une subsidence.
Au cours de son évolution, le chevauchement peut subir des variations géométriques.

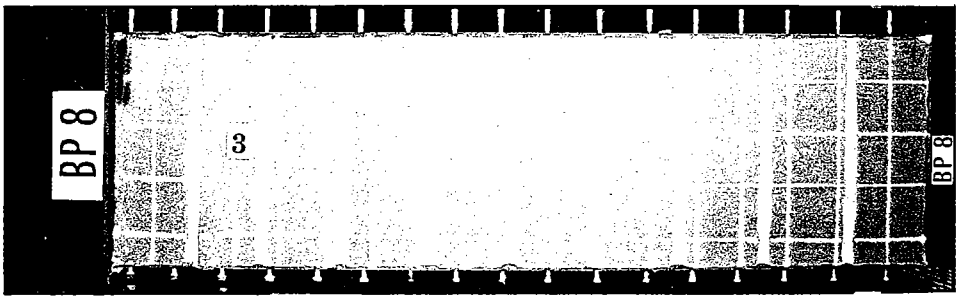


Les marqueurs à la surface des modèles servent d'échelle. Ce sont des carrés de:

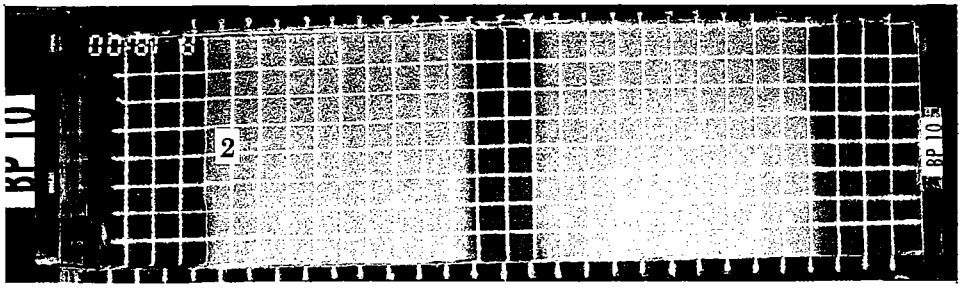
(2,5 x 2,5 cm)



(2,5 x 2,5 cm)



(5 x 5 cm)



(2,5 x 2,5 cm)

Fig. VI-6 Influence des hétérogénéités dans la répartition des chevauchements.

Ces hétérogénéités peuvent être liées à la construction du modèle, imposées au modèle, ou encore, liées au processus même de raccourcissement. Ainsi, nous aurons:

•(1)- des chevauchements très éphémères (non localisants), liés aux irrégularités de construction des modèles; il s'agit de la surcharge de sable contre les cloisons frontales de la boîte,

•(2)- des chevauchements dont la mise en place est surtout contrôlée par des irrégularités préexistantes de type rifts ou surcharges.

•(3)- des chevauchements dont la position est contrôlée par le flambage. Ces chevauchements prennent alors place aux différents points d'inflexion de la topographie.

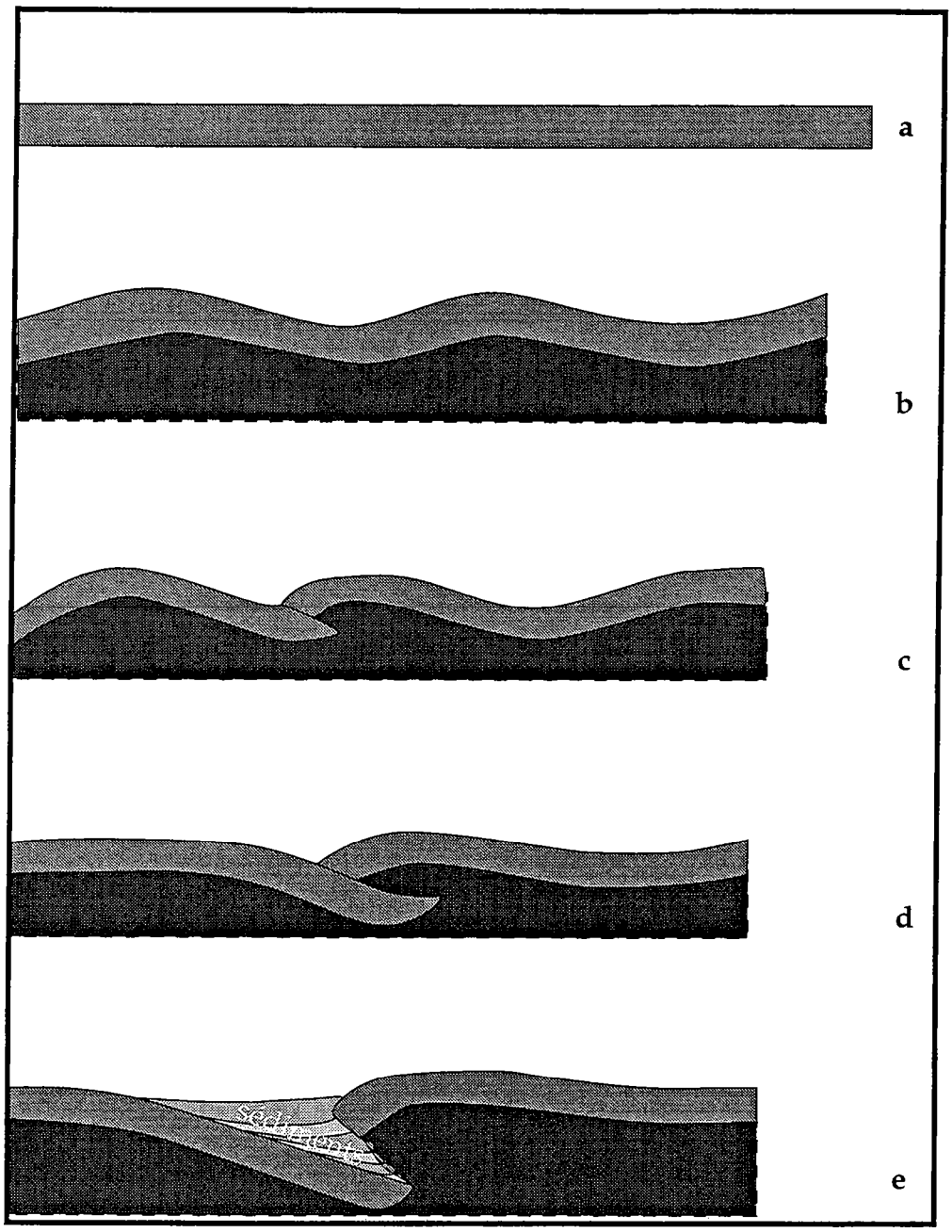


Fig. VI-7 Coupe schématique de la croûte fragile (couche supérieure de sable) et son évolution jusqu'à la mise en place d'un bassin en compression.

a: état inital avant toute déformation.
b: flambage du modèle.
c: localisation d'une faille chevauchante au point d'inflexion .
d: développement du chevauchement, amortissement du flambage et subsidence à l'avant du chevauchement.
e: développement d'un bassin d'avant-pays au cours de la propagation du chevauchement.

b. Géométrie du chevauchement

Pour l'étude de la géométrie des accidents en l'absence de sédimentation, nous considérons particulièrement le modèle BP5, pour lequel nous disposons de vues de surface et de sections verticales en fin d'expérience (Fig.VI-8). Ce modèle a été construit avec deux rifts artificiels.

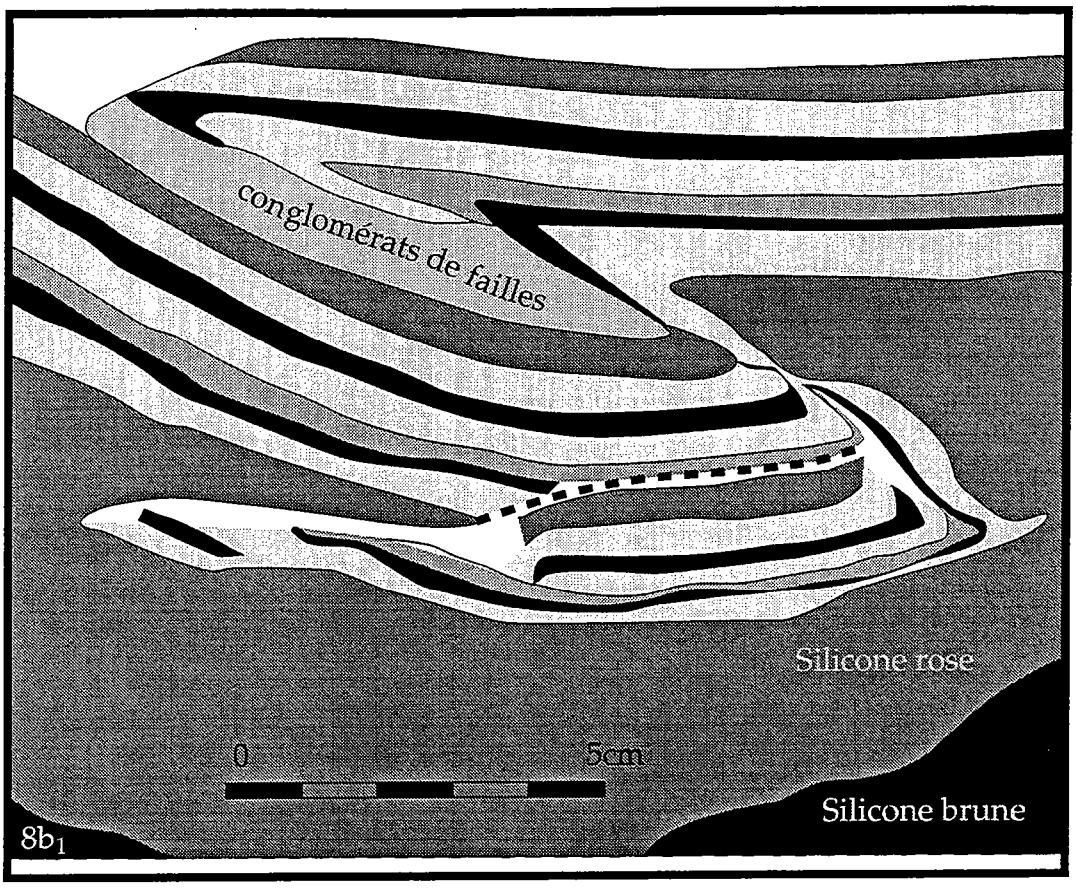
Lors des premiers incréments de la déformation, le modèle est affecté par un chevauchement qui échappe complètement aux deux rifts préexistants. Le modèle finit quand même par se structurer autour de ces irrégularités.
L'essentiel de la déformation se concentre dans le premier rift, où l'on note plusieurs changements de vergence le long de la trace du chevauchement qui apparaît en surface. En fait, chaque changement de vergence observé en surface correspond à un chevauchement. Une seconde zone chevauchante prend naissance dans le second rift.

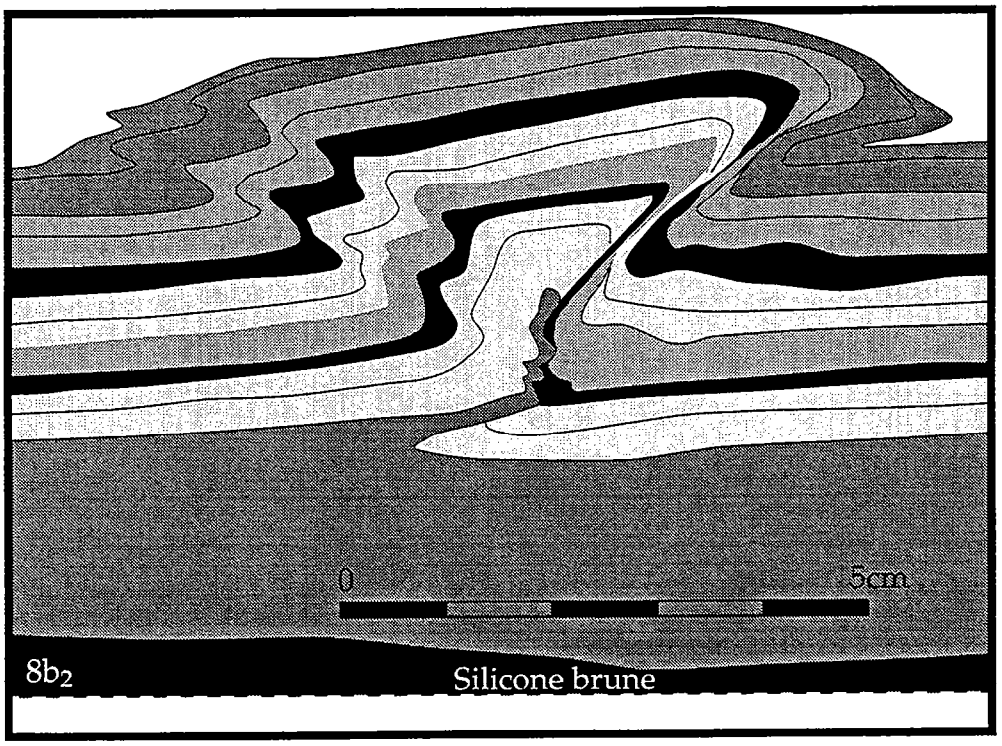
Les différents chevauchements ainsi mis en place correspondent en surface à des traces assez cylindriques, au moins pendant les premiers instants de leur fonctionnement. Ils finissent néanmoins par s'arquer au voisinage des parois latérales (Fig. VI-8a).

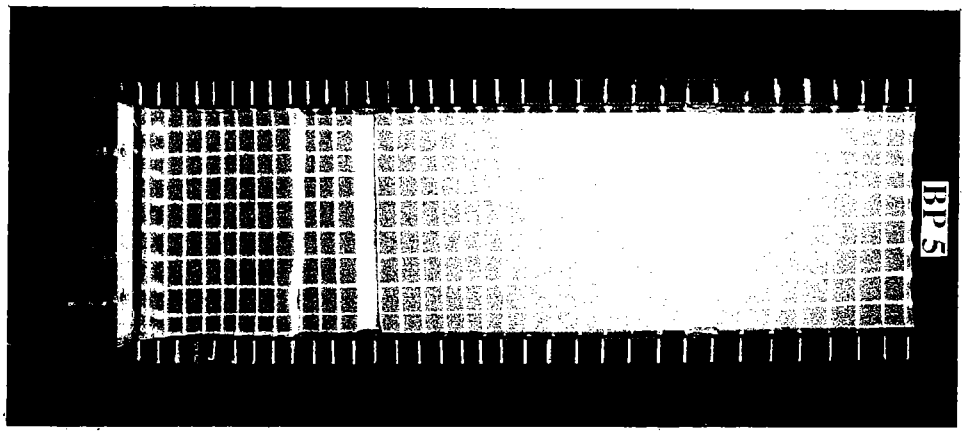
En coupe verticale (Fig. VI-8b), les chevauchements actifs constituent des rampes rectilignes à travers la croûte fragile, mais s'incurvent au dessus de celle-ci en chevauchant les compartiments affaissés (voir Chapitres. IV et V).

Dans la première zone déformée (modèle BP5), on ne voit en surface que la trace du dernier chevauchement à vergence interne. Il recouvre complètement le premier accident. Ce dernier, devenu inactif, est enfoui passivement. Cette première zone est ainsi caractérisée par une structure complètement enfouie au dessus de laquelle se développe une autre structure flexurale (Fig. VI-8b_2).

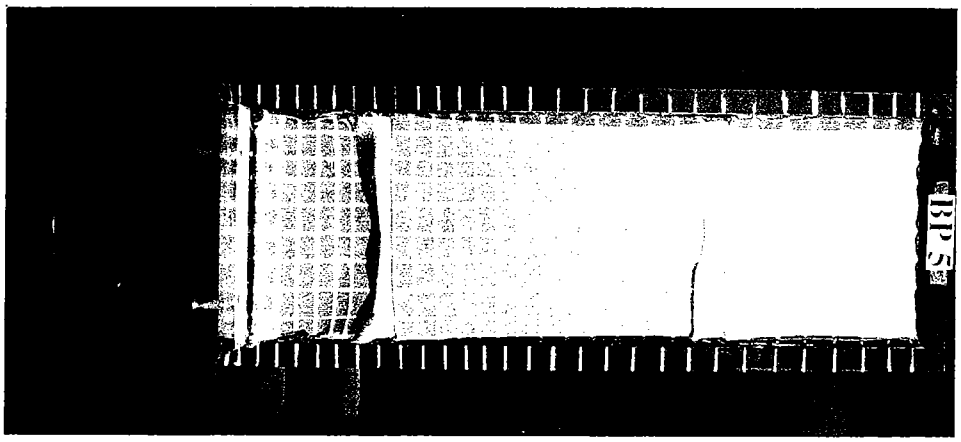
Pour la seconde zone de chevauchements localisée au niveau du second rift, la déformation correspond à un chevauchement principal, développant un anticlinal de rampe, repris par quelques chevauchements antithétiques, entourant un coin extrusif (Fig. VI-8b_1).Les chevauchements dans cette zone plus récente sont des rampes rectilignes, sauf l'extrémité supérieure de la rampe principale (vergence externe), qui a un début d'allure convexe.


conglomérats de failles
Silicone rose
0
5cm
Silicone brune
8b1

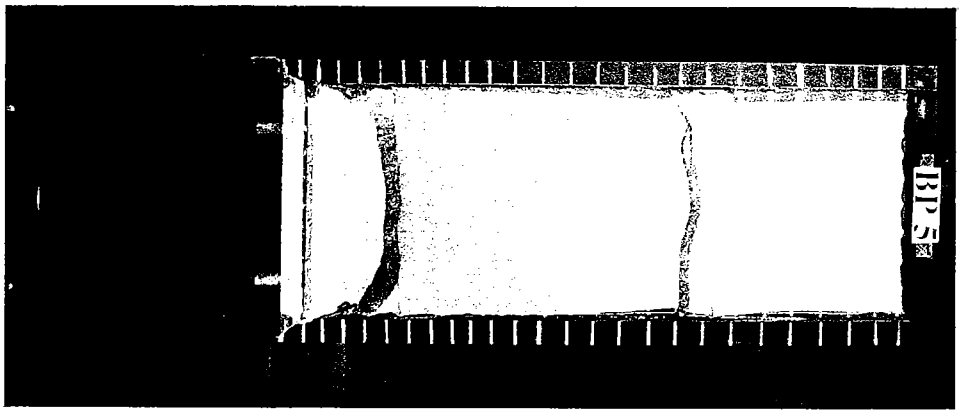

0
5cm
8b2
Silicone brune



dl = 3 cm (initiation de la déformation)



dl = 19 cm (étape intermédiaire de la déformation)



dl = 26 cm (état final de la déformation)

Fig. VI-8 Evolution de la déformation et géométrie des chevauchements

Ci-dessus (8a)- Evolution de la déformation à la surface du modèle BP_5.

Malgré la présence de deux rifts dans le modèle (CF =2,5 cm, CD = 2,5 cm et MD = 10 cm), le premier accident se met en place loin des ces irrégularités. Lorsqu'il atteint le premier rift, on observe un changement de vergence alors qu'au niveau du second rift, on a un autre chevauchement le long de la bordure interne du rift, et de vergence interne. La déformation se concentre alors en fin d'expérience au niveau de ces deux rifts.

NB. L'échelle est donnée par le quadrillage à la surface du modèle: 2,5 x 2,5 cm

Ci-contre (8b)- Coupes du modèle déformé: géométrie et disposition des différents chevauchements. L'épaississement se fait surtout par superpositions de segments de croûte fragile.

L'évolution géométrique des différents chevauchements aboutit alors, à leurs extrémités, à des diminutions de pendage par rapport à la rampe principale qui, elle, reste rectiligne à travers le sable compétent et homogène. Il s'ensuit une réduction du déplacement le long d'une rampe chevauchante. Cette réduction est liée non seulement à la charge normale induite par le compartiment allochtone, mais aussi à la géométrie des extrémités des chevauchements, qui progressivement deviennent subhorizontales. Le chevauchement subit ainsi des modifications de géométrie au cours du raccourcissement.

La diminution du déplacement sur une faille facilite alors la mise en place d'autres chevauchements.
- On a ainsi un autre accident juste sur le rebord flexural adjacent et qui vient recouvrir le précédent. Les deux accidents ne s'entrecoupent pas, mais engendrent une structure triangulaire progressivement enfouie.

- Sinon, des chevauchements se mettent en place vers le domaine externe où une autre zone de déformation se met en place. Les structures précédentes voient ainsi leur activité considérablement diminuée et même bloquée par celle des structures plus récentes.

VI-3-1-3 Evolution topographique de la déformation

Dans nos modèles lithosphériques, la déformation se traduit aussi par des manifestations topographiques. Pour mieux les suivre, nous avons construit des modèles sans marqueurs de surface ni structures préexistantes.

Ainsi, le modèle BP_{12}, déformé à 1 cm h^{-1} est traversé longitudinalement dans sa partie centrale par un faisceau laser. Tous les 1/4 d'heure, nous avons ainsi enregistré les modifications survenues à la surface du modèle.

Bien que discret à l'oeil nu dans ce modèle, on note, à partir des irrégularités initiales autour des cloisons, la mise en place du flambage. Il est accentué tant qu'aucune autre instabilité ne se met en place (Fig. VI-9a). Le flambage, dont l'amplitude ne peut pas croître indéfiniment voit son évolution stoppée par la mise en place d'un chevauchement (de vergence interne) au premier point d'inflexion (Fig VI-9b)

Avec la fracturation, l'amplitude du flambage s'amortit progressivement et l'essentiel de la déformation est alors accommodée par le chevauchement.

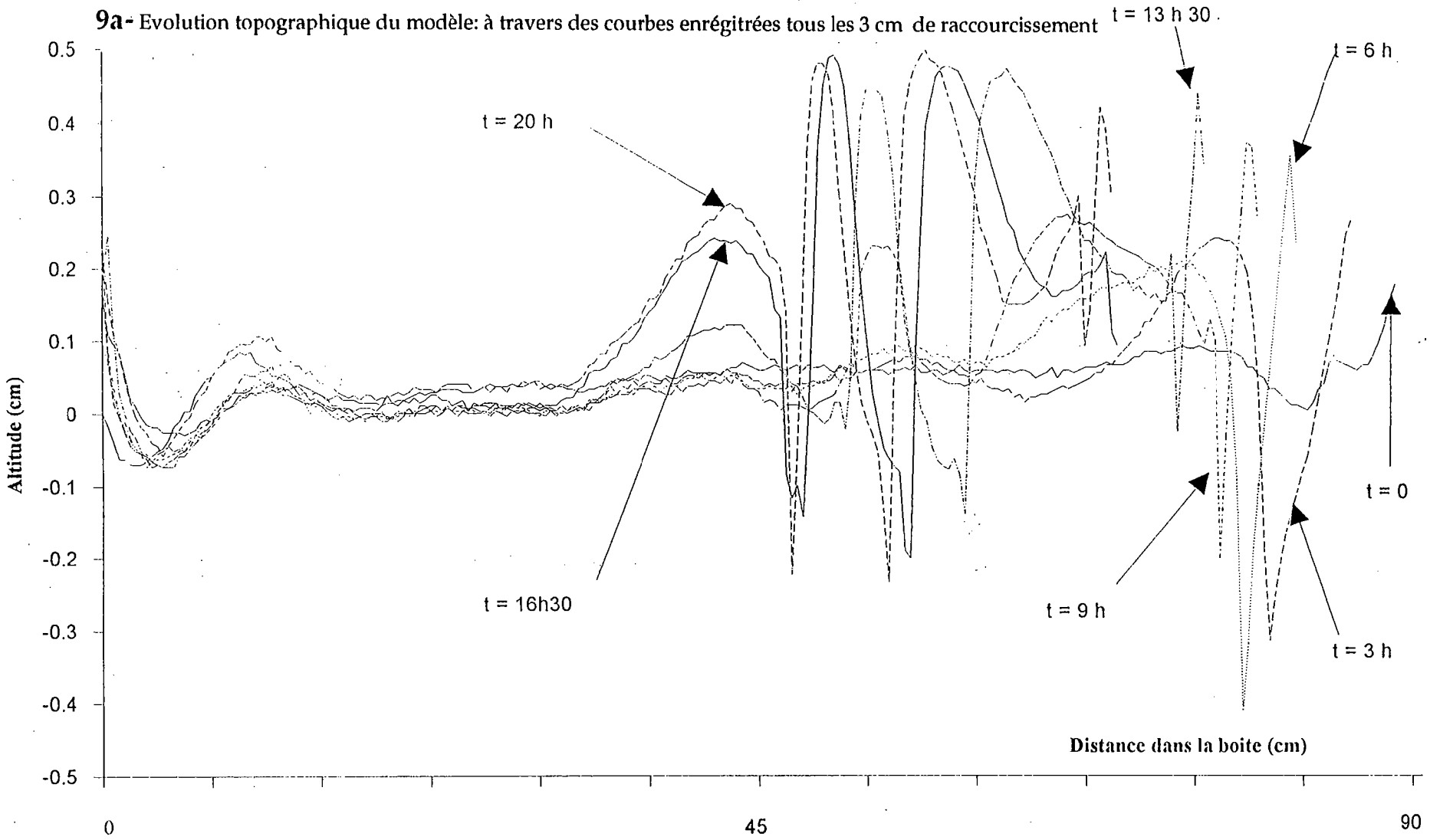
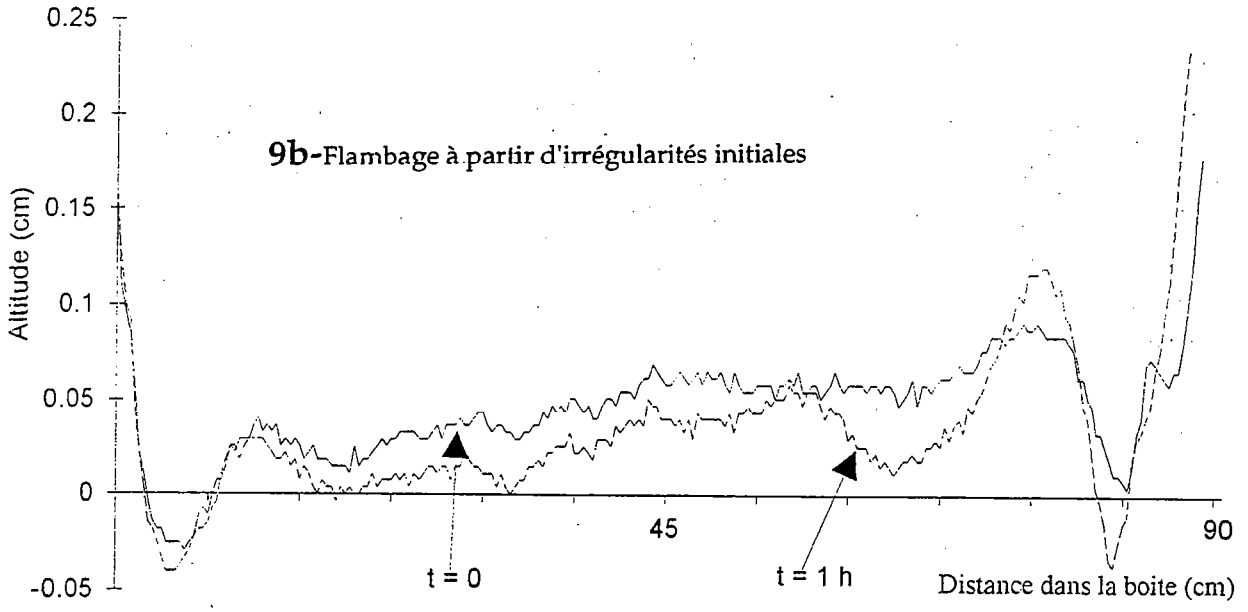


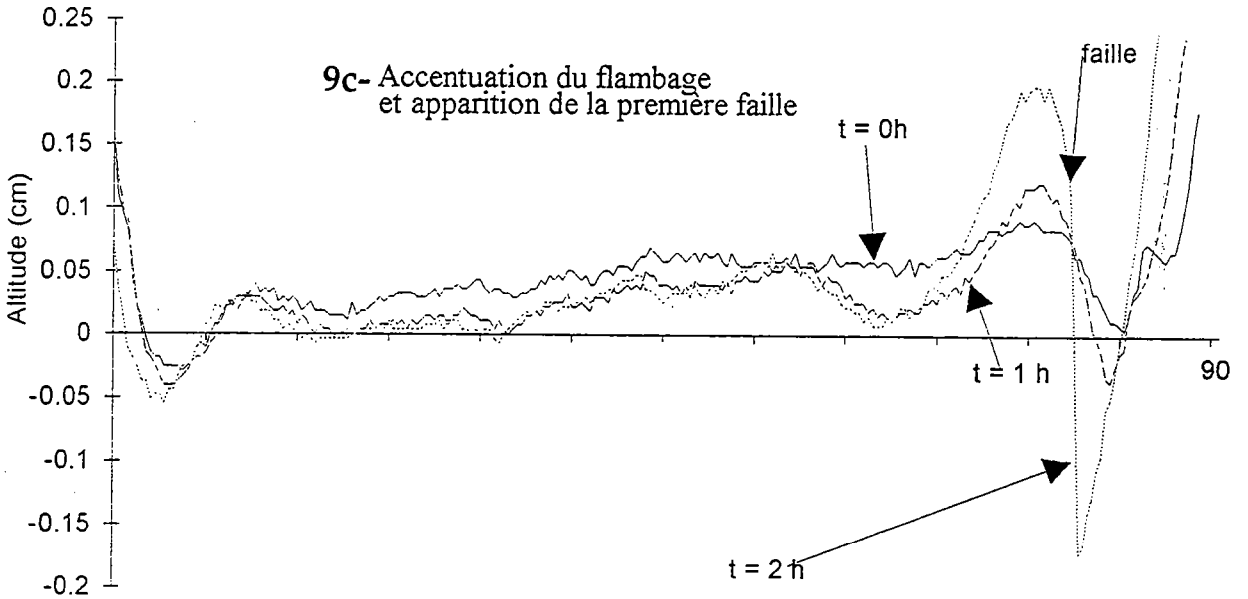
Fig. VI-9 Evolution topographique de la déformation à travers des données lazer

Les différentes courbes présentées ici correspondent à des enrégistrements topographiques réalisés chaque fois à un instant donné. Le temps indiqué sur chaque courbe correspond aussi au raccourcissement subit par le modèle car, le modèle est déformé à 1 cm/h. D'une manière générale, à l'accroissement du raccourcissement, correspond en surface une modification de la topographie (augmentation des reliefs et des dépressions). Toute cette évolution est résumée par des courbes enrégistrées tous les trois centimètres de raccourcissement (9a). Cette évolution passe par un certain nombre d'étapes successives importantes.

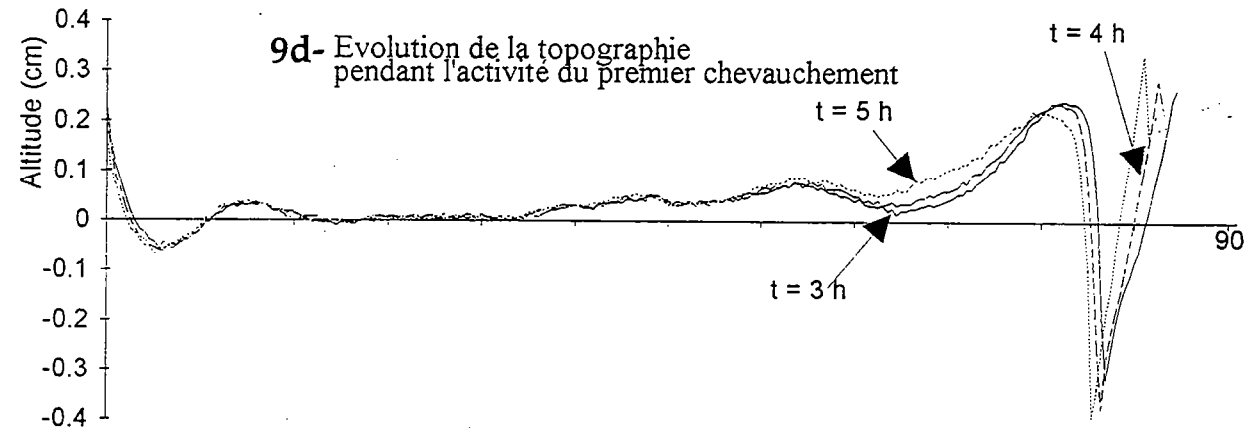
La première étape correspond à un flambage (9b) qui, lors des premiers incréments de la déformation, utilisent les imperfections initiales. Ensuite, les failles se mettent en place. Leur mise en place se traduit sur la courbe par l'acquisition d'une brusque rupture de pente (9c). La déformation se poursuit alors par une diminution relative de la topographie (voir courbe T=5h), principalement au voisinage du premier relief (9d). La topographie, au cours de son évolution, est entretenue par le fonctionnement des différents chevauchements.



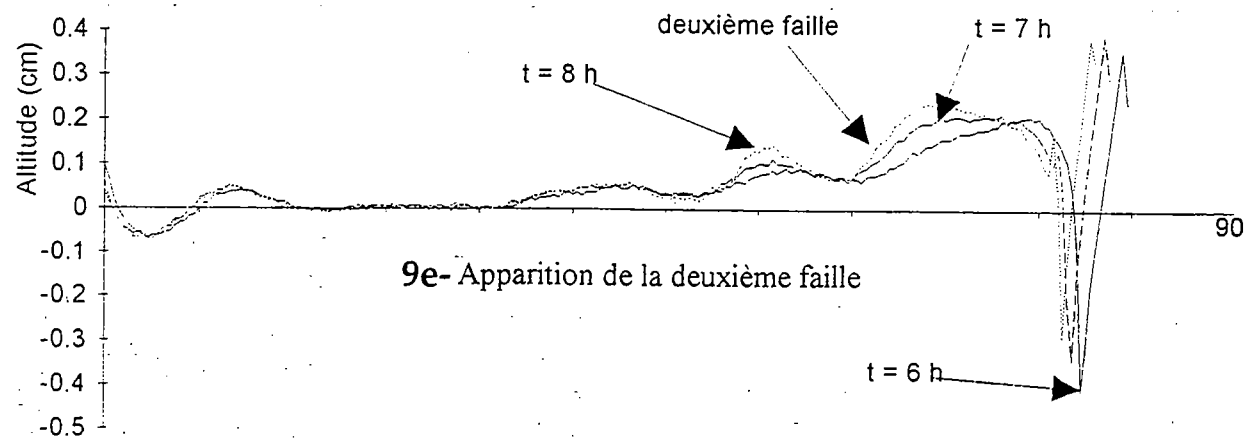
9b- Flambage à partir d'irrégularités initiales



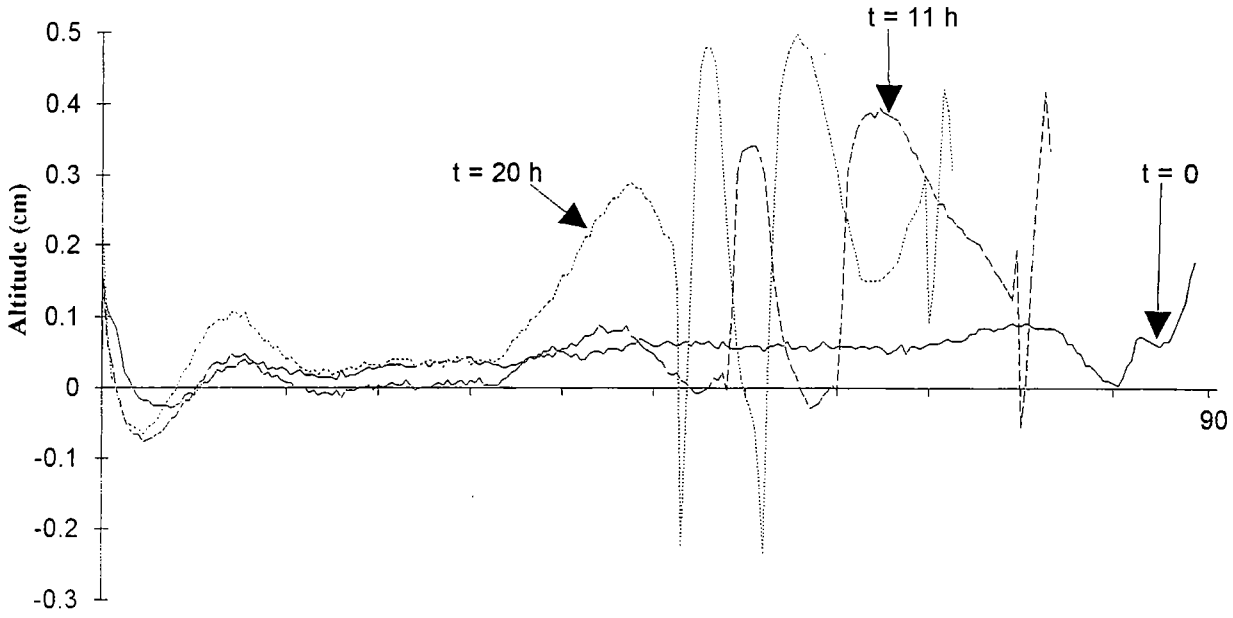
9c- Accentuation du flambage et apparition de la première faille

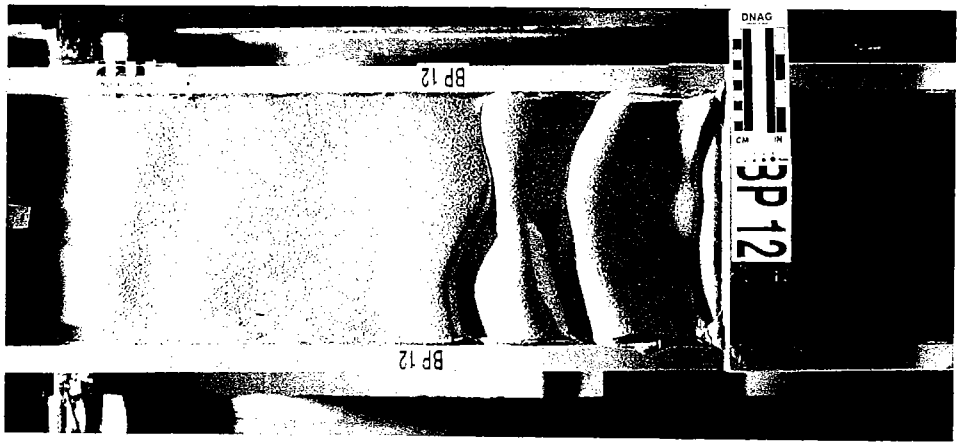


9d- Evolution de la topographie pendant l'activité du premier chevauchement



9e- Apparition de la deuxième faille





9f- Trois principales étapes de l'évolution topographique du modèle BP_{12}: initiale, intermédiaire et finale, ainsi que les principales structures obtenues à l'issue de l'expérimentation

Le flambage, en réalité, s'amortit vers la zone externe, alors qu'autour de la zone fracturée, le relief est maintenu (Fig. VI-9c). La déformation se poursuit par la mise en place d'autres chevauchements (Fig. VI-9d). Chaque chevauchement important sera précédé d'une phase de flambage. Toutefois, des irrégularités peuvent perturber cette évolution.

Pendant que la structuration se poursuit vers les zones externes, les anciens reliefs peuvent continuer une évolution plus ou moins passive, grâce à l'avancée de la cloison mobile. Par le jeu des chevauchements encore actifs, les différents reliefs peuvent finir par se rapprocher (Fig. VI-9e) et même se suturer.

VI-3-1-4 Activité des chevauchements

Sur l'ensemble des modèles témoins, les principaux chevauchements deviennent globalement actifs les uns après les autres.
D'une manière générale, les premiers chevauchements dans nos modèles, généralement proches de la cloison frontale ont un temps de fonctionnnement court. Ce raccourcissement devient plus important dans la suite de la déformation (Fig VI-10).

Ainsi, la déformation est à chaque fois accommodée par une structure ou groupe de structures (chevauchements, plis, ...) actives pendant un raccourcissement donné et pouvant constituer une zone de déformation. La mise en place d'une nouvelle zone diminue le rôle joué dans l'accommodation du raccourcissement par la zone précédente.

La déformation se résume ainsi en plusieurs zones accommodant globalement l'essentiel du raccourcissement les unes après les autres (Fig. VI-11).

VI-3-2 Conclusion

Les modèles témoins se voient affectés en compression de failles inverses qui émergent particulièrement aux points d'inflexion du flambage. Ces chevauchements affectent les parties fragiles, d'où l'observation dans les parties ductiles d'un épaississement lithosphérique beaucoup plus continu.
Des hétérogénéités et autres discontinuités introduites dans le modèle, influencent, au moins en partie, l'évolution de la déformation: les rifts

Raccourcissement (en cm)	Modèle BC.1	Modèle BC.2	Modèle BC.3	Modèle BC.4
0.0	0	0	0	0
2.0	1	1	1	
2.5	2	2		
3.0				1
8.0		3		
10.5	3			
11.0	4			
11.5	5			
12.0			2	
13.0				2
14.0				3
15.0				4
16.0		4		
18.0			3	
19.0			4	
21.0	6			
24.0	7			
25.5				5
28.0		5		

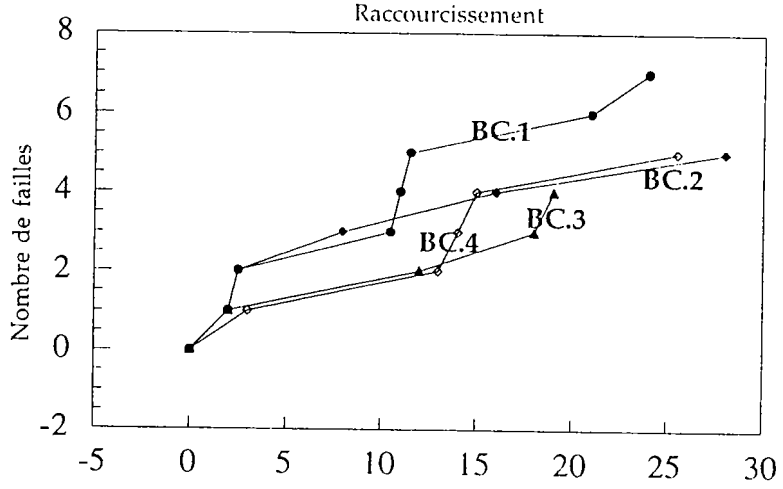


Fig. VI-10 Raccourcissement accommodé autour d'une zone de déformation.

Chaque segment dans le graphique ci-dessus correspond au raccourcissement moyen accommodé par un ou plusieurs chevauchements dans une même zone de déformation. Ainsi, la periode pendant laquelle les accidents restent actifs est alors très courte en début de déformation puis variable par la suite.
NB: Les accidents fonctionnant au même instant ne sont pas nécessairement voisins.

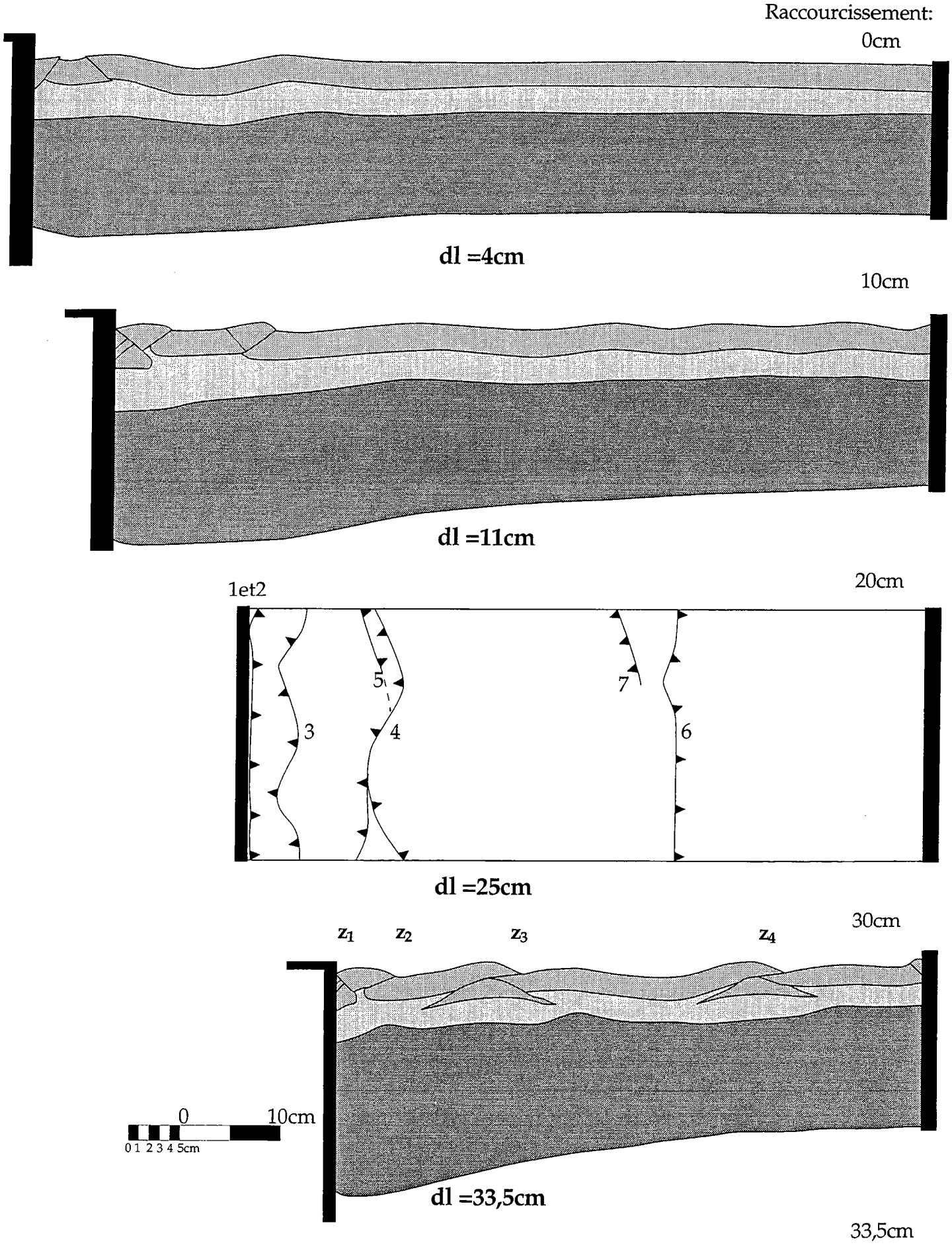


Fig. VI-11 Quelques étapes de l'évolution structurale et topographique d'un modèle témoin (modèle BP1)

Les numéros indiquent l'ordre d'apparition des accidents dont certains s'associent pour générer des zones (z) déformées.

absorbant le raccourcissement diminuent ou annulent le flambage alors que les surcharges modifient sa longueur d'onde.

Le choix des vergences des chevauchements semble aléatoire. Lors de leur développement, les chevauchements génèrent des flexures et des zones en subsidences.

CHAPITRE VII

Raccourcissement lithosphérique et disposition des structures tectoniques autour et à l'intérieur des bassins compressifs

VII-1 Introduction

VII-2 Processus d'érosion-sédimentation et structuration des modèles: résultats expérimentaux

VII-2-1 Influence du cycle érosion-sédimentation

VII-2-2 Structure des bassins

VII-2-3 Interprétations, discussions et conclusions

VII-2-3-1 Sédimentation et raccourcissement lithosphérique

VII-2-3-2 Conséquence de cette longévité d'action

VII-2-3-3 Sédimentation et évolution synsédimentaire des chevauchements

VII-2-3-4 Structuration et déformation interne des bassins compressifs

VII-3 Raccourcissement lithosphérique: modification des rapports fragile/ductile

VII-3-1 Les rapports fragile/ductile dans la croûte

VII-3-2 Les rapports fragile/ductile dans le manteau: modèles 4-couches

VII-4 Raccourcissement lithosphérique: modifications des conditions cinématiques de la déformation

VII-5 Conclusion

CHAPITRE VII

Raccourcissement lithosphérique et disposition des structures tectoniques autour et à l'intérieur des bassins compressifs

VII-1 Introduction

Le raccourcissement d'une lithosphère continentale engendre des zones de serrage avec, en leur sein et autour d'elles, des espaces où peuvent s'accumuler (en régime compressif) du matériau sédimentaire: ce sont des bassins compressifs. Le matériau qu'on y trouve provient généralement de l'érosion des reliefs environnants.

Ainsi, l'évolution de ces bassins compressifs et des structures qui les affectent va subir l'influence de la sédimentation, et même mieux, l'influence du cycle érosion-sédimentation. D'autre part, la rhéologie de l'assise de ces bassins ainsi que les conditions cinématiques, vont également intervenir dans l'évolution de ces bassins compressifs.

VII-2 Processus d'érosion-sédimentation et structuration des modèles: résultats expérimentaux

VII-2-1 Influence du cycle érosion-sédimentation

Erosion et sédimentation constituent des processus de surface, complémentaires et généralement liés. Associés à la propagation des chevauchements, elles influencent leur évolution (chap III et IV), et certainement aussi celle du bassin.

Modèles	Discontinuités préexistantes	Cycle érosion-sédimentation	Raccourcissement subit en cm
BP_2	/	sédimentation	26
BP_6	3 rifts	sédimentation	26
BP_3	/	érosion-sédimentation	25
BP_7	3 rifts	érosion-sédimentation	26
BP_9	9 rifts	érosion-sédimentation	30,4
BP_{10}	3 surcharges	érosion-sédimentation	20,7
BP_{11}	2 surcharges	érosion-sédimentation	20,7

Tableau VII-1 Quelques modèles ayant subi une évolution synsédimentaire au cours de la déformation

Modèles	Position du niveau de décollement	Epaisseur du niveau de décollement	Cycle érosion-sédim.
Bc_h	Intracrustal: au 1/3 de la croûte fragile, soit à 0,9cm	0,1 à 0,2 cm	sédimentation
Bc_i	Idem.	0,1 à 0,2 cm	érosion.-sédim.
Bc_j	à la base du remplissage sédimentaire	0,1 à 0,2 cm	érosion-sédim.

Tableau VII-2 Les modèles avec niveau de décollement

Lorsqu'on ne considère que les modèles subissant une sédimentation dans les dépressions topographiques (Tableau VII-1), on note globalement, une relative réduction du nombre de chevauchements. Ceci est compensé par le prolongement de l'activité des principaux accidents. Ces modèles se caractérisent aussi par une série de hauts et de bas topographiques progressivement structurés, et par la sédimentation dans les dépressions (Fig. VII-1).

La subduction et la flexure sont d'autant plus importantes que l'épaisseur du remplissage sédimentaire (entre autres) est élevée. Ainsi, la sédimentation en bordure d'un chevauchement va concentrer la déformation autour de ce dernier. De même, grâce à la sédimentation, plusieurs chevauchements peuvent simultanément demeurer actifs. Elle peut même dans certaines cas, faciliter la mise en place des rétrochevauchements.

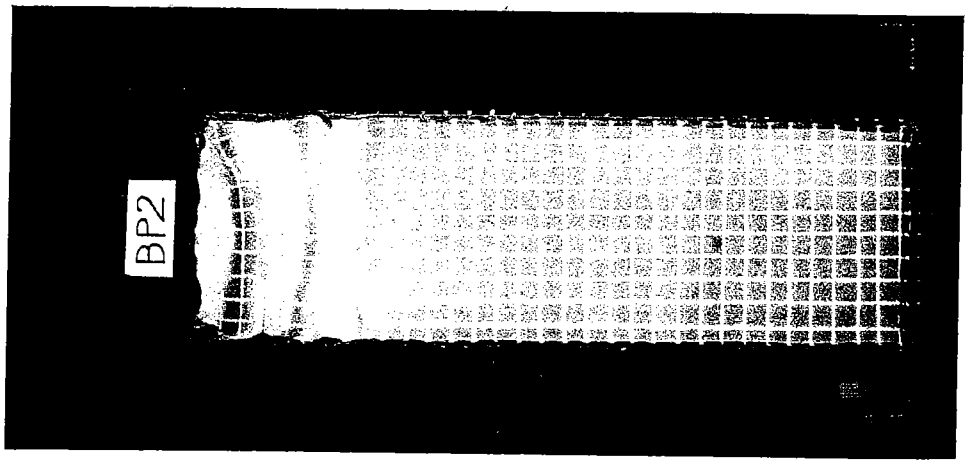
Pendant un cycle érosion-sédimentation, le matériel arraché des reliefs adjacents est déposé dans les bassins. Par rapport au modèle BP_2 (avec sédimentation seulement) on a ici (modèle BP_3 soumis à érosion et sédimentation) encore moins d'accidents, mais surtout une concentration de la déformation encore plus marquée autour d'une même zone (Fig. VII-2). Les deux bassins mis en place au cours de la déformation finissent par fusionner, pour ne plus constituer qu'un bassin localisé au voisinage de la cloison mobile.

Avec l'érosion, les compartiments chevauchants du modèle BP_3 sont décapés et repris, en cours de déformation, par de nombreux petits accidents (répliques), très souvent éphémères. Dans d'autres modèles soumis à l'érosion, on retrouve également ces répliques, plus ou moins importantes, autour desquelles la stratigraphie peut finir par être basculée (Fig. VII-3).

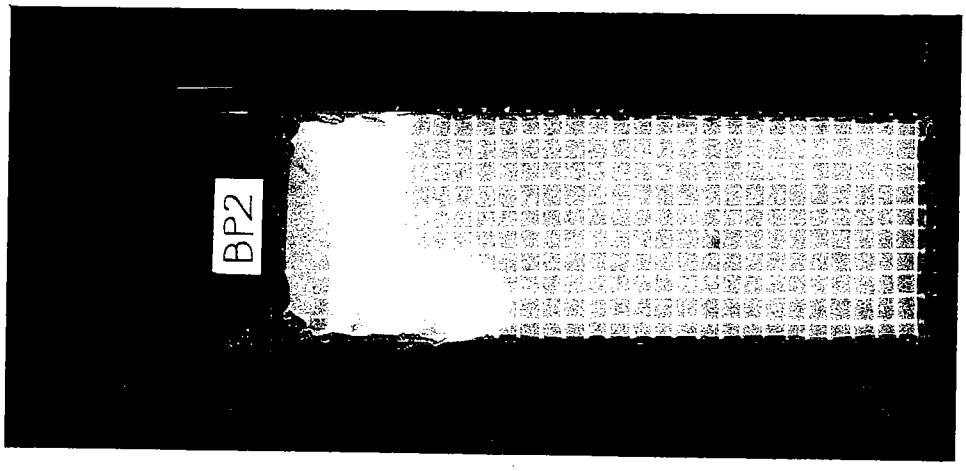
VII-2-2 Structure des bassins

Les différents bassins mis en place sont caractérisés par une structuration concentrée sur leurs bordures. Ils sont très souvent limités par un seul chevauchement dont l'évolution, dans de nombreux cas, aboutit à la mise en place d'autres structures chevauchantes qui affectent les sédiments en bordure de bassin. Mais, l'essentiel de la surface couverte par les sédiments est généralement épargnée de toute structuration.

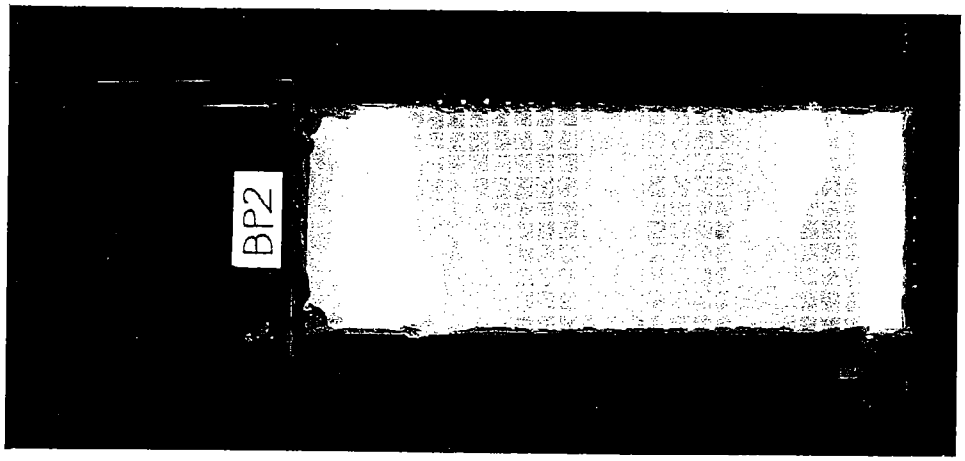
Toutefois, avec l'utilisation d'un niveau de décollement intracrustal (dans la croûte fragile) (Fig. VII-4a) ou à l'interface croûte-couverture sédimentaire



dl = 10 cm



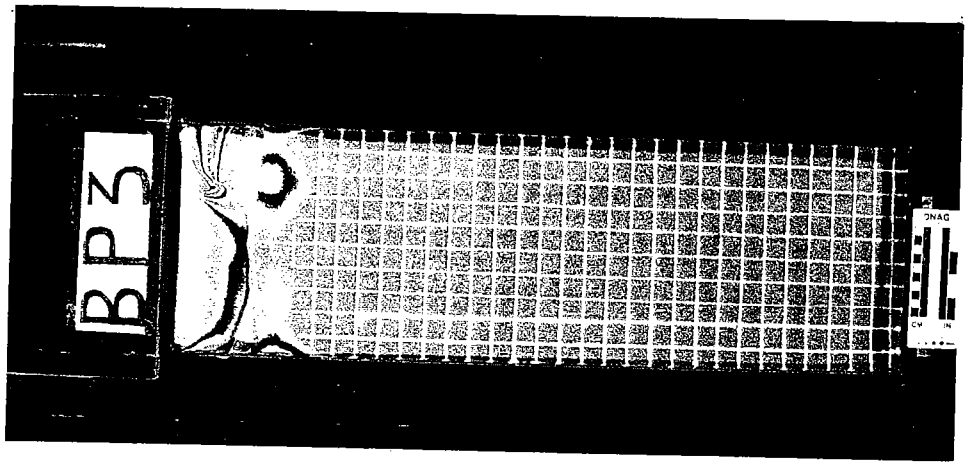
dl = 20 cm



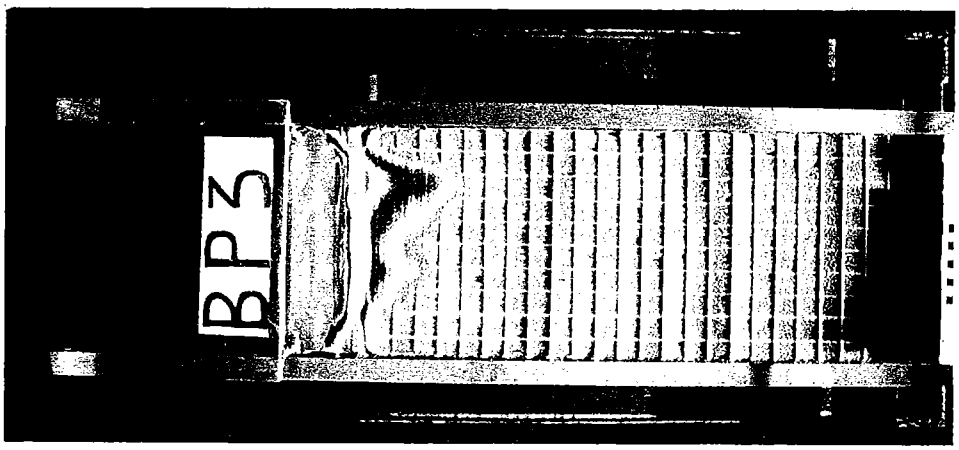
dl = 26 cm

Fig. VII-1 Evolution de la déformation à la surface d'un modèle soumis à la sédimentation.

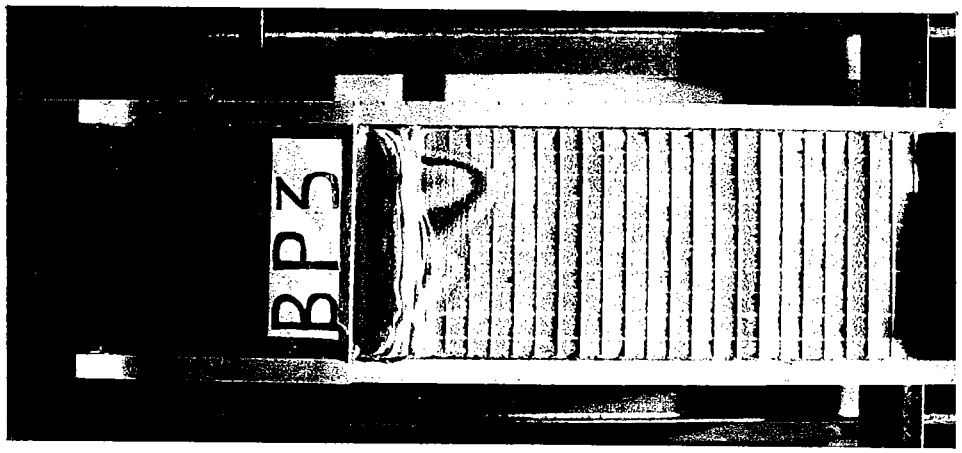
Le modèle se structure progressivement du côté du piston vers l'avant. A l'issue de la déformation, tout le modèle est quasiment structuré. Mais, les premiers accidents ont accommodé le plus de déformation grâce à la sédimentation: ils sont maintenus actifs pendant une bonne partie de l'expérience.



dl = 10 cm



dl = 20 cm



dl = 25 cm

Fig. VII-2 Evolution de la déformation à la surface d'un modèle soumis au cycle érosion-sédimentation.

Dans ces conditions, la déformation est encore plus concentrée autour des premières structures. Erosion et sédimentation semblent accentuer encore plus le caractère localisant des chevauchements mis en place.

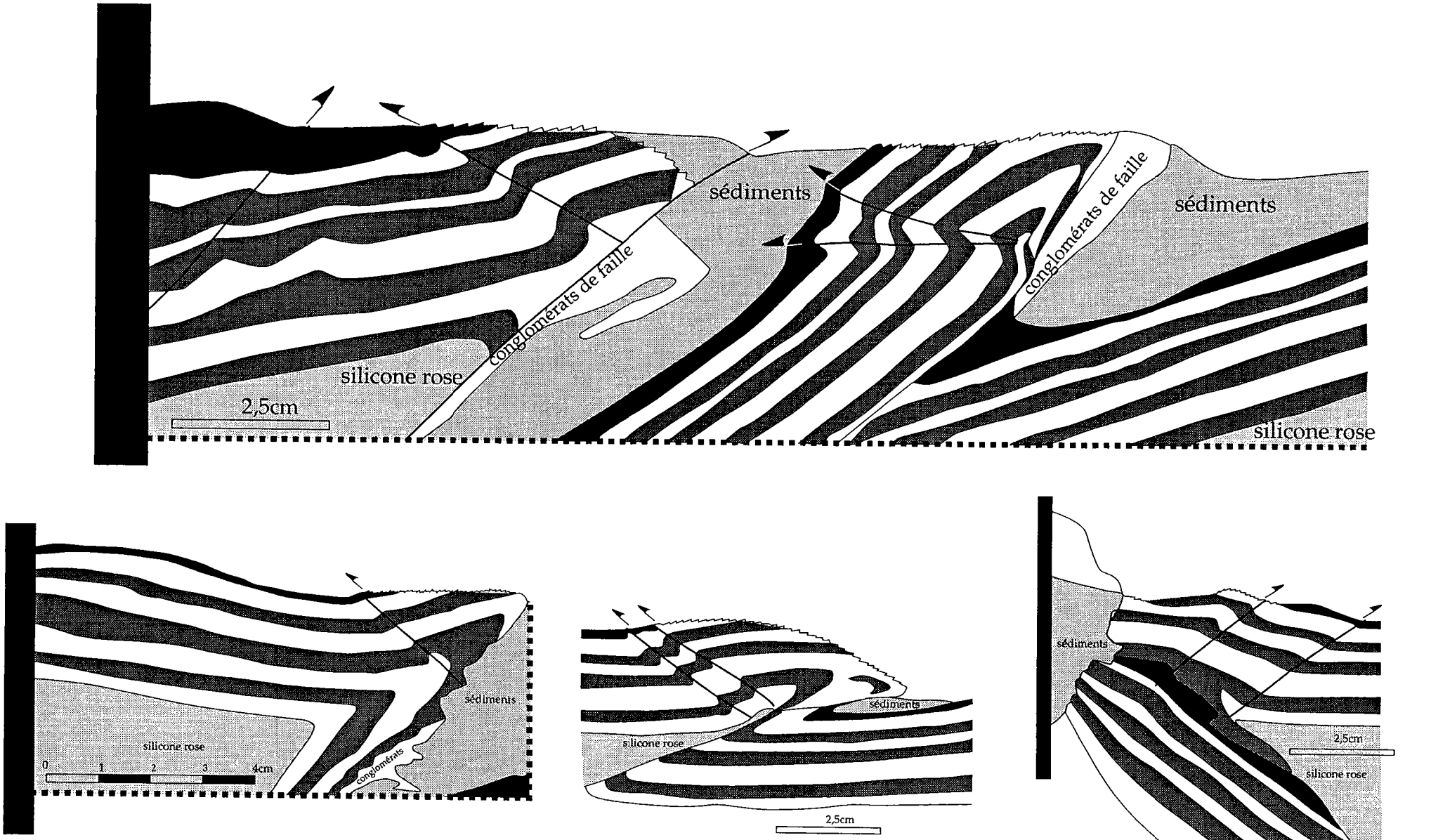
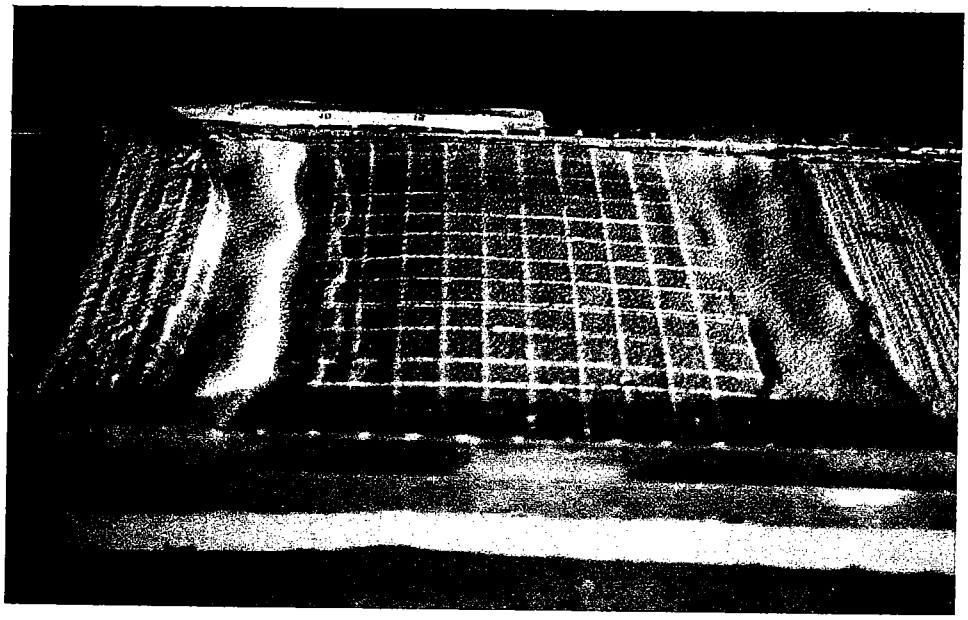


Fig. VII-3 Erosion et structuration du compartiment chevauchant: cas extraits de différents modèles.

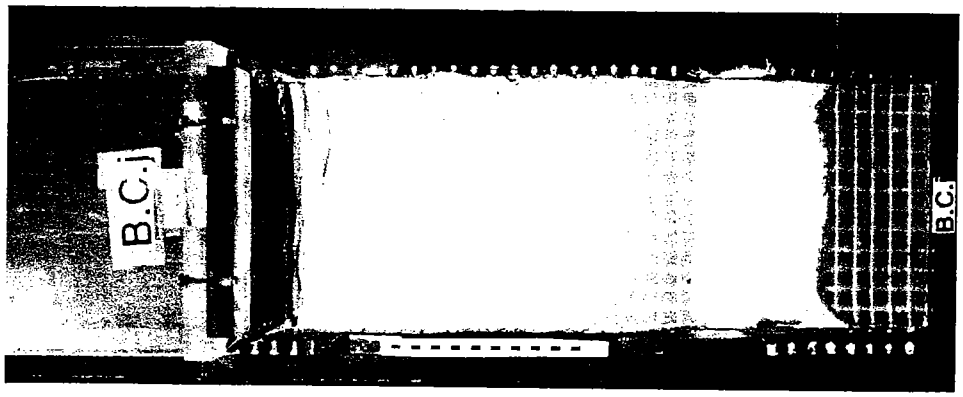
Dans de nombreux modèles, le compartiment chevauchant le bassin est très souvent repris vers son sommet par des répliques. L'érosion facilite encore plus cette évolution.



Modèle à l'état final

4a- Modèle Bc_i avec:

- une croûte fragile (CF) constituée d'une partie supérieure (CF_s) de 9 mm et d'une partie inférieure (CF_i) de 15 mm; entre les deux, un niveau de décollement de 0,5 à 1 mm d'épaisseur,
-une croûte ductile (CD) de 25 mm,
-un manteau ductile (MD) de 100 mm.



4b- Modèle Bc_j avec:

-CF = 25 mm avec un niveau de décollement déposé ultérieurement en surface comme premier apport sédimentaire (épaisseur = 0,5 à 1 mm).
- CD = 25 mm
-MD = 100 mm

Fig. VII-4 Stucturation des modèles lithosphériques avec niveau de décollement.

Il s'agit d'un niveau à comportement visqueux intégré à la croûte fragile ou immédiatement à la base de la couverture sédimentaire. Le quadrillage à la surface des deux modèles est identique: 20 x 20 mm

Avec un niveau de décollement intracrustal (4a), on note une migration de bassin associée à la propagation de la déformation . Cette dernière correspond à des petits plis et failles qui sont recouverts progressivement par les sédiments.
En revanche, avec un niveau de décollement constituant le premier apport sédimentaire, le bassin est également structuré et transporté. Mais l'extension du bassin dans ce cas est limité au domaine occupé par le niveau de décollement.

(tableau VII-2) (Fig. VII-4b) on note, outre les accidents majeurs, d'autres structures compressives au sein du remplissage sédimentaire: des plis coffrés, des anticlinaux de rampe... Ces structures modifient la stratigraphie et sont peu émergentes . Elles sont au moins partiellement synsédimentaires, et s'enracinent dans le niveau de décollement.

VII-2-3 Interprétations, discussions et conclusions

Les premiers résultats décrits ci-dessus montrent qu'à l'échelle lithosphérique, l'évolution des structures compressives subit aussi l'effet de la sédimentation et de l'érosion. Ces dernières, en influençant l'évolution des éléments tectoniques, vont ainsi affecter le fonctionnement des bassins. Quant à la présence d'un niveau de décollement dans certains bassins, elle facilite la propagation de la déformation au sein de ces derniers.

VII-2-3-1 Sédimentation et raccourcissement lithosphérique

Lorsque les mouvements chevauchants se poursuivent, la superposition crustale initialise la flexure (Fig. VII-5a). Par la suite, avec intervention de la sédimentation, il y a alors une subsidence.

Des études antérieures sur la lithosphère continentale montrent que la couche subductée a tendance, en profondeur, à diminuer son pendage (Davy et Cobbold 1991). Comme nous l'avons vu précédemment, le blocage le long de la surface de glissement survient alors rapidement (charge importante et faible glissement). Lorsque dans ce contexte survient la sédimentation, elle agit particulièrement sur le compartiment chevauché.

La sédimentation accroît la subsidence, limitant la diminution de pendage en profondeur (Fig. VII-5b): la composante verticale du mouvement de glissement le long du chevauchement prend alors beaucoup plus d'importance.

Quant au compartiment chevauchant, il est obligé de surmonter le remplissage sédimentaire et peut ainsi subir un changement de géométrie. C'est surtout l'érosion qui, associée à la sédimentation, affecte le compartiment supérieur. L'érosion décape et rend moins résistant le compartiment chevauchant, en particulier son extrémité proche du plan de chevauchement. Ainsi, le compartiment chevauchant (au moins son extrémité supérieure) est très souvent repris par des rétrochevauchements (voir Fig. VII-3).

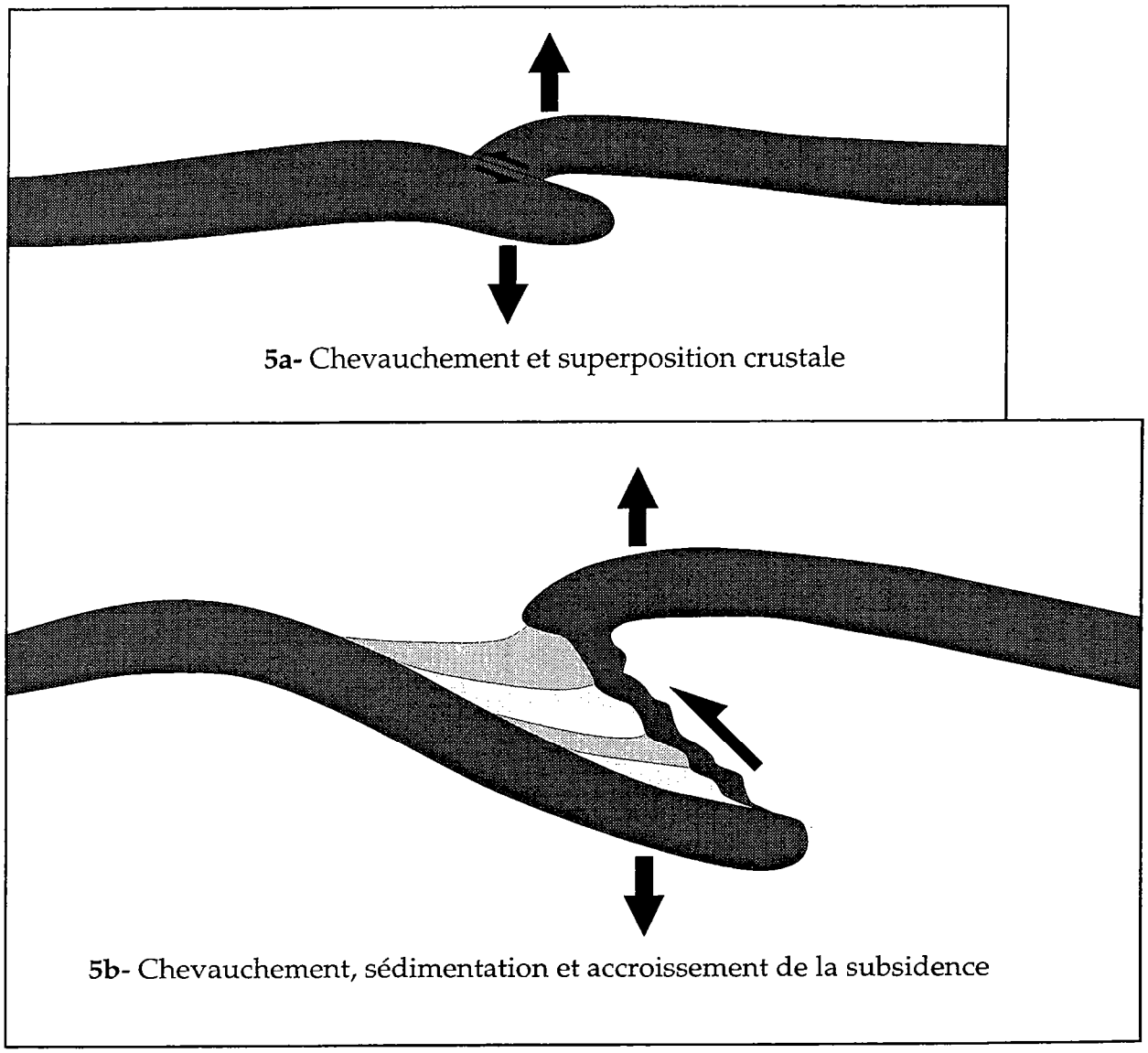


Fig. VII-5 Raccourcissement et mise en place d'un bassin compressif.

L'alourdissement du compartiment inférieur (par sédimentation) et l'allégement du compartiment supérieur (après érosion) peuvent entraîner une diminution des efforts normaux liés à la gravité et des efforts cisaillants liés à la friction sur le plan de glissement du chevauchement. Ceci permet d'accroître la longévité du chevauchement.

VII-2-3-2 Conséquence de cette longévité d'action

Le prolongement du glissement le long d'un plan de faille inverse (grâce à l'érosion et à la sédimentation) entraîne dans nos différentes expériences un enfouissement profond du remplissage sédimentaire, jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 6 cm pour les bassins asymétriques (soit plus de 35 km dans la réalité), ou un peu moins pour les bassins limités par deux chevauchements. Ces derniers bassins sont en fait aussi asymétriques. Pour des bassins nettement symétriques, l'enfouissement est encore moins important.

VII-2-3-3 Sédimentation et évolution synsédimentaire des chevauchements

Les sédiments, en s'intercalant entre les deux compartiments du chevauchement empêchent leur superposition directe. Le compartiment supérieur recouvre ainsi les sédiments en les contournant (voir Chap.IV et V). Cette évolution est facilitée ici par la subsidence du compartiment inférieur.

L'histoire de cette évolution associée à la sédimentation est enregistrée en profondeur à travers une série de lames chevauchantes de silicones (Fig. VII-6a): ce sont des chevauchements synsédimentaires (voir modèle A_{34} Fig. IV-11). Nous pensons qu'une telle structuration est responsable d'un écaillage du remplissage sédimentaire en bordure de bassin (Fig. VII-6b).

De ce fait, d'une manière générale, les chevauchements au cours de la sédimentation subissent une augmentation de pendage progressive, les anciennes positions restant marquées par la présence des lames de silicone. Ce redressement est moins spectaculaire que dans les modèles purement fragiles, à cause des mouvements flexuraux lithosphériques.

VII-2-3-4 Structuration et déformation interne des bassins compressifs

Si, autour des bordures actives des bassins compressifs, on peut rencontrer des structures synsédimentaires, l'ensemble du remplissage est très souvent dépourvu de toute structure interne. Ces observations peuvent également être faites dans la nature. Il est important d'essayer de cerner comment on en arrive là.

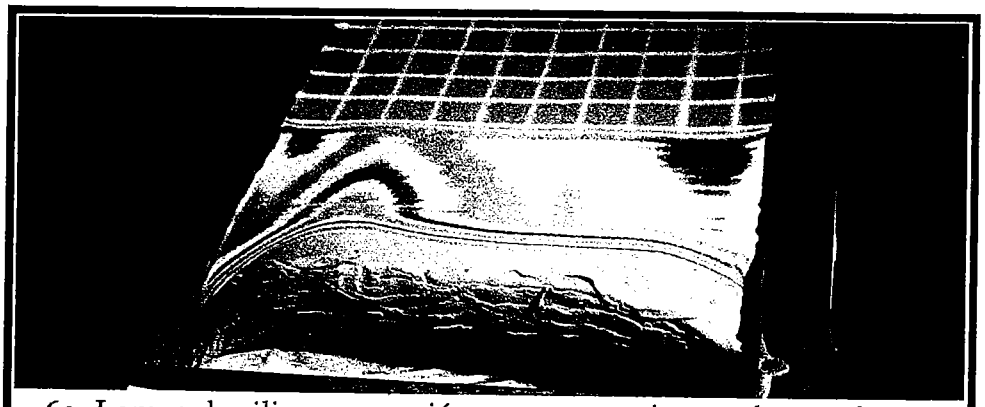
Nous ne considérons ici que le cas des lithosphères continentales ne présentant pas de structuration antérieure. D'une manière générale, la lithosphère, sous la couverture sédimentaire, semble devenir beaucoup plus résistante. De plus, dans nos modèles, l'initialisation de la déformation (flambage) sélectionne à l'avance les positions probables pour les chevauchements majeurs. Ces derniers, en absence d'irrégularités, se localisent alors aux différents points d'inflexion.

Dans les modèles sans sédimentation, quelques accidents bien que peu importants, se développent librement à la surface du modèle, ce qui n'est plus le cas quand intervient la sédimentation.

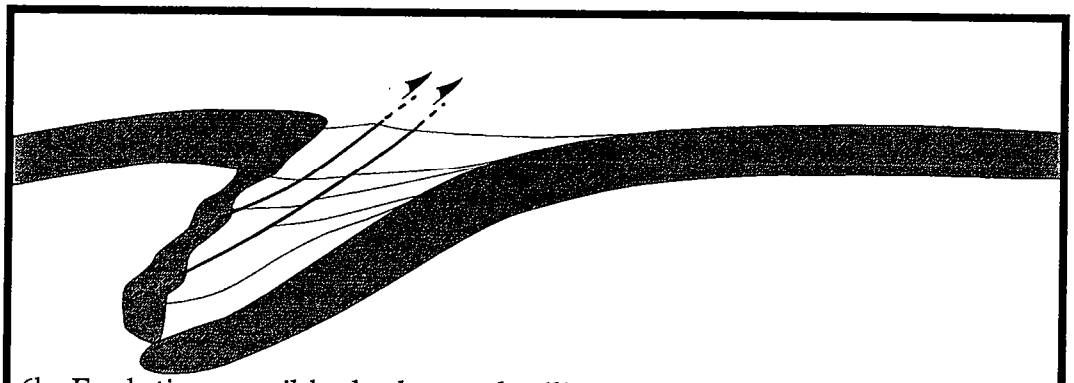
Ainsi, la sédimentation, ou mieux, le cycle érosion-sédimentation va donc décaper les reliefs (diminuant ainsi leur résistance), et accumuler des sédiments dans les dépressions (qui deviennent plus résistantes). La sédimentation agit alors comme facteur inhibiteur, limitant la structuration et même la réactivation au sein des bassins sédimentaires, en absence d'un niveau de décollement.

Dans les conditions naturelles, il faudrait certainement ajouter à ce rôle des sédiments, celui des conditions thermiques qui en découle. La position des isothermes dans les reliefs érodés est alors relevée et rend ces derniers moins résistants. En revanche, dans les bassins sédimentaires où s'accumulent du matériau "froid", on prévoit une descente des isothermes renforçant la résistance de toute la colonne lithosphérique. Même si on admet une présence préalable des accidents dans le substratum des bassins compressifs, certains de ces accidents vont voir leur activité diminuer progressivement ou brutalement pendant la sédimentation. Peu de structures vont donc se manifester dans les bassins compressifs.

Outre la position des isothermes qui doit nécessairement être prise en compte dans les conditions naturelles, nos modèles montrent que la quasi-



6a- Lames de silicone associées au compartiment chevauchant: ce sont des chevauchements synsédimentaires



6b- Evolution possible des lames de silicone à travers les sédiments: ces lames constitueraient des lieux de départ des accidents synsédimentaires structurant la bordure active du bassin.

Fig. VII-6 Manifestation de l'évolution structurale synsédimentaire à l'échelle lithosphérique.

absence de structures compressives dans les bassins compressifs est assurée par deux facteurs principaux:
1° le flambage initial du modèle, qui détermine la localisation des accidents majeurs en limite de bassin: c'est un "auto-contrôle" exercé par l'assise même du bassin (à venir).
2° la sédimentation, qui va inhiber non seulement la mise en place mais aussi l'évolution des structures compressives: c'est le contrôle sédimentaire.

Ce contrôle de la structuration dans les bassins compressifs est perturbé par des niveaux de décollement qui introduisent un élément de complexité structurale dans les modèles, facilitant la déformation des bassins. Celle-ci est d'autant plus importante, que le niveau de décollement est profond. Ainsi, des bassins compressifs intensément structurés ont nécessairement, dans leur stratigraphie, au moins un niveau de décollement.

VII-3 Raccourcissement lithosphérique: modification des rapports fragile/ductile

VII-3-1 Les rapports fragile/ductile dans la croûte

Dans les deux modèles qui vont suivre (Tableaux VII-3), le flambage reste toujours la première manifestation du raccourcissement. La fracturation postérieure reste alors contrôlée par cette instabilité initiale.

Avec un modèle à croûte fragile peu épaisse, le comportement rhéologique de sa lithosphère peut être assimilé à celui d'une lithosphère chaude: elle est peu résistante. Dans ces conditions, la longueur d'onde du flambage est faible (voir chapitre VI, tableau VI-1). Les chevauchements qui se mettent en place sont rapprochés et quelquefois mis en place simultanément. Le déplacement se distribue alors le long des deux accidents qui finissent par se "suturer" en surface (Fig. VII-7a). Malgré la sédimentation, l'enfoncement (subsidence) de la croûte est limité car les chevauchements sont peu localisants.

En revanche, le flambage du modèle Bc_a, de rigidité crustale plus importante, a une longueur d'onde plus grande. Dans ce modèle, un seul chevauchement (mis en place au point d'inflexion) accommode la déformation. Grâce à sa rigidité, la plaque subductante subit une déformation flexurale

	Bc_a	Bc_b
Longueur (cm)	90,5	90,5
Largeur (cm)	25	25
Epaisseur de la C.F: sable (cm)	**4**	**1**
Epaisseur de la C.D: sil. rose (cm)	**1**	**4**
Epaisseur du M.: sil. brune (cm)	10	10
Hauteur de Miel (cm)	15	15
V. de raccourcissement (cm/h)	1	1
Raccourcissement total (%)	24	26,5
	érosion-sédim.	érosion-sédim.

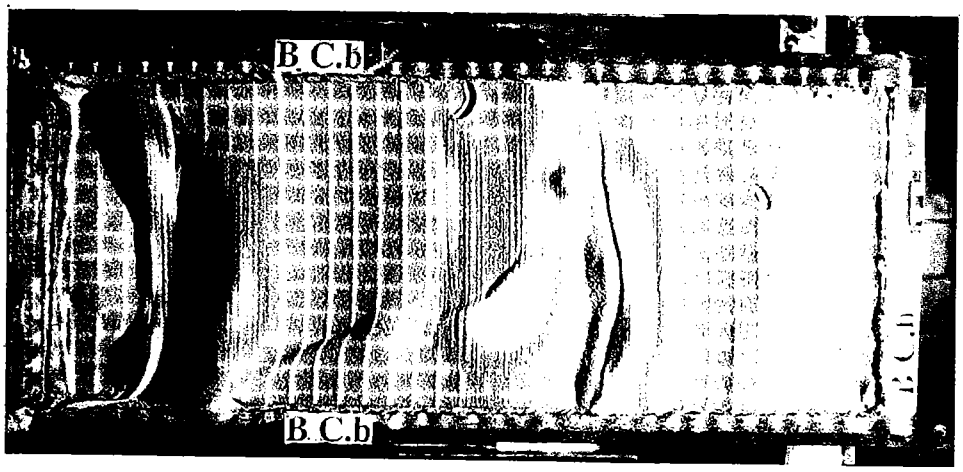
Tableau VII-3 Rapports fragile/ductile: paramètres rhéologiques de la déformation

Notons que C.F=Croûte fragile, C.D=Croûte ductile; et M= Manteau.

Lire Silicone pour Sil.

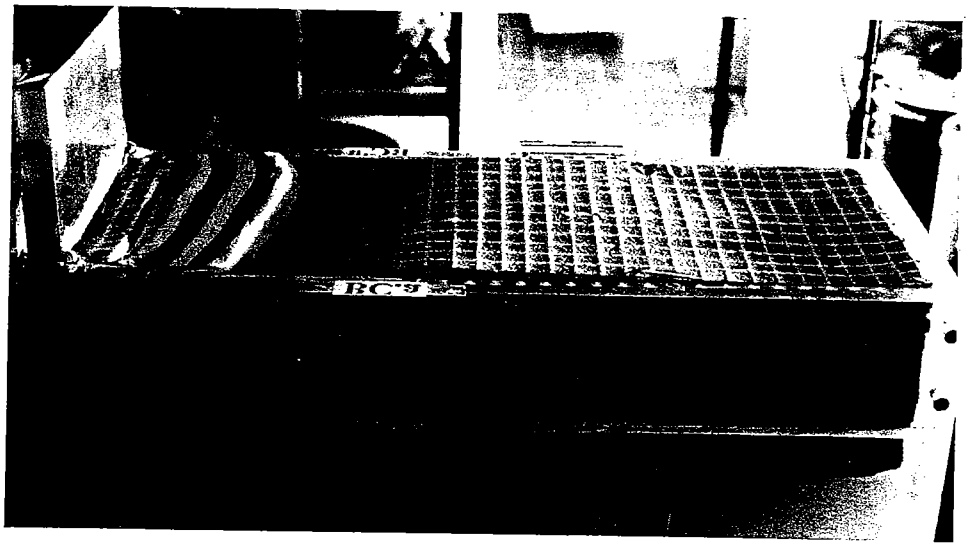
	Bc_c	Bc_d
Longueur du modèle (cm)	90,5	91,5
Largeur du modèle (cm)	25	25
Epaisseur de la C.F.: sable (cm)	2,5	2,5
Epaisseur de la C.D.: sil. rose (cm)	2,5	2,5
Epaisseur du M.F.:sable (cm)	**0,5**	**sup. à 2**
Epaisseur du M.D.: sil. brune (cm)	**9,5**	**inf. à 8**
Hauteur de miel (cm)	15	15
V. de raccourcissement (cm/h)	1	1
Raccourcissement total (%)	24	23,5
	érosion-sédim.	érosion-sédim.

Tableau VII-4 Modèles 4-couches: paramètres de la déformation



7a- Modèle Bc_b

CF = 1 cm
CD = 4 cm
MD = 10



7b- Modèle Bc_a

CF = 4 cm
CD = 1 cm
MD = 10 cm

Fig. VII- 7 Influence de la croûte fragile (CF) dans la structuration des maquettes lithosphériques.

7a- Modèle à faible épaisseur de croûte fragile. La déformation dans ce modèle passe par un flambage de faible longueur d'onde (voir Tableau VI-4) et de faible amplitude. A l'état final ci-dessus, les traces de ce flambage peuvent encore être observées La fracturation est peu importante avec des chevauchements très peu localisés. Dans de telles conditions, des chevauchements proches en surface et de vergence opposée et convergente se "suturent " rapidement. L'essentiel du raccourcissement est alors accommodé par une déformation assez homogène.

7b- Par contre, avec une épaisseur de croûte fragile beaucoup plus importante, on a un flambage caractérisé par une grande longueur d'onde. La fracturation est représentée par un chevauchement unique, très localisé et qui accommode l'essentiel du raccourcissement. L'importance de la croûte fragile va donc faciliter une déformation par fracturation. Cette dernière est d'autant plus localisée que le rapport fragile sur ductile est grand.

importante sans se rompre et génère ainsi un large bassin d'avant-pays (Fig. VII-7b).

Le flambage, modulé par le niveau fragile, exerce un contrôle important dans la localisation des chevauchements. Le champ de déformation, dépend donc des épaisseurs et de la résistance des différentes couches lithosphériques.

VII-3-2 Les rapports fragile/ductile dans le manteau: modèles 4-couches

Une lithosphère à 4-couches peut permettre d'approcher les structures profondes révélées sous certaines chaînes par des données sismiques (Davy & Cobbold 1991; Martinod 1991...).

Nous avons construit, (outre des modèles de petites dimensions tous 4-couches - voir Chapitre VI, Tableau VI-1 -), quatre modèles de grandes dimensions à 4-couches dont certains ont leurs paramètres dans le tableau VII-4. A travers ces derniers en particulier, nous allons rapidement regarder l'influence que peut avoir une épaisseur fragile au manteau supérieur dans la structuration de la lithosphère et la mise en place des bassins compressifs.

Comme dans la plupart de nos modèles lithosphériques, nous réalisons ici une érosion des reliefs (généralement supérieure à 5 mm), avec sédimentation équivalente dans les dépressions. Une fois de plus, le flambage reste la première manifestation du raccourcissement. Lié aux niveaux de sable, ce flambage va se manifester aussi à l'interface croûte-manteau.

Dans le modèle Bc_d, il existe un découplage important entre les différents niveaux rhéologiques. Ainsi, le modèle subit un flambage de forte amplitude qui affecte toute la lithosphère. Dans ce modèle, les chevauchements apparaissent tardivement en surface. Avec l'érosion, le premier accident émerge en surface pratiquement le long de l'axe de l'anticlinal. La croûte ductile également, grâce à l'érosion, affleure en surface (Fig. VII-8).

De même, avec une épaisseur de manteau fragile faible (modèle Bc_c et Bc_e) la fracturation en surface est localisée et réduite. Elle correspond à une structure chevauchante unique de vergence interne (modèle Bc_e - Fig.VII-9). D'une manière générale, la structuration en surface de ces différents modèles à 4-couches est limitée. Une partie importante de la déformation est accommodée au niveau du manteau fragile. Ceci est réalisé à travers de plis serrés ou, par un

flambage important pouvant générer une fracturation lithosphérique. Cette fracturation, ici également, va donc dépendre du rapport fragile/ductile: (chapitre VI).

La faille mantellique dans le modèle Bc_d affleure quasiment au sommet d'une ondulation de la couche superficielle. D'après Martinod 1991, la position d'une faille mantellique ne peut s'expliquer que dans la mesure où elle est imposée par la position des failles crustales. Pourtant, dans les modèles Bc_c et Bc_d, c'est la déformation à l'interface croûte-manteau qui semble contrôler une partie importante de la structuration en surface. Ceci est encore plus évident dans le modèle Bc_d où une partie importante de la déformation après le flambage est mantellique: la fracturation en surface est d'ailleurs facilitée par l'érosion. Ceci génère un chevauchement qui se localise le long de l'axe de l'anticlinal.

Dans le modèle Bc_c, à épaisseur de manteau fragile faible (MF = 0,5cm), il survient à l'interface croûte-manteau, un flambage de faible longueur d'onde. Il est donc possible que, dans le modèle Bc_d, la faible différence d'épaisseur fragile (CF = 2,5cm et MF = 2cm) introduisent un décalage entre une ondulation en surface et son homologue en profondeur. Dans ces conditions, le chevauchement mantellique qui prendrait naissance au point d'inflexion du flambage profond, pourrait ainsi émerger en surface le long de l'axe de l'anticlinal, d'autant plus que ce dernier est soumis à l'érosion, ce qui diminue sa résistance. Le flambage à l'interface croûte-manteau peut donc également contrôler la position des chevauchements (Fig. VII-10).

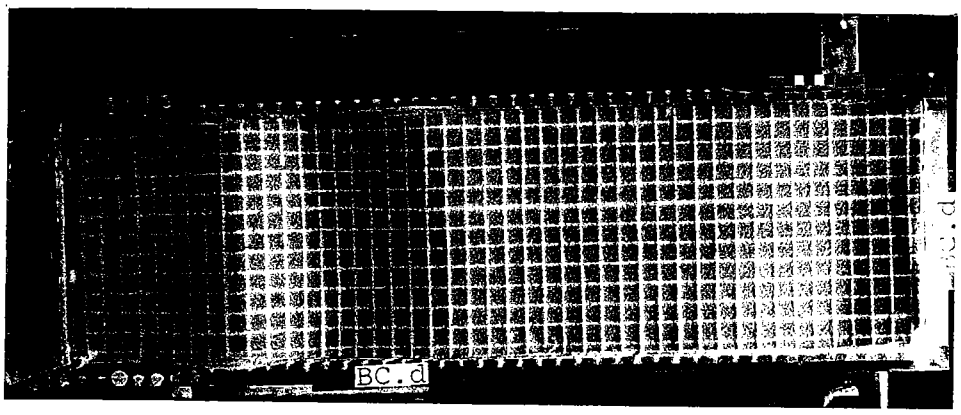
Le style de déformation lithosphérique va donc tenir compte de la résistance des différentes couches en place, avec quelquefois, un rôle non négligeable pour le manteau fragile lorsqu'il est épais ou tout simplement très résistant.

VII-4 Raccourcissement lithosphérique: modifications des conditions cinématiques de la déformation

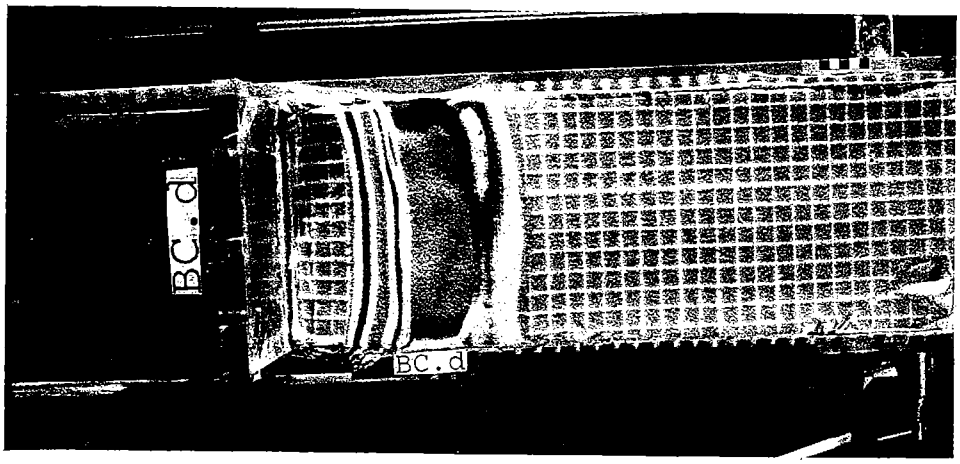
Dans les modèles construits ici, nous modifions la vitesse de raccourcissement d'un facteur de 10. Ceci nous permet d'effectuer toujours à des intervalles de temps raisonnables, une érosion et une sédimentation. Nous allons présenter ici, deux modèles:

Modèle Bc_d:

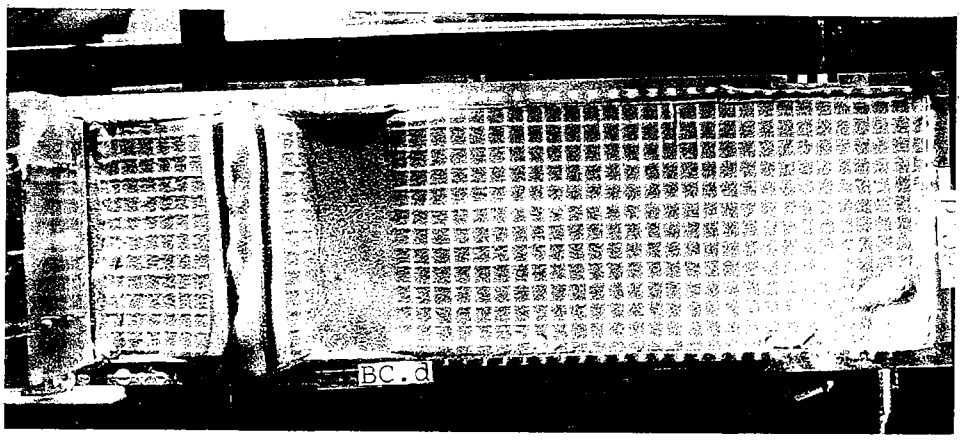
CF = 25 mm
CD = 25 mm
MF = 20 mm
MD = 80 mm



8a- dl = 3 cm



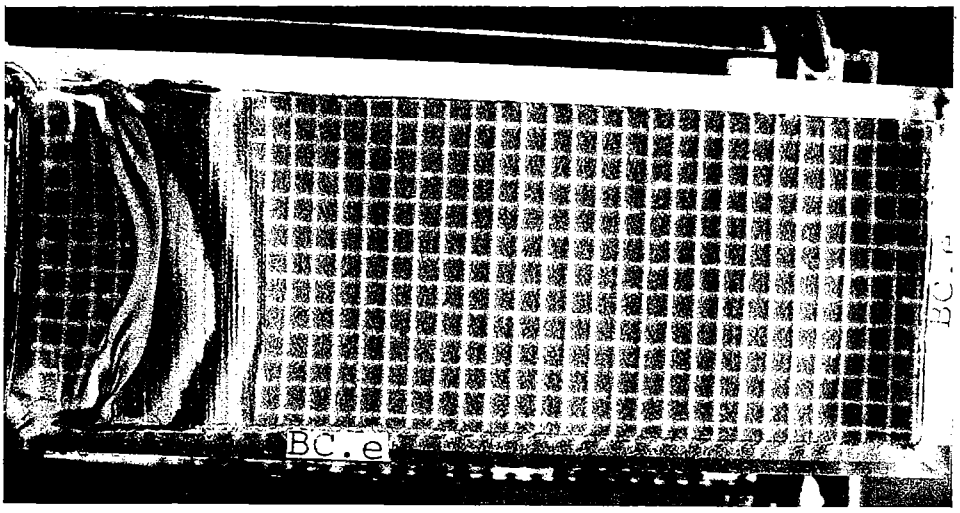
8b- dl = 11cm



8c- dl = 21,5 cm

Fig. VII-8 Illistration de l'importance d'un manteau supérieur résistant (de grande épaisseur : 2 cm) dans la structuration du modèle.

Après un flambage de forte amplitude (8a), la fracturation apparait en surface bien plus tardivement (au delà de 5 cm de raccourcissement) et à la faveur de l'érosion. Une faille inverse émerge alors le long de l'anticlinal érodé et chevauche progressivement le bassin(8b) La figure 8c correspond à l'état final de la déformation.



9a- Etat final de la déformation

9b- Segment d'une coupe verticale dans le modèle

Fig. VII-9 Importance d'un manteau supérieur résistant (de petite épaisseur : 0,5 cm) dans la structuration du modèle Bc_e (CF = 25 mm; CD = 25 mm; MF = 5 mm et MD = 95 mm).

En surface, la distribution de la déformation est encore plus réduite (9a). En profondeur, on note la présence de plis de faible longueur d'onde.

D'une manière générale, dans les modèles à quatre couches (Fig.VII-8 et VII-9), une partie importante de la déformation est accommodée en profondeur à l'interface croûte-manteau.

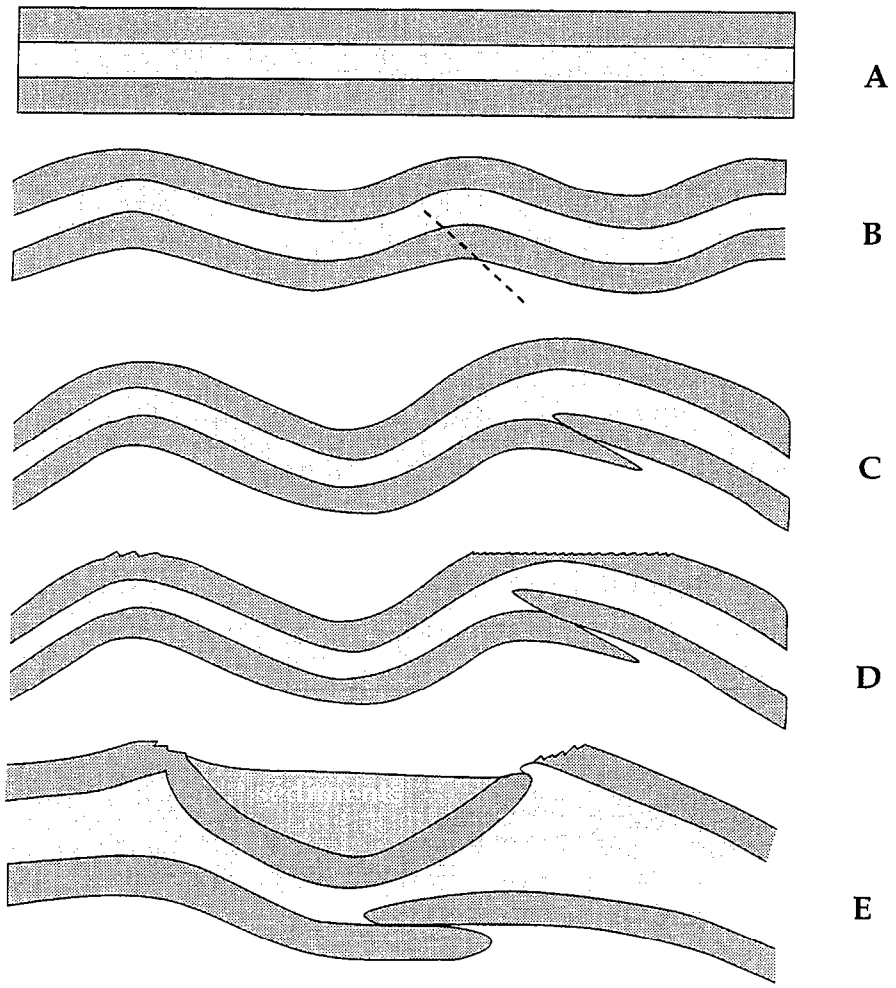


Fig. VII-10 Chevauchement mantellique: mise en place et évolution.

(A) Pour la reconstitution ci-dessus, nous ne considérons pour la lithosphère continentale que la croûte fragile (CF), la croûte ductile (CD) et le manteau fragile (MF). Avec le raccourcissement, la lithosphère flambe **(B)**. On peut d'ailleurs envisager un décalage entre les ondulations crustales et mantelliques si CF et MF ont des épaisseurs variées.

Le chevauchement mantellique prend place en profondeur à partir d'un point d'inflexion **(C)** alors qu'en surface, l'amplitude de l'anticlinal augmente. L'érosion en surface diminue la résistance à la déformation autour de la surface érodée. Ceci peut alors faciliter la mise en place d'un chevauchement **(D)**, alors que le substratum du bassin qui subit la sédimentation devient encore plus résistant.

Le bassin parfaitement symétrique en surface correspond ainsi en profondeur à un chevauchement unique qui accommode une partie importante de la déformation **(E)**. Coupe verticale du modèle correspondant à l'évolution ci-dessus.

le modèle Bc_e (4-couches), rhéologiquement équivalent au modèle Bc_c décrit ci-dessus,
le modèle Bc_f aux paramètres rhéologiques normaux (issus du dimensionnement) (Tableau VII-5).
Ces modèles, comme leurs équivalents déformés à environ 1cm/h (voir ce qui précède), sont également marqués par un flambage initial précoce avec des longueurs d'onde quasiment identiques (chapitre VI, tableau VI-1).
. Le flambage paraît insensible à la vitesse d'avancée du piston et ne dépend de façon certaine dans nos modèles que de l'épaisseur du sable.

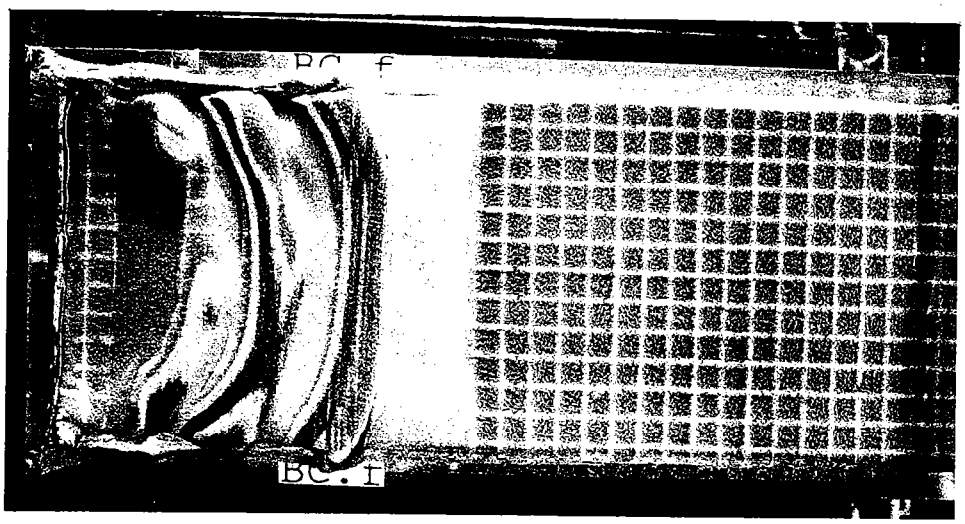
. Dans le modèle 3-couches, la fracturation succède normalement au flambage et les différentes positions des chevauchements (d'après la longueur d'onde initiale du flambage: environ 150 cm) correspondent assez bien aux différents points d'inflexion successifs du flambage.
. Les premiers accidents apparaissent rapidement (au bout de 1,5cm de raccourcissement), puis avec le processus d'érosion-sédimentation, leur longévité augmente.
.Les principaux chevauchements, crustaux et de vergence externe, génèrent chacun un bassin, d'où un plus grand nombre de bassins compressifs de type avant-pays dans ce modèle (Fig. VII-11a: voir aussi Chapitre VIII Fig. VIII-2).

De même, dans le modèle 4-couches (Bc_e), nous notons, par rapport à son équivalent (Bc_c), une structuration en surface plus importante au cours de l'évolution (Fig. VII-11b voir aussi Chapitre VIII). Mais, une fois de plus, une partie du raccourcissement est accommodée au niveau du manteau fragile limitant ainsi la propagation des accidents en surface.

D'une manière générale, l'augmentation de la vitesse d'avancée du piston intervient dans le raccourcissement du modèle en limitant la déformation homogène au profit de la fracturation. Elle semble aussi, au moins partiellement, faciliter la propagation des chevauchements à vergence externe.

VII-5 Conclusion

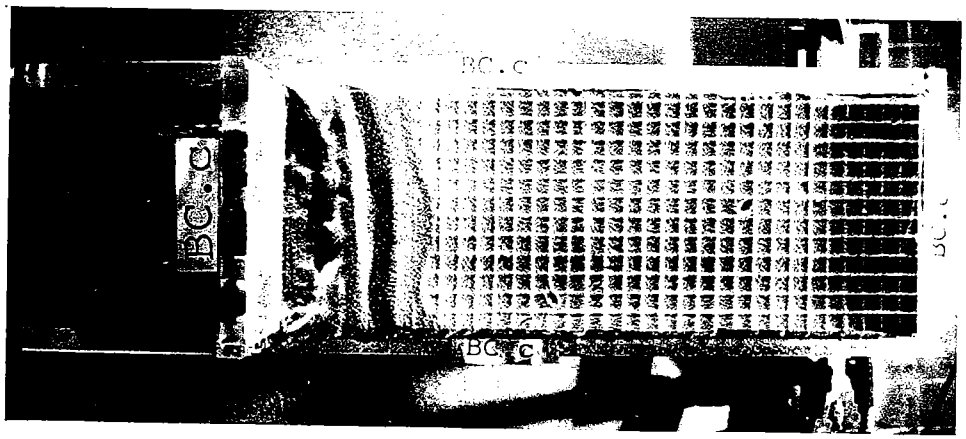
Avec l'érosion et la sédimentation, une partie de la déformation va se concentrer aux limites des bassins, ce qui, à un moment donné, atténue la propagation de la déformation vers l'avant-pays et accroît l'enfouissement des sédiments. Tout comme les chevauchements, les plis..., les bassins compressifs se



11a- Modèle 3-couches

Vc = 10 cm/h

(Modèle Bc_f)



11b- Modèle 4-couches

Vc = 10 cm/h

(Modèle Bc_c)

Fig. VII-11 Influence de l'augmentation de la vitesse de déformation dans la structuration des modèles lithosphériques.

L'augmentation de la vitesse facilite une déformation par fracturation, ainsi qu'une propagation de cette dernière (11a et 11b).
Toutefois, pour le modèle 4-couches ci-dessus (Bc_c), bien que plus structuré par rapport à son équivalent rhéologique déformé à 1 cm/h, il reste largement moins structuré en surface que le modèle 3-couches (Bc_f) .

	Bc_e	Bc_f
Longueur du modèle (cm)	90,5	91
Largeur du modèle (cm)	25	25
Epaisseur de la C.F.: sable (cm)	2,5	2,5
Epaisseur de la C.D.: sil. rose (cm)	2,5	2,5
Epaisseur du M.F.:sable (cm)	0,5	0
Epaisseur du M.D.: sil. brune (cm)	9,5	10
V. de raccourcissement (cm/h)	10	11
Raccourcissement total (%)	22,6	28,5
	érosion-sédim.	érosion-sédim.

Tableau VII-5 Variation des conditions cinématiques:
paramètres de la déformation

déforment en fonction de la rhéologie de leur assise lithosphérique, mais aussi, en fonction des conditions cinématiques qui leur sont appliquées. On peut ainsi distinguer plusieurs types de bassins compressifs que nous présentons dans le chapitre ci-dessous.

CHAPITRE VIII

Les bassins compressifs: différents types et évolution

VIII-1 Introduction

VIII-2 Bassins compressifs associés au flambage lithosphérique

VIII-2-1 Description

VIII-2-2 Son évolution

VIII-2-3 Le flambage lithosphérique: conditions d'existence

VIII-3 Les bassins de type avant-pays

VIII-4 Les bassins triangulaires

VIII-5 Les bassins de type piggyback

VIII-6 Quelques structures complexes

VIII-7 Conclusion

CHAPITRE VIII

Les bassins compressifs: différents types et évolution

VIII-1 Introduction

Au cours du raccourcissement, les différents modèles lithosphériques ont généré des dépressions qui, comblées progressivement, ont engendré différents types de bassins compressifs. Cette évolution résulte (au moins en partie) du flambage, mais surtout de la fracturation.

La géométrie de ces bassins découle alors de leur évolution tectonique, de l'histoire stratigraphique, ainsi que des modalités de déformation de la lithosphère.
Les bassins sédimentaires peuvent ainsi enregistrer de nombreuses informations au cours de leur évolution. Dans ce chapitre, nous allons présenter les principaux bassins compressifs obtenus dans nos modèles.

VIII-2 Bassins compressifs associés au flambage lithosphérique

De nombreux travaux analogiques antérieurs montrent des structures compressives (chevauchements, bassins compressifs...) liées au plissement de toute la lithosphère (Cobbold et Davy, 1988; Martinod et al., 1989; Davy et Cobbold, 1990). Le développement de ce flambage lithosphérique dans nos modèles nécessite l'existence d'un manteau supérieur fragile.

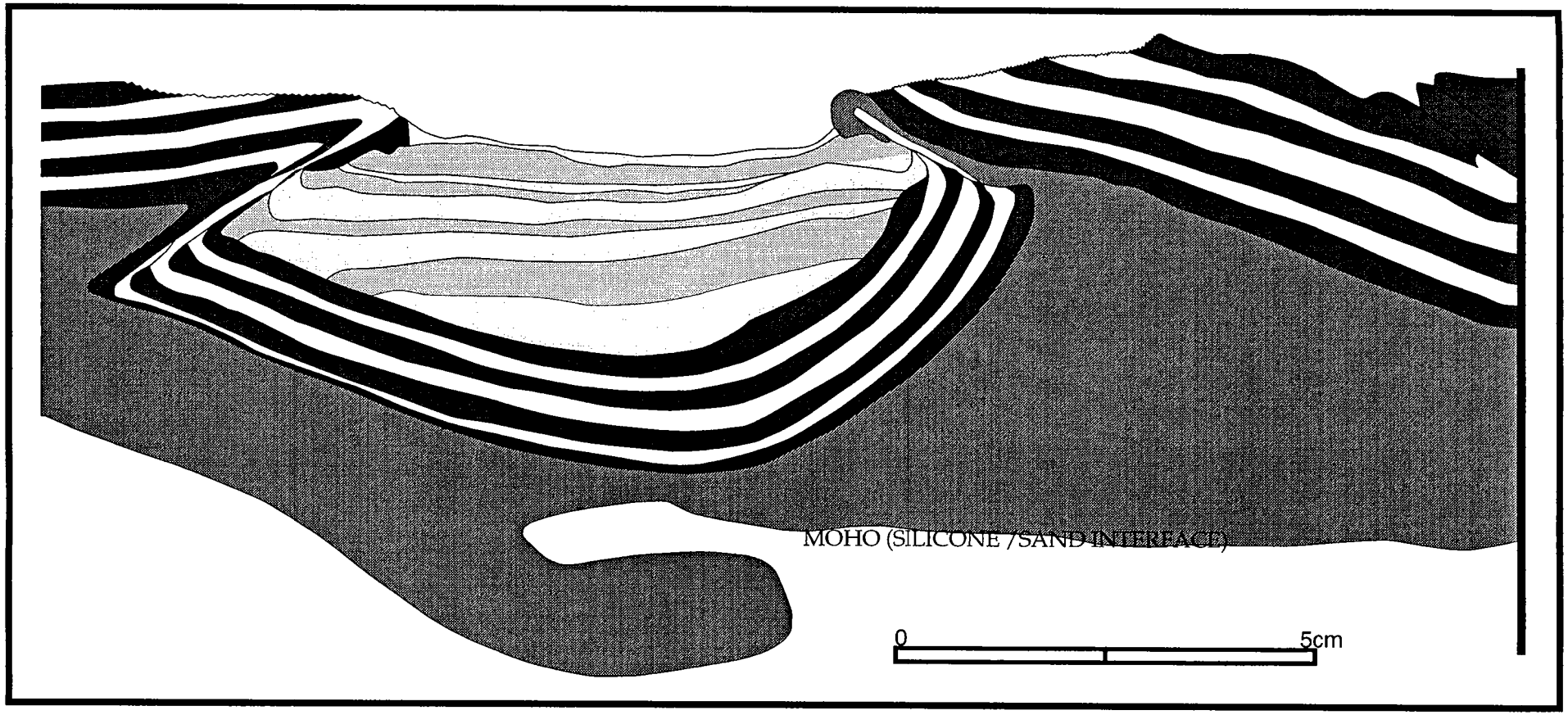


Fig. VIII-1 Flambage lithosphérique et bassin compressif.

Ce modèle qui se structure tardivement en surface génère un bassin limité à la fin de l'expérience par deux zones chevauchantes. Le principal chevauchement est lithosphérique. Le bassin est géométriquement symétrique. Toutefois, à travers la stratigraphie dans le bassin, on peut remarquer que le dépocentre du bassin passe du côté de la cloison mobile vers le côté opposé. Ceci est lié à l'ordre d'apparition des chevauchements.

Silicone rose correspondant à la CF

Silicone brune constituant le MD

Remplissage sédimentaire (sable)

Sable pour croûte fragile

Nous utiliserons ces mêmes figurés dans tous nos modèles.

VIII-2-1 Description

Dans nos différents modèles, le phénomène qui accommode les premiers incréments de raccourcissement est le flambage. Il affecte généralement la croûte fragile dans nos différents modèles. Il est très rapidement associé aux chevauchements et, c'est au niveau de ces derniers que vont se développer les principaux bassins compressifs.

Ce flambage peut aussi intéresser la lithosphère dans son ensemble.
L'existence et la persistance d'un flambage lithosphérique (modèle Bcd - (voir § VII-3-2)) a permis le développement de structures synclinales où l'on a pu déposer des sédiments après une érosion préalable des reliefs supérieurs à 5mm (3km).
Lorsqu'intervient la sédimentation, le flambage lithosphérique affecte déjà tout le modèle. Le bassin qui se met en place peut alors se localiser n'importe où sur la lithosphère (dans les zones synclinales), à la faveur de la moindre irrégularité et avec pratiquement les mêmes caractéristiques.

La lithosphère constitue ainsi un bon conducteur des contraintes. Ceci peut permettre d'expliquer l'existence de certains bassins compressifs intracratoniques.
Le bassin obtenu ici reste pratiquement symétrique (Fig. VIII-1). Il est limité par deux accidents de vergence opposée dont la mise en place est facilitée par l'érosion. Cette dernière facilite également l'émergence, le long du premier chevauchement, de la croûte ductile (silicone rose) en surface.

VIII-2-2 Son évolution

L'évolution de ce bassin est marquée par une faible subduction crustale et semble fortement contrôlée par la zone mantellique à comportement fragile (§ VII.3.2). Dans cette évolution, la sédimentation accentue la subsidence. Les reliefs, devenant importants de part et d'autre, assurent l'approvisionnement du bassin en sédiments.

Le dépocentre du bassin reste, en apparence, central. Toutefois, d'après les épaisseurs des différents niveaux sédimentaires déposés dans ce bassin, le dépocentre passe progressivement du premier chevauchement (proche de la cloison mobile) vers le second, en relation avec leur entrée en action (voir Fig. VIII-1).

D'une manière générale, l'évolution de ce bassin ne peut pas échapper à celle de l'assise qui le supporte. De plus, à l'interface croûte - manteau, on note la présence de plis et même de chevauchements. Une partie du raccourcissement se trouve ainsi accommodée à cette interface.

VIII-2-3 Le flambage lithosphérique: conditions d'existence

Le flambage lithosphérique dans les modèles analogiques est aujourd'hui une évidence (Davy et Cobbold, 1988; Martinod et Davy, 1992). L'existence de ce flambage impose systématiquement la présence d'un niveau beaucoup plus résistant à l'interface croûte-manteau. Dans le cas contraire, le flambage n'affecte que la partie fragile de la croûte, laissant le Moho relativement plat ou tout simplement décalé à l'issue de l'épaississement.

Le flambage dans la nature, en particulier en domaine continental, est peu documenté et encore discuté. Toutefois des études récentes relèvent de nombreux paramètres mécaniques, géophysiques et géologiques en faveur du flambage lithosphérique, y compris pour la lithosphère continentale (Stephenson et Cloething, 1991). Ainsi, en dépit de nombreux mécanismes souvent proposés (Impact météoritique, charge profonde liée à la relaxation thermique ou charges diverses...), le flambage lithosphérique peut expliquer l'existence d'un certain nombre de bassins compressifs, dont certains sont intracratoniques.

Quelques bassins compressifs sont ainsi cités dans la littérature comme liés au flambage lithosphérique: c'est le cas du bassin d'Amadeus en Australie centrale, de celui de Sverdrup dans le bouclier canadien.... Nous présenterons quelques caractéristiques de ces deux bassins, dans le chapitre X.

Cependant, le flambage lithosphérique n'est pas toujours nécessaire pour avoir des bassins compressifs. D'ailleurs, le plus grand nombre de bassins semblent liés à un flambage crustal mais surtout à la distribution des chevauchements qui s'ensuit. On peut ainsi distinguer d'autres types de bassins compressifs.

VIII-3 Les bassins de type avant -pays

Dans nos modèles lithosphériques, les bassins compressifs les plus régulièrement obtenus ont une géométrie asymétrique. Ils sont limités par une

simple faille inverse, superposant un domaine sur un second, qui réagit à la charge par flexuration et subsidence (voir Fig. VII-5). La structure ainsi obtenue, siège de la sédimentation, correspond à un bassin de type avant-pays (Fig. VIII-2a, b, c, d).
De tels bassins se localisent entre le front d'une chaîne et le craton adjacent (Allen et al., 1986).

Par rapport à la direction de contrainte de déformation appliquée (piston mobile), les modèles analogiques ont généré des bassins liés à des chevauchements de vergence interne ou externe (par rapport à la direction d'avancée). Sur une lithosphère continentale "normale" (à profil rhéologique correspondant à des conditions de température moyenne), nous développons des bassins de type avant-pays (Fig. VIII-2a).
• Toute augmentation du comportement fragile va accroître la rigidité flexurale et ainsi maintenir la structure d'avant-pays tout en accroissant l'ampleur du bassin (Fig. VIII-2b).
• De même, des conditions cinématiques différentes telles l'augmentation de la vitesse de compression rendent le modèle globalement plus résistant. Il se déforme alors plus facilement par fracturation. Les différents chevauchements localisent suffisamment la déformation pour générer chacun un bassin d'avant-pays. Nous développons ainsi, par rapport aux autres modèles, un plus grand nombre de bassins de plus en plus récents vers la zone externe (Fig. VIII-2c).
• Même sur une lithosphère 4-couches, avec un manteau fragile peu épais et malgré la complexité de la structure de l'interface croûte-manteau, c'est encore un bassin de type avant-pays que l'on met en place (Fig. VIII-2d). La déformation en surface est peu distribuée et correspond à un chevauchement de vergence interne qui coince le bassin résultant contre la cloison mobile.

L'évolution de ces bassins d'avant-pays (voir chapitre VII) est caractérisée par une subsidence importante, accrue par la sédimentation. L'essentiel du raccourcissement est accommodé le long de l'unique chevauchement (majeur) limitant chaque bassin. Ainsi, les sédiments peuvent être entraînés à des profondeurs d'autant plus importantes que les chevauchements fonctionnent longtemps.

Dans les séries de bassins d'avant-pays, ce sont ceux qui se trouvent en position la plus interne (les plus anciens) qui sont enfouis le plus profondément car ce sont les plus déformés, mais surtout, ceux ayant, très souvent, reçu le plus de sédiments.

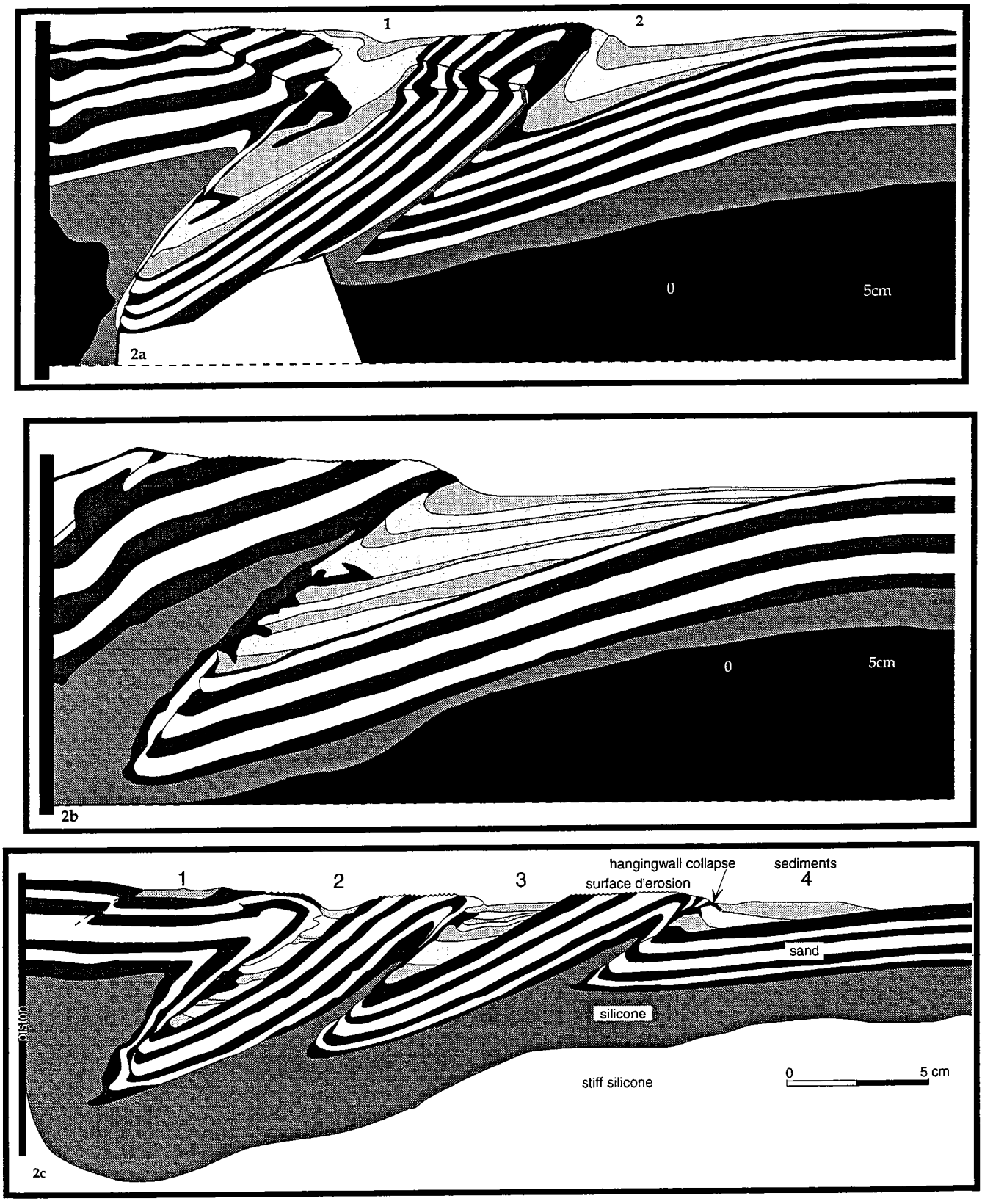


Fig. VIII-2 Géométries et structure de quelques bassins d'avant-pays obtenus dans nos modèles.

Par rapport à la contrainte tectonique exercée, les chevauchements limitant les bassins ci-dessus sont surtout de vergence externe. Ce sont des structures asymétriques qui se mettent progressivement en place vers le domaine externe (2a et 2c). La croûte fragile contrôle leur ampleur (2b). Outre l'épaississement qui decale le Moho, une structuration importante peut être observée à l' interface croûte-manteau (voir modèles 4-couches).

Dans la nature, des sédiments ainsi enfouis sont certainement métamorphosés. Dans les Alpes, une remontée de roches du faciès éclogite est décrite (Merle et Ballèvre, 1992). Ces roches (qui ne sont peut être pas des sédiments) ont donc été préalablement enfouies à de grandes profondeurs.

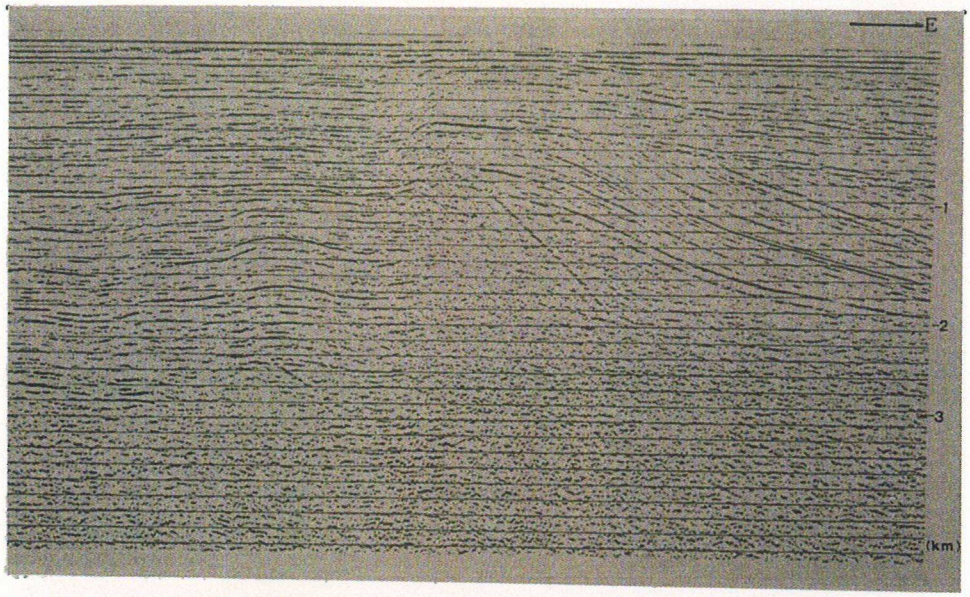
Toutefois, la présence de sédiments très enfouis sous un chevauchement n'est pas toujours évidente, car, la sismique ne permet pas toujours d'y avoir accès. En effet, sous les chevauchements, à cause des conglomérats de failles, et de la profondeur, la sismique reste généralement aveugle. Il est donc probable, comme dans les modèles ci-dessus, que dans certains bassins d'avant-pays, les sédiments soient entraînés profondément au cours de l'évolution et restent inconnus. Toutefois, des traitements permettant d'avoir une meilleure résolution sous les chevauchements (Fig. VIII-3), ainsi que des puits pourraient révéler leur présence. Mais, ces outils restent limités en profondeur.

Enfin, ces bassins restent limités par un chevauchement majeur au début de leur existence ou, lorsqu'ils sont localisés sur une lithosphère résistante. Leur évolution, très souvent, aboutit à la mise en place dans l'avant-pays, d'un chevauchement de vergence opposée. La mise en place et l'évolution des bassins d'avant-pays restent contrôlées, entre autres, par la distribution des chevauchements et le comportement fragile de leur assise.

VIII-4 Les bassins triangulaires

Le flambage lithosphérique et crustal joue un rôle important dans la localisation des chevauchements. Ces derniers émergent principalement autour des différents points d'inflexion. Ainsi, des bassins compressifs encadrés par deux chevauchements de vergence opposée ont pu également être développés dans nos modèles. Ce sont des structures à géométrie relativement triangulaire. Ces bassins peuvent être symétriques ou asymétriques. C'est l'ordre de mise en place des chevauchements, la distance entre ces chevauchements, ainsi que la rhéologie du milieu, qui vont déterminer la structure et la géométrie de ces bassins triangulaires.

D'une manière générale, la mise en place de ces bassins débute comme dans les bassins d'avant-pays. Ainsi, le bassin se forme à côté d'un chevauchement principal, dont le fonctionnement peut être plus ou moins long. La mise en place



3a

3b

3c

(Lu Banggan-Chief Editor- 1987)

Fig. VIII-3 Image de la sismique sous un chevauchement

Cette image n'est pas toujours excellente. Toutefois la ligne sismique (3a) peut subir des traitements successifs permettant d'améliorer la résolution sous le chevauchement.

On peut ainsi obtenir une stratigraphie nette (3c) sous le chevauchement. Si comme nous l'avons vu dans les modèles analogiques, les sédiments sont chevauchés mais surtout entraînés en profondeur (mouvement relatif autour du chevauchement), il est évident que certaines parties chevauchées des bassins peuvent ainsi échapper à toute image sismique.

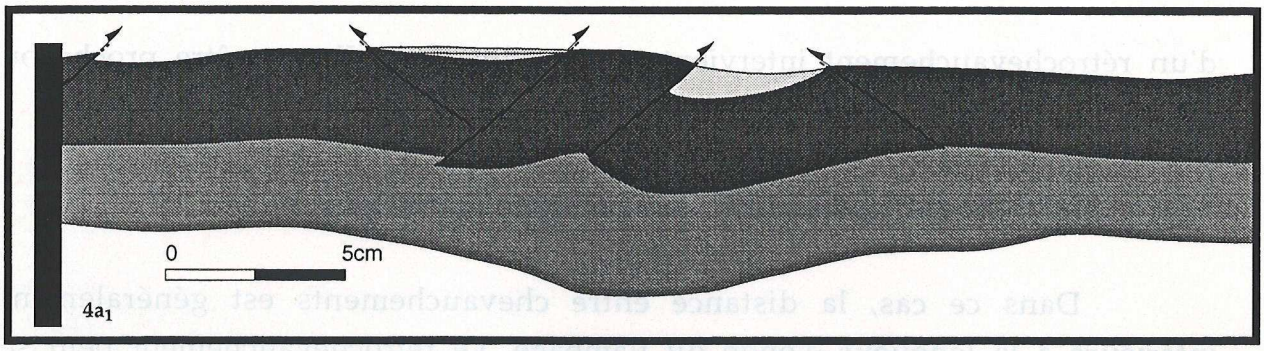
d'un rétrochevauchement intervient plus tardivement. Il peut être proche ou éloigné du premier chevauchement.

• Rétrochevauchement proche du chevauchement principal.

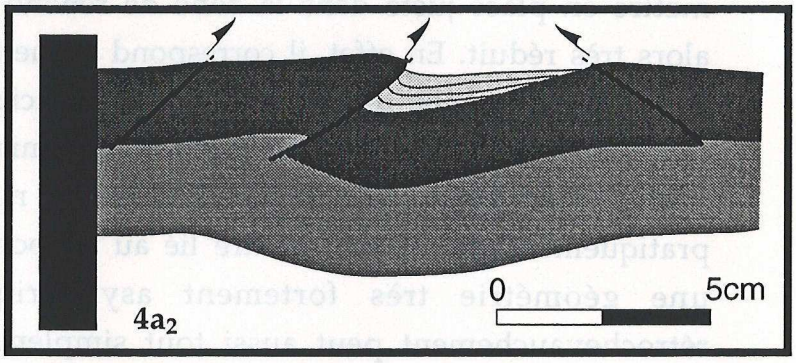
Dans ce cas, la distance entre chevauchements est généralement inférieure à la longueur d'onde du flambage. Le rétrochevauchement peut se mettre en place juste dans la zone de rebond flexural. Son fonctionnement est alors très réduit. En effet, il correspond à une structure tardive, dont l'évolution est limitée par celle du chevauchement principal, qui accommode l'essentiel du raccourcissement. Le rétrochevauchement limite alors tout simplement le bassin vers l'avant, reprenant éventuellement le matériel de remplissage. Il n'y a pratiquement pas de dépocentre lié au rétrochevauchement et le bassin a alors une géométrie très fortement asymétrique (voir Fig. VIII-2a). Ce rétrochevauchement peut aussi tout simplement se trouver au début de son évolution (Fig. VIII-4a).

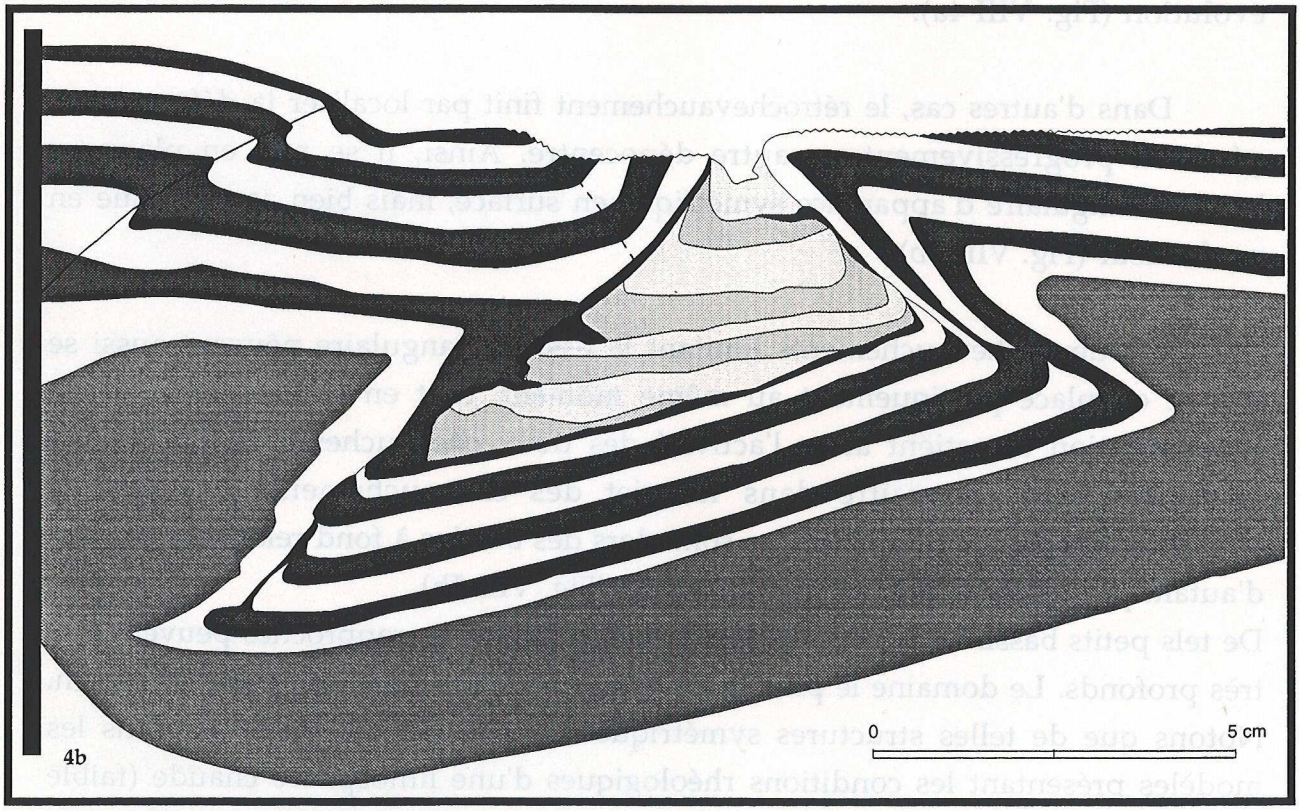
Dans d'autres cas, le rétrochevauchement finit par localiser la déformation, générant progressivement un autre dépocentre. Ainsi, il se met en place un bassin triangulaire d'apparence symétrique en surface, mais bien asymétrique en profondeur (Fig. VIII-4b).

Les deux chevauchements limitant le bassin triangulaire peuvent aussi se mettre en place pratiquement au même moment, tout en restant proches. La sédimentation entretient alors l'activité des deux chevauchements. Une faible asymétrie peut apparaître dans le rejet des chevauchements ou dans la stratigraphie (Fig. VIII-5a). Mais, ce sont alors des bassins à fond relativement plat, d'autant plus symétriques qu'ils sont étroits (Fig. VIII-5b).
De tels petits bassins triangulaires à chevauchements très rapprochés peuvent être très profonds. Le domaine le plus subsident se retrouve alors au centre du bassin. Notons que de telles structures symétriques ont surtout été obtenues dans les modèles présentant les conditions rhéologiques d'une lithosphère chaude (faible croûte fragile), donc une longueur d'onde faible, facilitant la mise en place de structures rapprochées. La possibilité de réactivation des structures antérieures n'est pas à négliger, mais n'a pas été abordée dans nos maquettes.



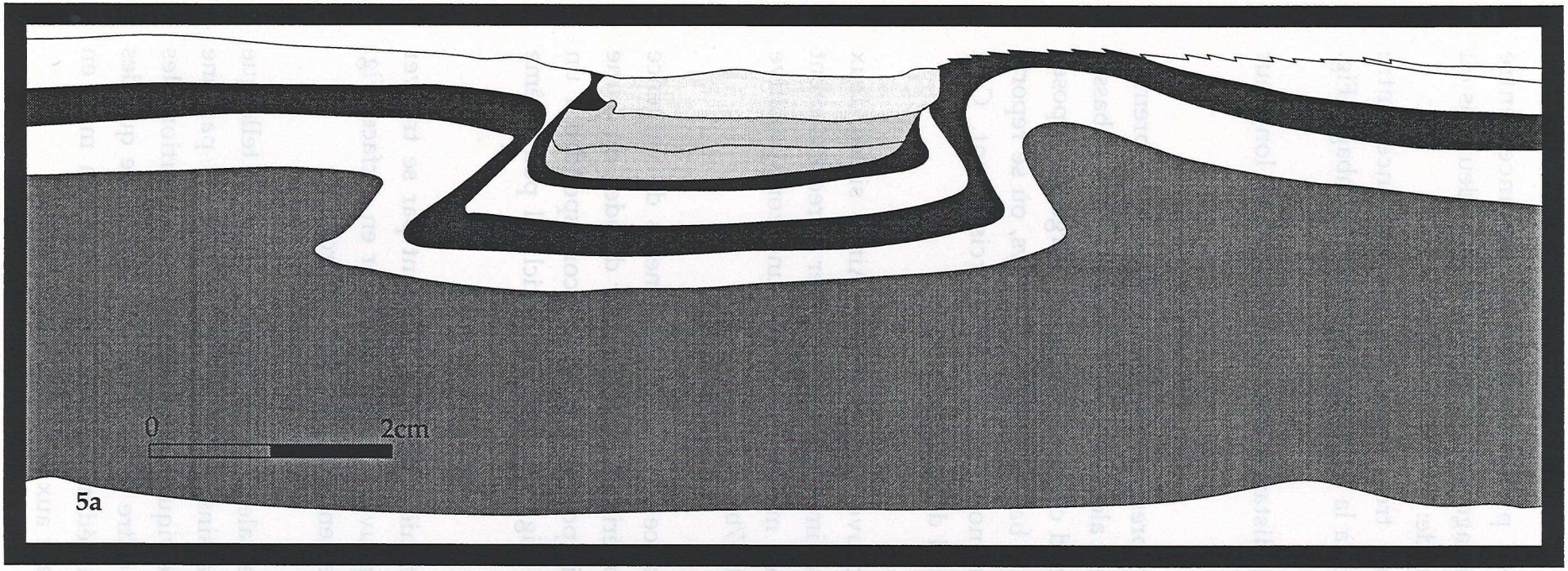
4a1 et 4a2-Deux modèles à des étapes d'évolution intermédiaires.





4b- Structuration d'un modèle à l'état final de la déformation.

Fig. VIII-4 Structures asymétriques des bassins triangulaires.



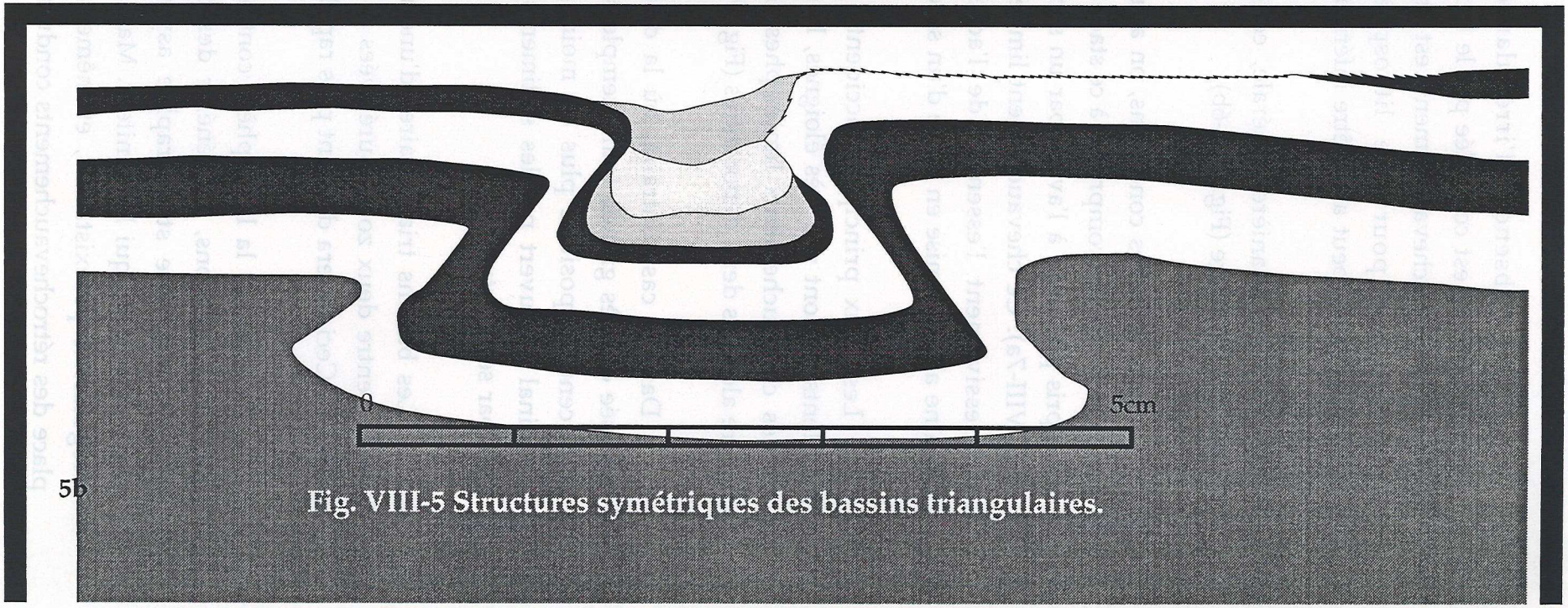


Fig. VIII-5 Structures symétriques des bassins triangulaires.

• Rétrochevauchement éloigné du chevauchement principal.

En l'absence d'irrégularités préexistantes, la distance entre chevauchements est contrôlée par le flambage. Ainsi, on peut relever deux cas où la distance entre chevauchements est grande:
- c'est le cas pour une lithosphère très résistante; la distance entre chevauchements peut alors être inférieure à la longueur d'onde du flambage (Fig. VIII-6a),
- sinon, d'une manière générale, cette distance est supérieure à la longueur d'onde du flambage (Fig. VIII-6b).

Dans de telles conditions, on a un premier dépocentre, associé au premier accident. Le bassin compressif à ce stade est alors de type avant-pays. Puis, le bassin est repris plus tard à l'avant par un second chevauchement, de vergence opposée (Fig. VIII-7a). Ce chevauchement limite le bassin vers l'avant-pays, où se reporte progressivement l'essentiel de l'accommodation du raccourcissement. Ceci entraîne alors la mise en place d'un second dépocentre.

Les deux principaux accidents peuvent rester actifs. Ainsi, si les deux accidents ne sont pas très éloignés, la sédimentation va faciliter le redressement de ces chevauchements limitrophes. Au milieu du bassin, une zone positive sépare alors les deux dépocentres (Fig. VIII-7b).

Dans le cas contraire, où la distance entre chevauchements de vergence opposée est très grande (par exemple supérieure à la longueur d'onde), on a une zone centrale positive plus ou moins importante, qui peut correspondre à un anticlinal recouvert par les sédiments (Fig. VIII-7c). Cet anticlinal peut même finir par se structurer.

Les bassins triangulaires d'une manière générale finissent par se trouver coincés entre deux zones surélevées et peuvent même se suturer en surface (Fig. VIII-7d). Ceci se fera d'autant plus rapidement que le bassin est étroit.

En général, la lithosphère continentale (à température moyenne) telle que nous la modélisons, va générer des bassins triangulaires caractérisés par une géométrie et une stratigraphie asymétriques: ceci est lié à l'évolution des chevauchements qui les limitent. Mais, outre le flambage, il est possible que des irrégularités préexistantes, et même la sédimentation ... accélèrent la mise en place des rétrochevauchements conduisant aux bassins triangulaires.

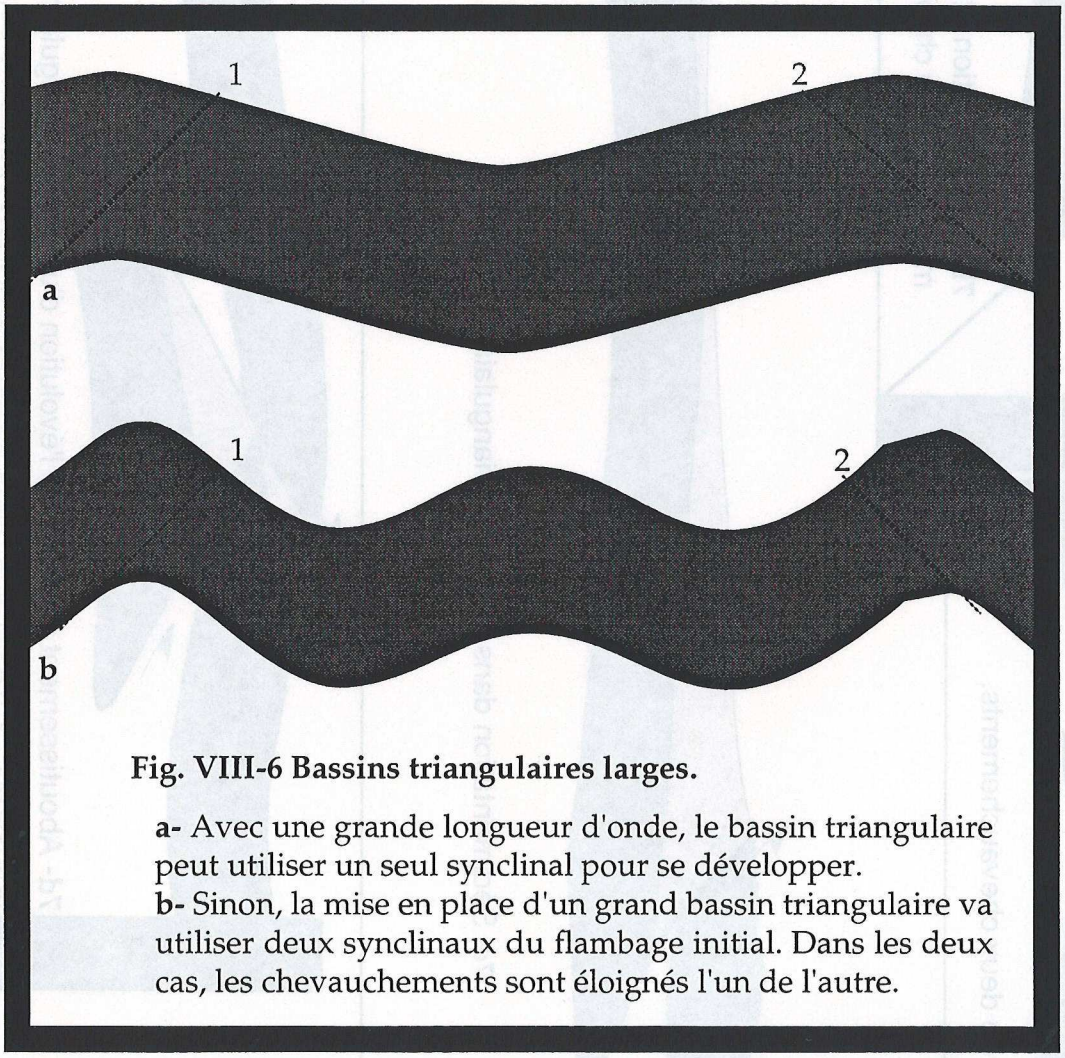


Fig. VIII-6 Bassins triangulaires larges.

a- Avec une grande longueur d'onde, le bassin triangulaire peut utiliser un seul synclinal pour se développer.
b- Sinon, la mise en place d'un grand bassin triangulaire va utiliser deux synclinaux du flambage initial. Dans les deux cas, les chevauchements sont éloignés l'un de l'autre.

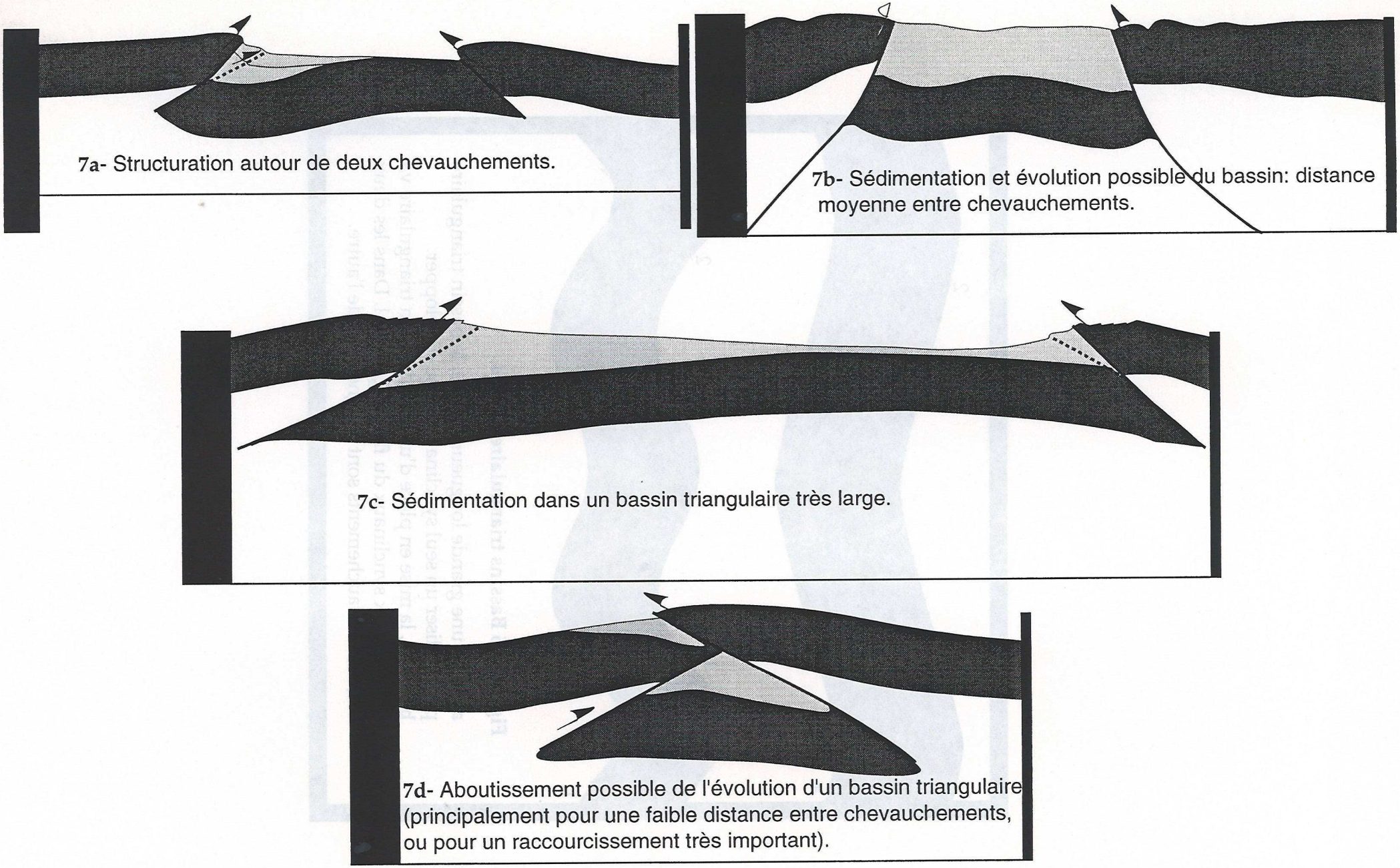


Fig. VIII-7 Evolution des bassins sédimentaires triangulaires: la distance entre chevauchements est moyenne à grande.

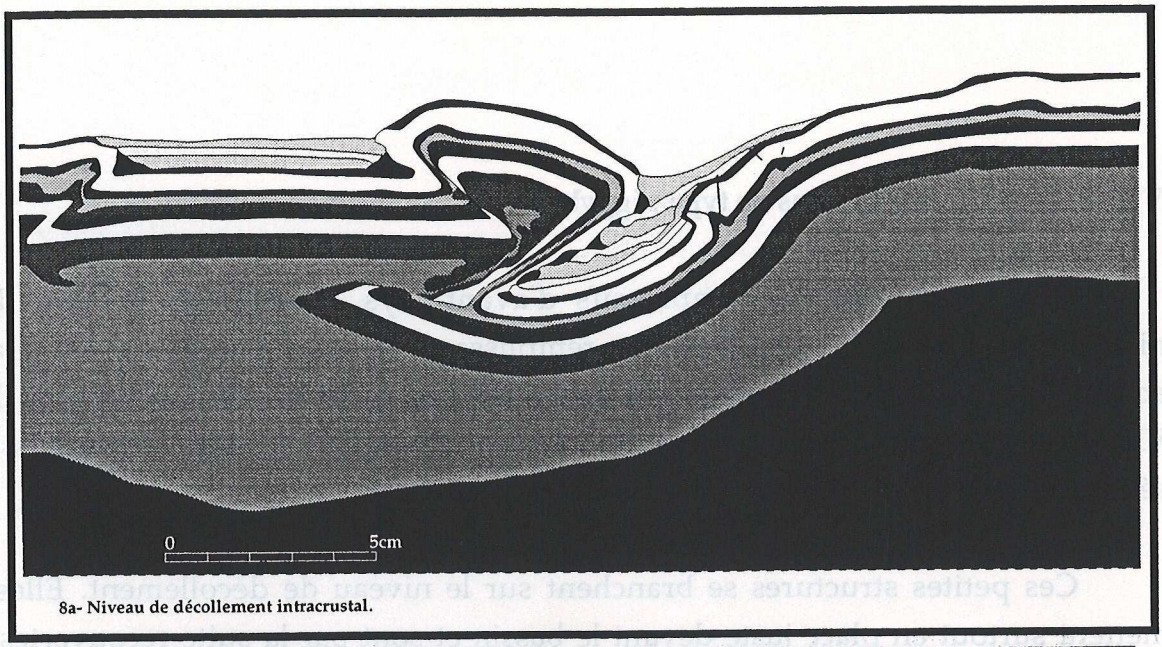
VIII-5 Les bassins de type piggyback

Il s'agit de bassins compressifs d'avant-pays, transportés le long d'un niveau de décollement pendant leur remplissage. Ils sont limités par un grand accident qui traverse la croûte et qui est décalé par le niveau de décollement (Fig. VIII-8). Dans ces bassins, on rencontre des accidents qui traversent le remplissage sédimentaire générant des chevauchements et des plis.

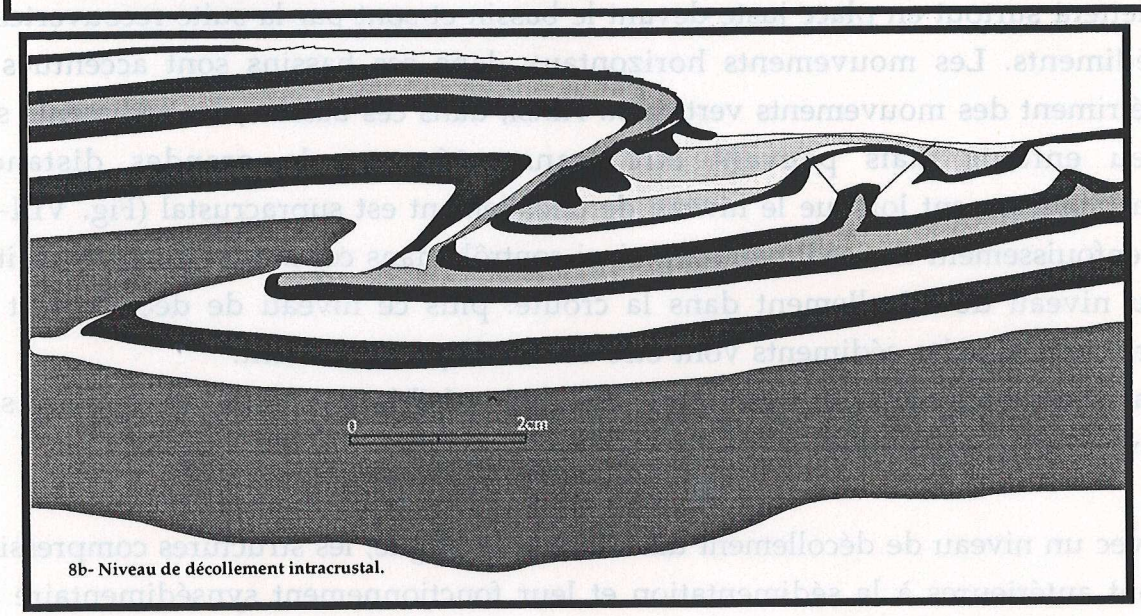
Ces petites structures se branchent sur le niveau de décollement. Elles se mettent surtout en place juste devant le bassin et sont par la suite recouvertes de sédiments. Les mouvements horizontaux dans ces bassins sont accentués au détriment des mouvements verticaux. Ainsi, dans ces bassins, les sédiments sont peu enfouis mais peuvent être transportés sur de grandes distances, particulièrement lorsque le niveau de décollement est supracrustal (Fig. VIII-8c). L'enfouissement des sédiments est ainsi contrôlé dans ces modèles par la position du niveau de décollement dans la croûte: plus ce niveau de décollement est profond, plus les sédiments vont être entraînés profondément.
La subsidence dans ces bassins est alors plus faible que dans les modèles sans niveau de décollement.

Avec un niveau de décollement dans la croûte fragile, les structures compressives sont antérieures à la sédimentation et leur fonctionnement synsédimentaire qui existe, paraît rapidement bloqué (voir Fig. VIII-8a et 8b). Pour le niveau de décollement apporté dès la mise en place du bassin, les éléments tectoniques sont synsédimentaires (voir Fig. VIII-8c). Toutefois, dans les deux cas, les éléments tectoniques fonctionnent (au moins partiellement) pendant la sédimentation. Mais, cette dernière finit par les rendre inactifs d'où la présence de structures aveugles.

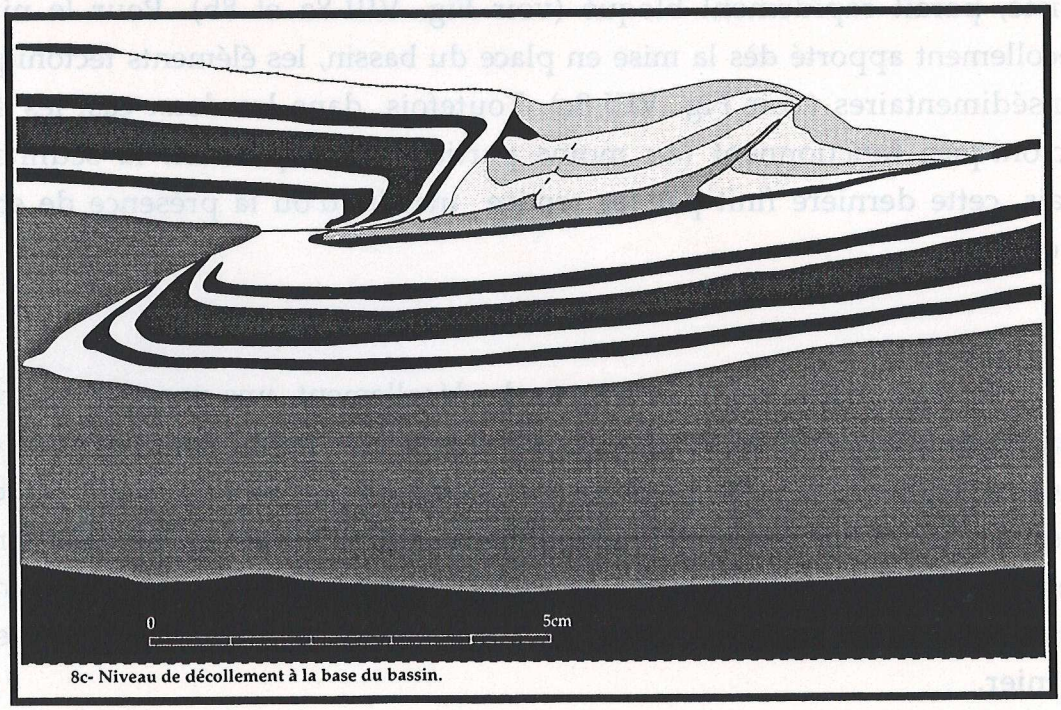
En conclusion, grâce au niveau de décollement, une propagation conforme des chevauchements peut générer de nombreux petits bassins dont les plus anciens chevauchent les plus récents (piggyback). Sinon, ce sont d'énormes bassins d'avant-pays ou même triangulaires qui sont mis en place et structurés. Les niveaux de décollement vont alors assurer une distribution de la déformation, non seulement dans le bassin en évolution mais aussi au-delà de ce dernier.



8a- Niveau de décollement intracrustal.



8b- Niveau de décollement intracrustal.



8c- Niveau de décollement à la base du bassin.

Fig. VIII-8 Quelques structures compressives de type "Piggyback".

VIII-6 Quelques structures complexes

Des bassins complexes ont aussi été développés au cours de nos expérimentations. Ce sont des structures simples lors de leur mise en place et qui finissent par s'entremêler.

Ainsi, les bassins triangulaires se retrouvent très souvent enterrés à l'issue de leur évolution. Le second chevauchement, continuant son évolution au dessus de la zone suturée, peut alors générer un bassin d'avant-pays (Fig. VIII-9). Ce dernier est très peu subsident, s'il se localise quasiment à l'aplomb de la structure enfouie.

Il peut aussi tout simplement s'agir d'une superposition de bassins d'avant-pays qui en surface donne l'impression d'un bassin unique (Fig. VIII-10). Dans ce modèle, la présence d'une surcharge (pour tester l'influence des hétérogénéités préexistantes dans le développement des structures compressives) en surface a facilité la concentration de la déformation autour d'un espace réduit.

VIII-7 Conclusion

D'une manière générale, parmi les bassins compressifs, ceux d'avant-pays constituent l'élément fondamental autour duquel semblent s'organiser pratiquement tous les autres bassins. Ainsi, mis en place sur un niveau de décollement, ils sont structurés et transportés grâce à ce dernier. C'est pratiquement aussi les bassins d'avant-pays qui, pris entre deux chevauchements de vergence opposée vont devenir triangulaires et se retrouver alors coincés au sein de la zone orogénique.
L'évolution de tous ces bassins compressifs ne peut pas échapper à l'influence des conditions rhéologiques, d'irrégularités diverses... Cette évolution peut aboutir à des structures complexes dont certaines, dans la nature, échappent peut être encore à notre connaissance.

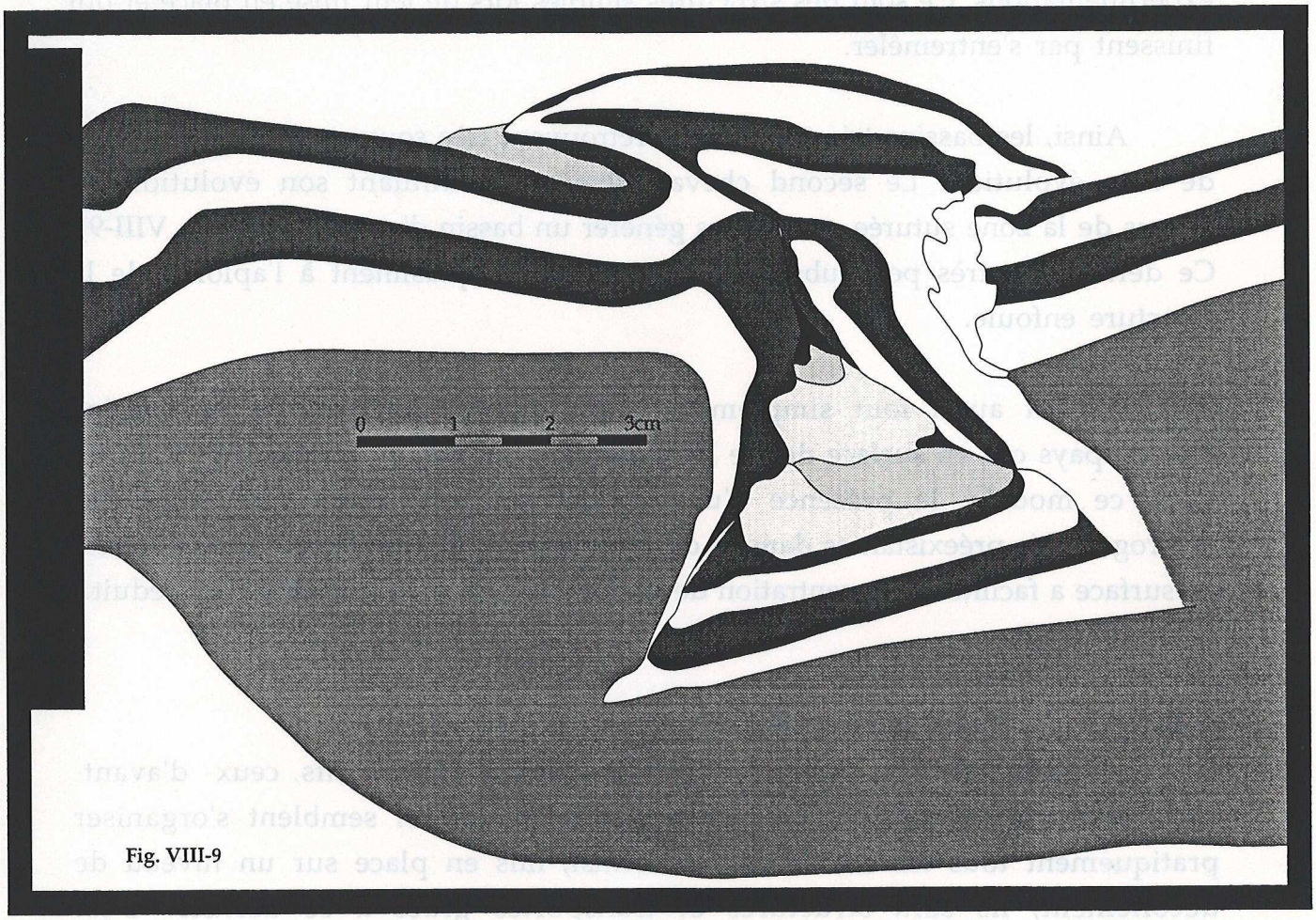


Fig. VIII-9 Structure complexe.

Association entre un bassin triangulaire et un bassin d'avant-pays. Le second bassin en action suture le bassin triangulaire. Ce dernier est alors enfoui. Le second chevauchement poursuivant son action peut alors engendrer au-dessus de la structure précédente, un bassin d'avant-pays très peu subsident.

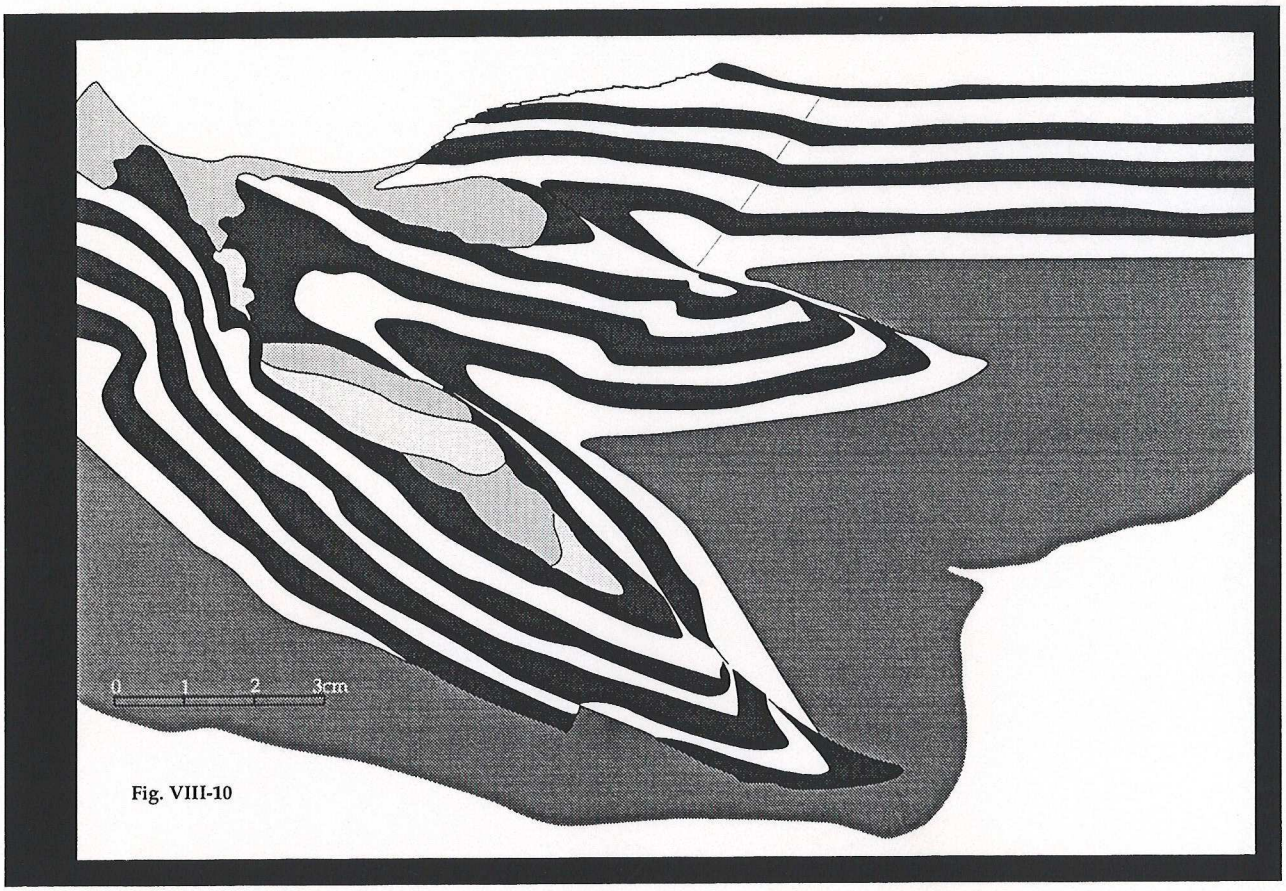


Fig. VIII-10 Structure complexe:

Association des bassins d'avant-pays. Dans ce modèle, la présence d'une surcharge en surface a facilité la concentration de la déformation autour d'une même zone où il y a superposition des bassins d'avant-pays. Il y a essentiellement une superposition des croûtes fragiles qui assurent l'épaississement. Les parties ductiles crustales ou plus profondes peuvent se trouver tout simplement pincées dans ces superpositions.

B-LES EXEMPLES NATURELS

B-LES EXEMPLES NATURELS

IVè. partie. Structures chevauchantes et bassins compressifs dans la nature

Les bassins compressifs que nous étudions ici sont localisés sur des lithosphères continentales. Ce sont des structures visibles en surface, bien développées mais peu déformées. Principalement, ce sont des bassins cénozoïques que nous pouvons rencontrer en Asie centrale, dans les Alpes, dans les Andes, dans les Rocheuses (Rockies)...
Les relations de ces bassins avec les chevauchements, la sédimentation, l'érosion, l'isostasie et la flexuration sont alors moins perturbées que dans des systèmes plus anciens.

CHAPITRE IX

Les bassins néotectoniques de la Djoungarie, du Tarim et les environs orientaux du Tien-Shan et du massif Mongol Altaï: cartes structurales cénozoïques

IX-1 Période pré-néotectonique

IX-1-1 Asie centrale : généralités régionales

IX-2 Tectonique cénozoïque: description structurale et interprétation

IX-2-1 Introduction

IX 2-2 Principaux éléments de la région d'étude

IX 2-2-1 La structuration

a- Structures du Tien Shan (à l'Ouest de la Chine)

b- Structuration du bassin de Tarim

1°)- les dépressions

2°)- La principale zone de relief:

• Le Tarim et les failles

c- Structuration du bassin de la Djoungarie

IX-2-2-2 Erosion et sédimentation dans la région d'étude

a- But

b- Les données et le principe de la méthode

c- Résultats

d- Quelques Problèmes

IX-2-2-3 Les bassins du NW chinois: comparaison avec les modèles analogiques

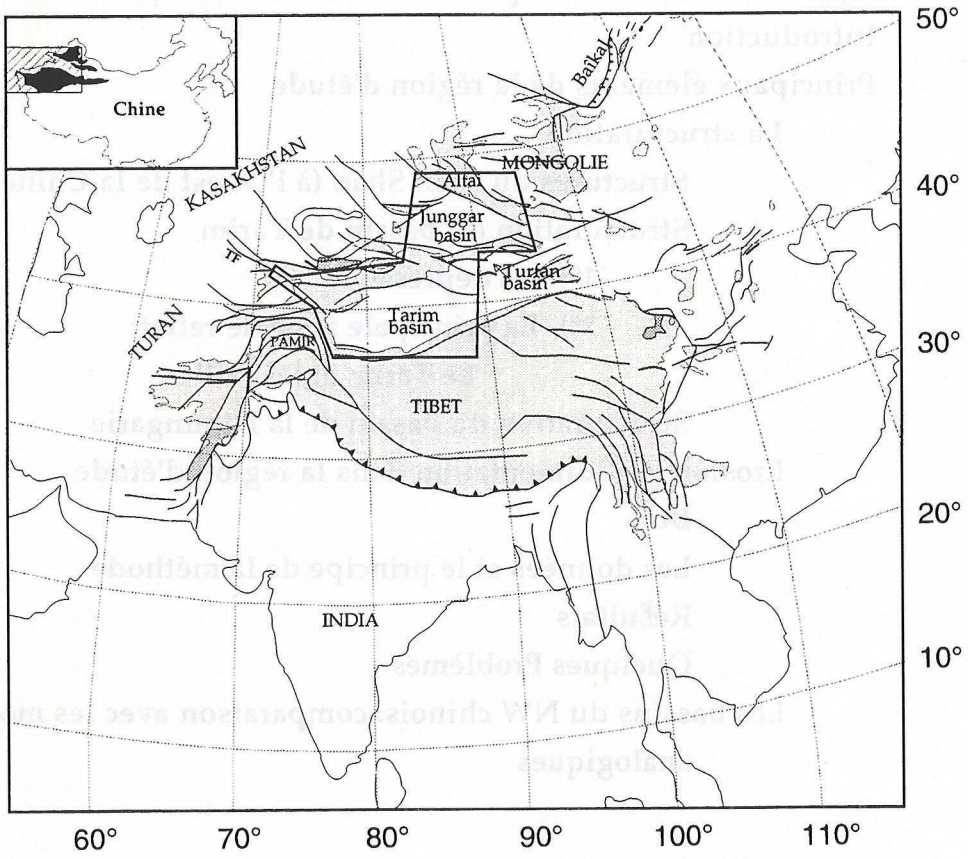


Fig. IX-1 Principales structures de la déformation cénozoïque en Asie centrale (d'après Cobbold & Davy, 1988).
Les différents reliefs (en gris), encadrent les principaux bassins compressifs que nous allons étudier. La principale direction de compression dans cette région est NNE avec à l'est, des traces d'une extension de direction globalement perpendiculaire à celle de la compression.

CHAPITRE IX

Les bassins néotectoniques de la Djoungarie, du Tarim et les environs orientaux du Tien-Shan et du massif Mongol Altaï: cartes structurales cénozoïques

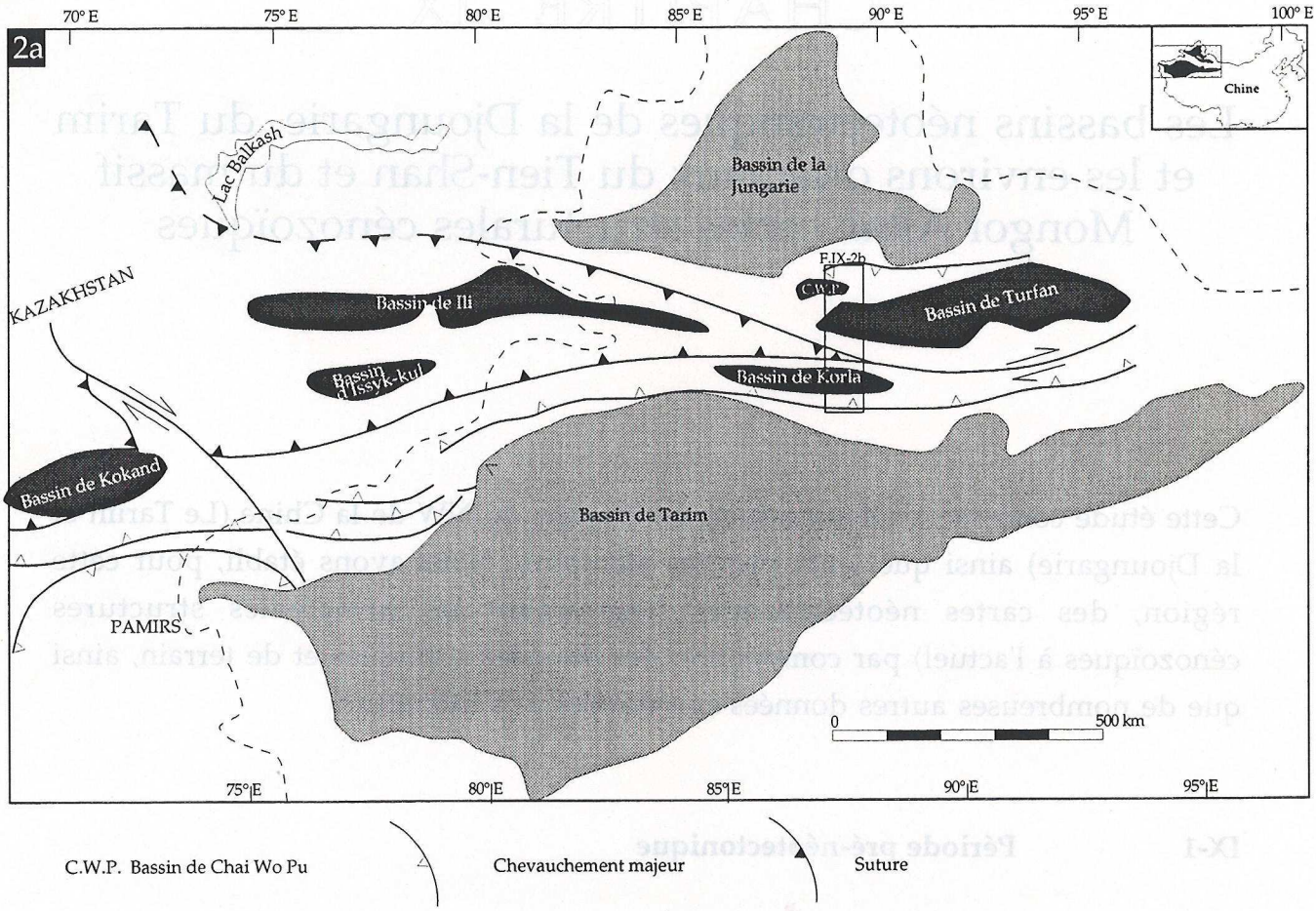
Cette étude concerne les deux principaux bassins du NW de la Chine (Le Tarim et la Djoungarie) ainsi que leurs proches alentours. Nous avons établi, pour cette région, des cartes néotectoniques (regroupant les principales structures cénozoïques à l'actuel) par compilation des données sismiques et de terrain, ainsi que de nombreuses autres données empruntées à la littérature.

IX-1 Période pré-néotectonique

IX-1-1 Asie centrale : généralités régionales

L'Asie Centrale représente un véritable répertoire de structures tectoniques où coexistent des structures accommodant des mouvements verticaux (failles normales et inverses) ou horizontaux (failles décrochantes) (Fig IX-1). En effet, l'épaississement crustal lié au raccourcissement et le déplacement de bloc le long de grands décrochements ont été reconnus comme les deux principaux mécanismes accommodant la déformation cénozoïque (Molnar & Tapponnier, 1975). Un troisième mécanisme non moins négligeable est aussi décrit dans plusieurs régions d'Asie Centrale et contribue aussi à l'accommodation de la déformation: c'est la rotation des blocs (Cobbold & Davy, 1988; England & Molnar, 1990; Thomas et al., 1993). De nombreuses structures, actives actuellement (générées par ces mécanismes), sont contrôlées par celles liées à l'histoire ancienne de la région.

Dans la Paléo-Asie correspondant au continent existant à la fin du Paléozoïque (Mattauer, 1986), règne une tectonique compressive au cours de



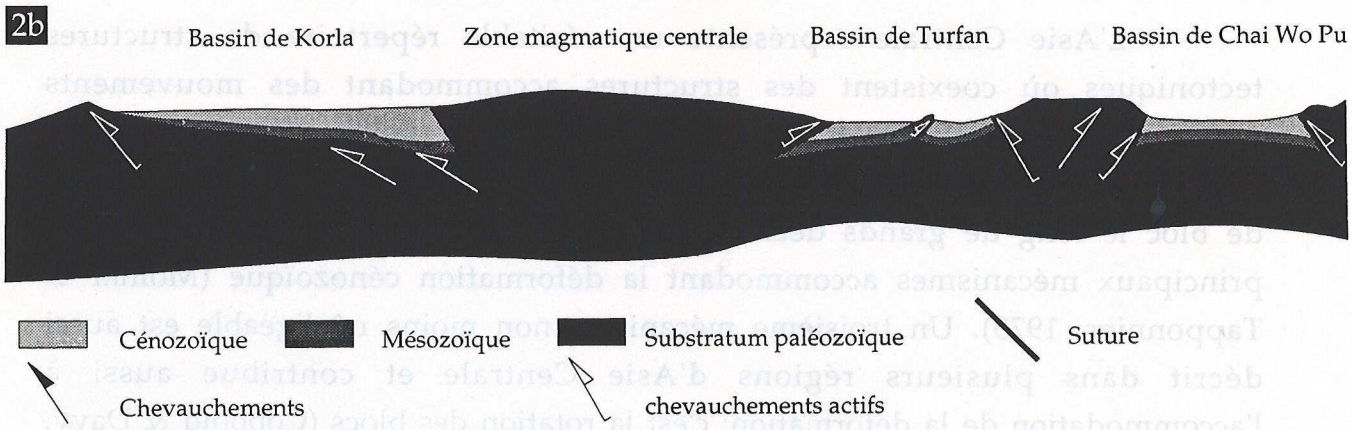


Fig. IX-2 Principaux bassins et sutures du NE du Tien Shan .
(Modifié d'après Watson et al., 1987; Allen et al., 1990; Allen et Windley, 1993).

Dans cette région d'Asie centrale, on distingue deux principales sutures (**2a et 2b**) ainsi que deux grands bassins (**-2a**) qui sont très généralement décrits comme de type avant-pays. Mais on distingue aussi de nombreuses autres structures flexurales intrachaînes (**-2a**).

laquelle de nombreux micro-continents s'associent entre eux. Cette histoire d'accrétion de micro-continents s'est effectuée du Paléozoïque au Tertiaire (Zonenshain et al., 1990). Au Permien, les boucliers sibérien et kasakhstan, d'histoire tectonique essentiellement paléozoïque (Zonenshain et al., 1990; Sengör et al., 1993), sont assemblés au craton européen (Kramov, 1981; Zhao et al., 1990), ainsi qu'aux blocs du Tarim, de la Djoungarie, de l'Hindou Kouch et de Turan (Boulin, 1988; Li, 1990). Sur la bordure sud de la plate-forme asiatique, à l'exception de l'Inde, les différents blocs constituant l'Asie Centrale et Orientale se sont progressivement accrétés entre le Trias et le Crétacé inférieur (Enkin et al. 1992; Chen, 1992). Quant à l'ensemble Mongolie - Chine du Nord - Chine du Sud - Indochine - Shan Taï, il s'est accrété à la bordure sud-sibérienne à l'issue de la fermeture de l'océan Monghol-Okhotsk (Enkin et al., 1992), alors que dans le Tibet, l'Afghanistan et le Pakistan, l'accrétion s'effectue à la bordure sud-asiatique à la faveur de la fermeture de la Paléotethys au Jurassique inférieur, puis de la Tethys (Tapponnier et al. 1981; Sengör, 1987; Boulin, 1988, 1990). Cette histoire d'accrétion en Asie Centrale est alors marquée par la disparition de domaines océaniques générant de nombreuses sutures.

Ainsi, en Chine de l'Ouest par exemple, deux sutures (Fig. IX-2) marquent l'accrétion d'arcs insulaires autour de l'ancêtre du Tien Shan actuel (Windley et al. 1990). Les collisions paléozoïques aboutissent à une plate-forme à la fin du cycle hercynien. L'histoire anté-cénozoïque (paléozoïque et mésozoïque) va aussi connaître d'autres manifestations. Dans cette région, on note des évidences d'une phase d'extension d'âge Paléozoïque inférieur, suivie d'une période de subsidence peut-être thermique, autour du Permien supérieur (Allen et al. 1991; Khain et al. 1991). Ainsi, les bassins de la Djoungarie, de Turfan... semblent correspondre au Permien supérieur à des pull-aparts senestres (Allen et Sengör, 1993). Du magmatisme intrusif et extrusif qui serait d'âge Permien supérieur est aussi rencontré dans la région du NW du Tarim (Allen et al. 1991). Cette période permienne correspondrait ainsi à la plus importante phase d'extension dans la région. Elle a été interrompue par la remobilisation des failles inverses paléozoïques pendant les collisions mésozoïques qui entraînent des sutures dans la chaîne du Kunlun (Dewey et al. 1988) et dans l'Altyn Tagh (Molnar et al. 1987; Allen et al. 1991).

La transition entre les collisions paléozoïques et l'orogène cénozoïque en Asie Centrale (Tien Shan et bassins voisins en particulier) est mal connue.Toutefois, de nombreux bassins flexuraux ont été influencés dans leur

génèse et dans leur évolution par une histoire paléozoïque et mésozoïque (Hendrix et al. 1992).

IX-2 Tectonique cénozoïque: description structurale et interprétation

IX-2-1 Introduction

Cadre cénozoïque

C'est donc une plaque eurasiatique suturée, préstructurée qui, il y a environ 45 Ma environ, va venir heurter la plaque indienne rigide (Tapponnier & Molnar, 1976; England & Mckenzie, 1982; Dewey et al., 1989; Yaolin & Yuanguing, 1993). Les effets de cette collision se propagent progressivement dès l'Eocène vers le nord du continent asiatique et sont plus intenses à partir du Miocène. Les différentes pulsations tectoniques peuvent être suivies à travers la vitesse de sédimentation qui (Amano & Taira, 1992), elle même, est aussi influencée par des facteurs climatiques.

Distribution de la déformation cénozoïque

Cette zone de déformation cénozoïque correspond à un triangle (Cobbold & Davy, 1988) dont la base est délimitée par la chaîne himalayenne et qui a pour extrémités: le Pamir au SW, le Baïkal au Nord et la Chine du Sud-Ouest à l'Est (voir Fig. IX-1). Malgré une large répartition des structures depuis la collision, on note, du point de vue de l'intensité et de l'importance, que la déformation se propage progressivement vers le Nord. L'épaississement résultant suit la même distribution: alors qu'il se fait dans l'Himalaya et le Tibet à l'Oligocène et au Miocène (Harrison et al.,1992), l'épaississement n'est effectif dans le Tien Shan et l'Ataï qu'à partir du Miocène moyen (Mattauer, 1986; Avouac et al., 1993). Ainsi, le cœur du raccourcissement crustal depuis la surrection significative dans le Haut Himalaya a migré vers le Nord à travers le plateau tibetain de près de 50 à 200 km pendant les quelques derniers millions d'années (Molnar et al., 1987; Copeland & Harrison, 1990).

Les structures générées

Les structures générées par la collision intracontinentale correspondent à différents styles tectoniques et semblent utiliser prioritairement des zones de faiblesse préexistantes.

Les structures les plus répandues restent les chevauchements qui vont accommoder une partie importante de la convergence, avec des superpositions entraînant un épaississement crustal et même lithosphérique. Ainsi, avec les sutures, les chevauchements majeurs délimitent du Sud au Nord, une alternance de reliefs séparés par des bassins compressifs intramontagneux et autres. En dépit de l'importance des structures préexistantes dans la localisation des principales structures chevauchantes cénozoïques (Windley et al., 1990), nous pensons que certaines de ces structures pourraient aussi provenir du flambage (voir aussi Martinod, 1991). Toutefois, comme nous l'avons vu dans nos modèles (Chap. VI), il est possible que, d'après leur importance (nombre et ancrage dans le substratum), les structures préexistantes aient absorbé une partie importante du flambage lors des premières phases de la collision il y a 45 Ma.

Vers le Nord, de grands alignements obliques (NE-SW ou NW-SE) vont assurer le déplacement de blocs hors des zones de collision, leur évitant ainsi raccourcissement et épaississement (McKenzie, 1972; Molnar & Tapponnier, 1975; Tapponnier & al. 1986; Armijo & al. 1989). Des blocs crustaux sont ainsi expulsés vers l'Est grâce au bord libre (mer et subduction) mais aussi au mouvement de l'Inde vers le NE au début de la collision (Klootwijk & al., 1985). Ces structures décrochantes atténuent l'importance de la convergence intracontinentale vers le Nord (Dewey & al., 1989; Yeats & Lillie, 1991). Cobbold et Davy (1988) estiment un rapport extrusion/épaississement compris entre 1/3 et 2/5 à travers la modélisation.

Dans la partie orientale de la Chine, on trouve de nombreuses failles normales. On en trouve également sur certains hauts plateaux tels que le sud du Tibet... (Armijo & al. 1986).

La carte des structures et du substratum cénozoïques réalisés dans ce travail présente essentiellement des plis, des chevauchements et des décrochements, qui structurent les chaînes et les bassins compressifs du NW chinois, assurant ainsi l'épaississement et l'extrusion. Nous nous intéressons particulièrement à la partie NW chinoise du Tien Shan et aux bassins de la Djoungarie, du Tarim et de Turfan (voir Fig. IX-1)

IX 2-2 Principaux éléments de la région d'étude

IX 2-2-1 La structuration

a- Structures du Tien Shan (à l'Ouest de la Chine)

Au Cénozoïque, les principaux éléments que nous avons compilé dans cette région sont illustrés dans la figure IX-3 et sont obtenus à partir des lignes sismiques des cartes géologiques dont nous disposons ainsi que des connaissances de terrain du Pr. E. Sadibakasov... Il s'agit essentiellement de structures compressives représentées majoritairement par des chevauchements. Comme la chaîne elle-même, ces accidents s'étendent d'Est en Ouest et s'associent aux plissements pour accommoder l'essentiel de la convergence résultant de la collision Inde-Asie. Ceci engendre l'épaississement de la chaîne avec des points d'altitude avoisinant les 8 km (par rapport au niveau de la mer).

De nombreux bassins, dans la partie NW chinoise (Illi, Korla, Turfan...), et dans la partie ex-sovietique (Issyk-Kul, Naryn...) du Tien Shan (voir Fig. IX-2), sont coincés entre des chevauchements de vergences généralement opposées. Ils sont intramontagneux et étroits, avec un remplissage cénozoïque important (Khain et al., 1991; Cobbold et al., 1993; Cobbold et al., 1993). L'évolution possible de ces bassins conduirait à leur disparition sous le substratum chevauchant comme le suggère les modèles analogiques (voir fig. VIII-7d).

Les structures décrochantes sont moins nombreuses. Toutefois, signalons le décrochement dextre de Talass-Fergana, formé en contexte transpressif.
La chaîne du Tien Shan constitue enfin une des limites des principaux bassins d'avant-pays de la province chinoise de Xiajiang (Tarim et Djoungarie).

b- Structuration du bassin de Tarim

Le bassin du Tarim constitue une vaste dépression intracontinentale. D'une surface totale d'environ 560000 km^2, c'est la plus grande dépression fermée du monde (Nishidai et al. 1990). Entourée par des accidents et de nombreuses chaînes (le Tien Shan au Nord, le Kunlum à l'Ouest et au Sud, et l'Altun au Sud-Est), sa tectonique est polyphasée et à l'origine de nombreux sous-bassins (Zaiyi & al.,,.....; MeyerHoff et al., 1976; Lee, 1985; ...).
Sur la carte que nous avons réalisée, les principales structures qui en ressortent sont divisées en dépressions et reliefs (Fig IX-4).

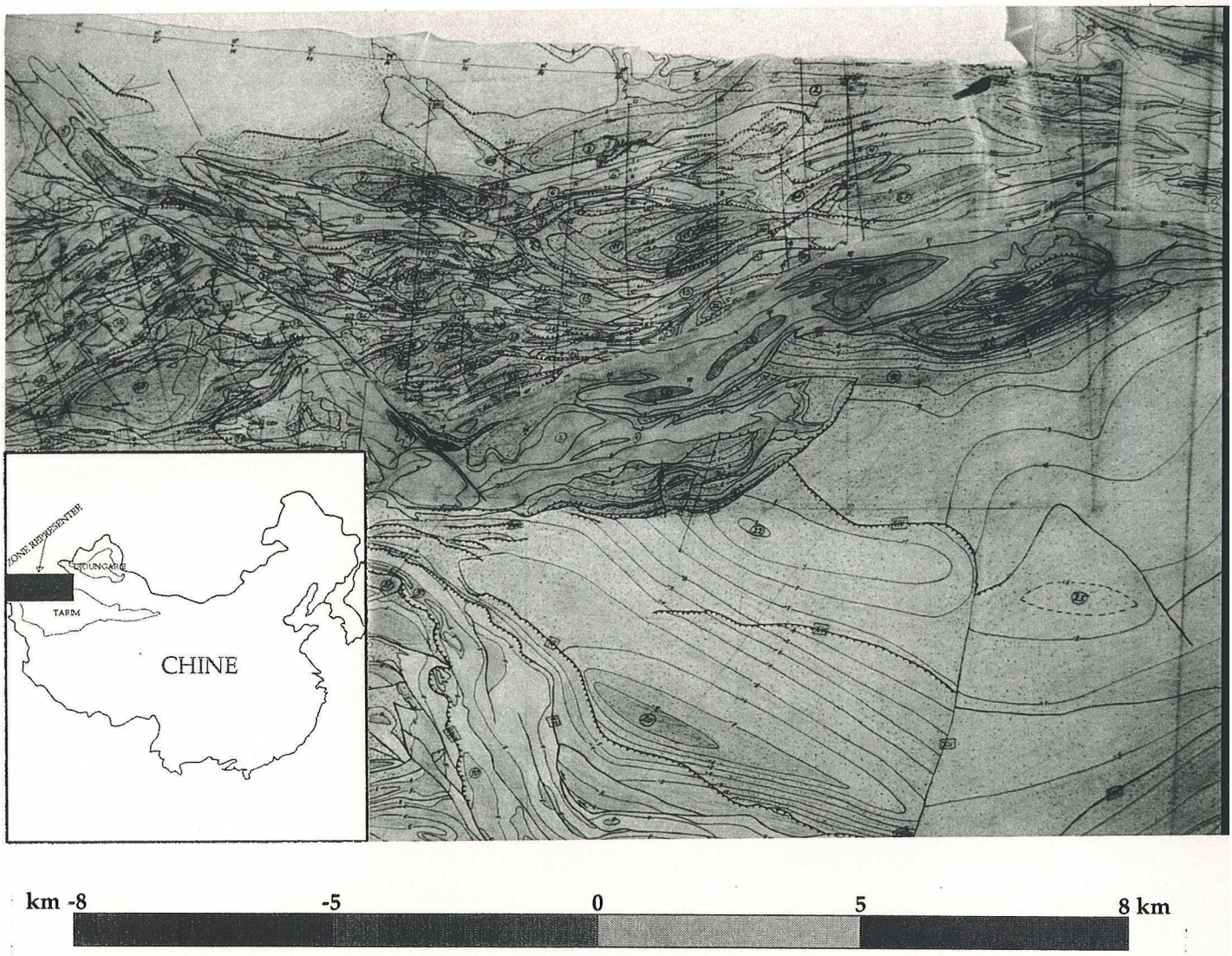
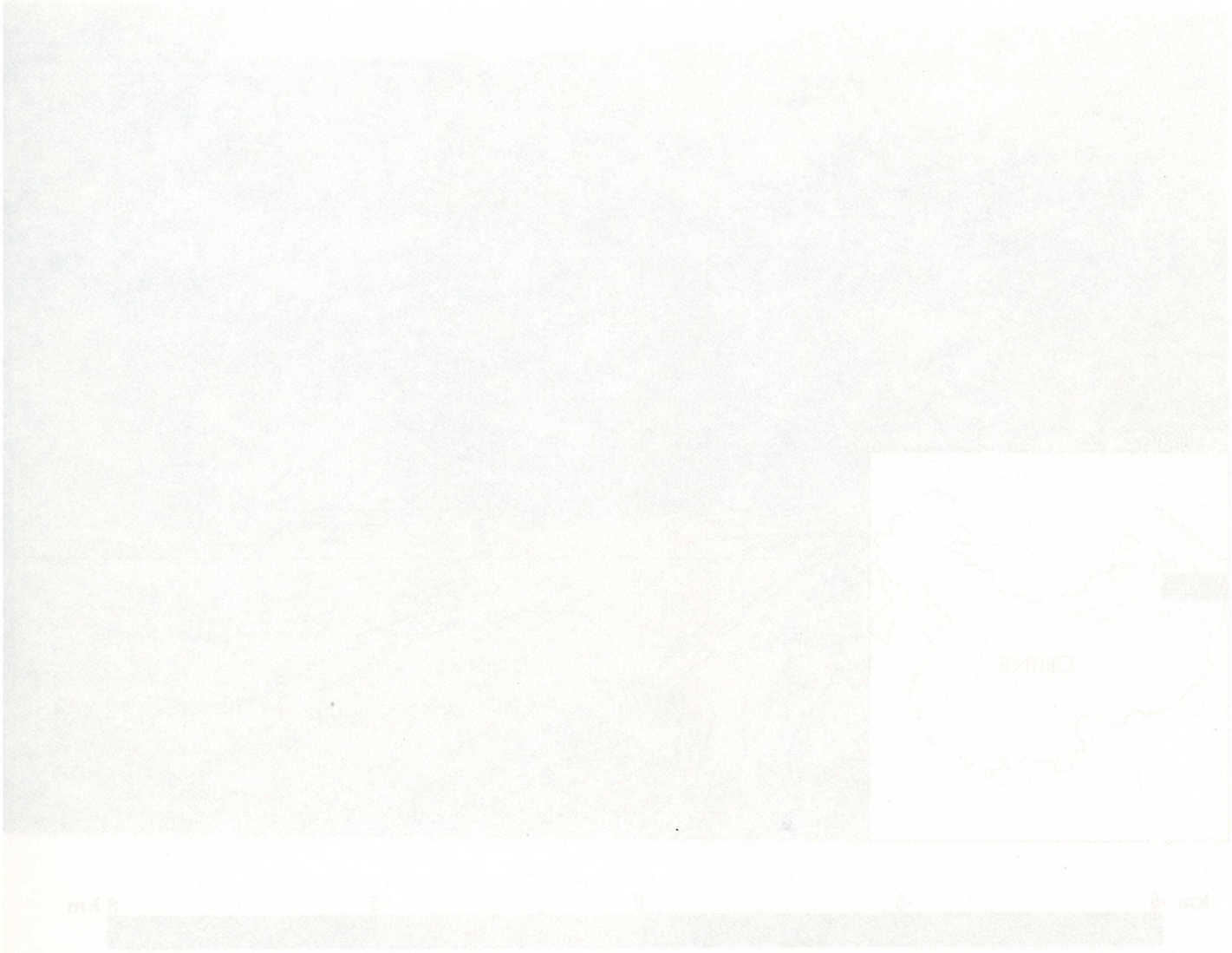
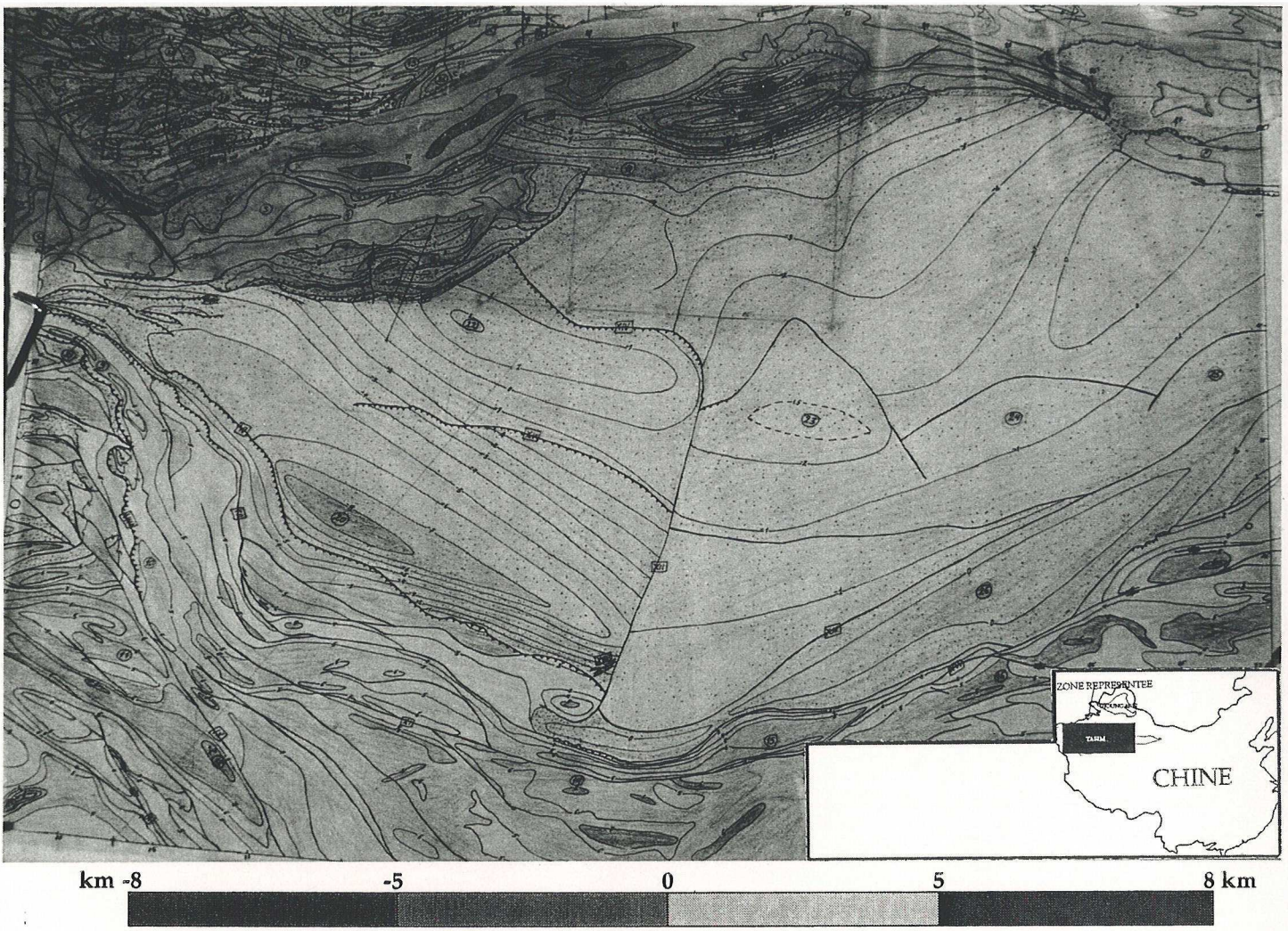


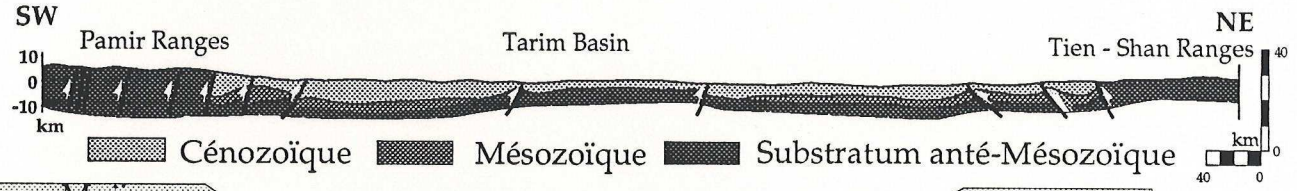
Fig. IX-3 Compilation des principales structures néotectoniques de la partie orientale du Tien shan abordé dans cette étude.

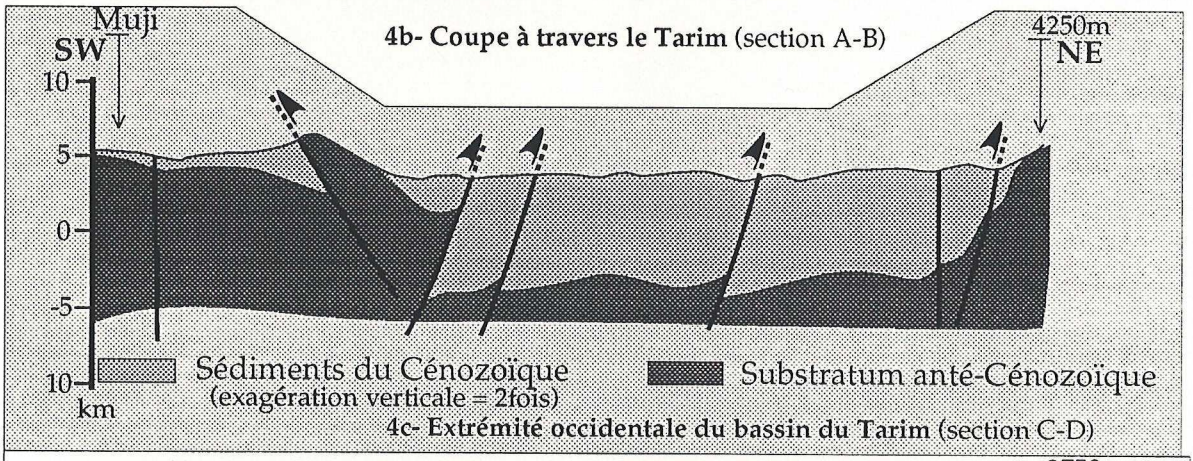
Il s'agit des structures ayant déformées au moins les formations cénozoïques. Dans cette région orogénique, on distingue surtout des chevauchements. Toutefois, on note aussi la présence des décrochements qui accommodent surtout les extrusions de blocs. La base du Cénozoïque dans cette région affleure jusqu'à des altitudes depassant les 7 km. On a aussi des dépressions d'altitude correspondante, où se localisent des bassins compressifs intramontagneux.



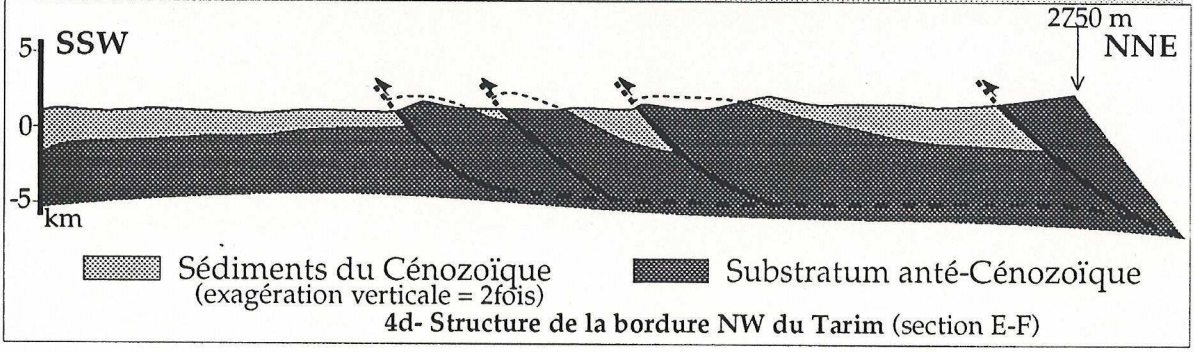


4a- Carte des structures dans le Tarim et topographie de la base du Cénozoïque





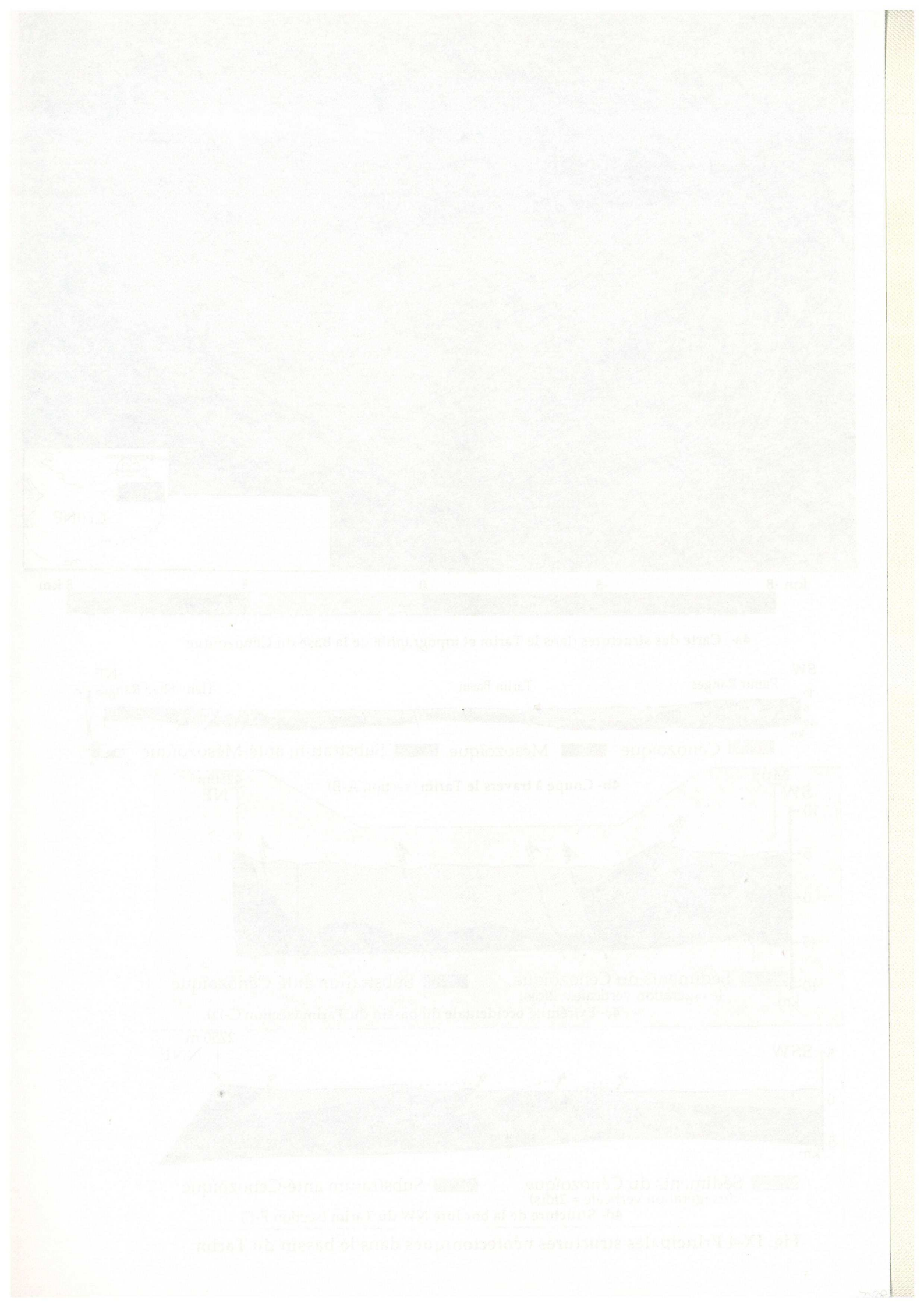
4b- Coupe à travers le Tarim (section A-B)



4c- Extrémité occidentale du bassin du Tarim (section C-D)

4d- Structure de la bordure NW du Tarim (section E-F)

Fig. IX-4 Principales structures néotectoniques dans le bassin du Tarim



1°)- les dépressions

Deux principales dépressions peuvent être distinguées:
- la dépression du SW dans la région de Yecheng,
- puis, celle du NE dans la région de Baicheng reprise par des chevauchements.
Ces deux dépressions constituent les principaux dépocentres du Tarim. La base du Tertiaire descend jusqu'à 8 km au SE alors qu'elle se trouve autour de 5 km dans le NE.

2°)- La principale zone de relief:

Entre ces deux dépressions et dans la partie centrale du Tarim, on distingue la zone de relief central (central uplift). Vers l'Ouest, ce relief central est orienté NW (Buchu uplift) et à l'Est, il est orienté NNE (Eastern uplift). C'est une structure anticlinale qui à l'Ouest est faillée le long de son versant nord.

• Le Tarim et les failles

La partie occidentale du Tarim qui s'étend pratiquement jusqu'au deux dépocentres est très structurée. On y distingue essentiellement de nombreux chevauchements qui représentent des failles de front de chaîne (Tien Shan au NW et Kunlun Shan au SW). Quelques décrochements coupent ces structures chevauchantes. Le décrochement dextre de Talass-Fergana s'arrête au nord de ces différents chevauchements. Dans l'extrémité occidentale du Tarim, des chevauchements de vergence nord affectent le remplissage cénozoïque: ces chevauchements ont des pendages plus raides (Fig. IX-4c). En revanche, à la bordure NW, les chevauchements ont une vergence sud et limitent le bassin. Ils engendrent de nombreux anticlinaux de rampe (Fig. IX-4d).
Cette région fortement comprimée est comme le reste du Tarim, très drainée par de nombreux cours d'eaux dont certains sont intermittents.

A l'Est d'une diagonale passant par les extrémités orientales des deux dépocentres, on note également la présence de quelques chevauchements. Mais, on y rencontre essentiellement de grandes structures décrochantes telles que:

-le décrochement senestre de l'Altyn Tagh le long de la marge SE du bassin,
-au Nord-Est, une association de décrochements et de chevauchements qui séparent le Tarim du relief de Kuruktag. Le substratum cénozoïque dans cette partie orientale est relativement peu profond. Le bassin même en son sein est

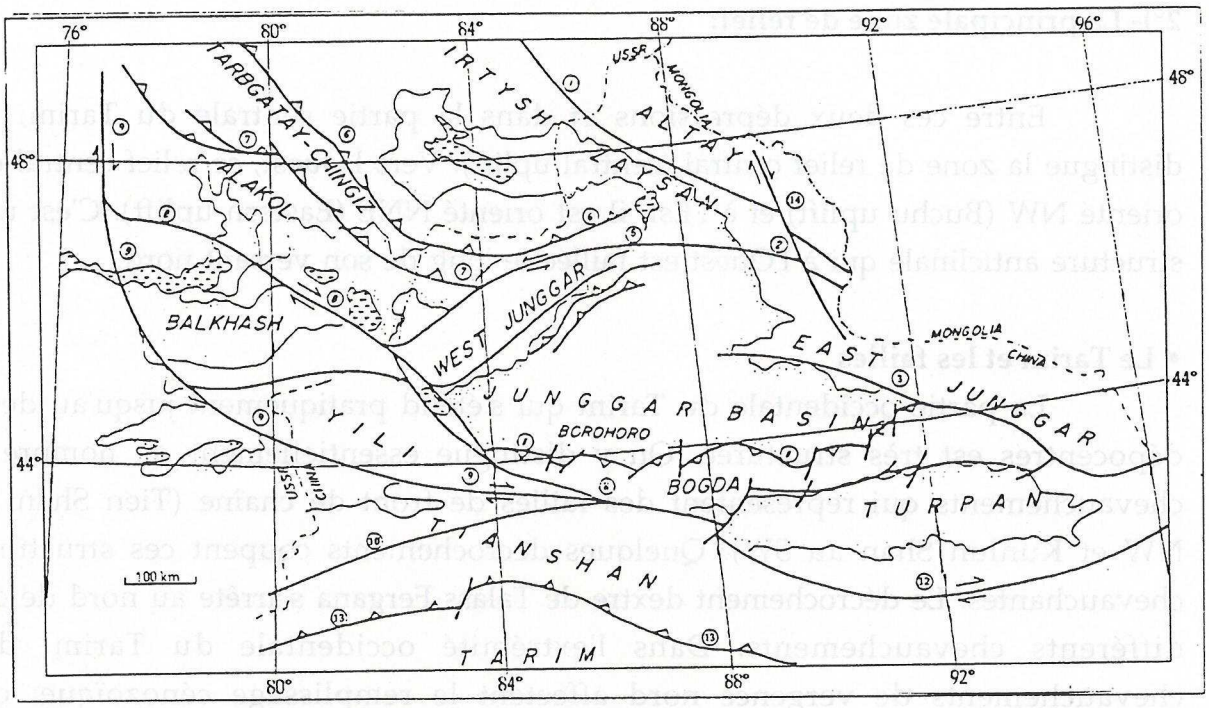


Fig. IX-5 Structures générales autour de la région du bassin de la Jungarie.
(d'après Feng et al., 1988)

On note la présence de nombreux chevauchements ainsi que d'autres accidents qui limitent différents domaines: 1, Irtysh; 2, Almanti; 3, Karamaili; 4, Darbut; 5, Saur; 6, Chingiz-Tarabgatay; 7, Chingiz-Balkhash; 8, Alakol; 9, Central Kazakstan; 10, Khariktau-Bogda; 11, Borohoro-Bogda; 12, East Tianshan; 13, North Tarim; 14, Kotokay-Ertai. Des bassins compressifs sont également présents dans la région.

affecté par des structures chevauchantes et décrochantes. Quelques failles normales peuvent également être rencontrées.

Les dépressions, les reliefs, ainsi que toutes les failles (chevauchements et décrochements) constituent les principaux traits caractéristiques du Tarim. Ils lui assurent une morphologie générale étirée suivant un axe SW-NE.

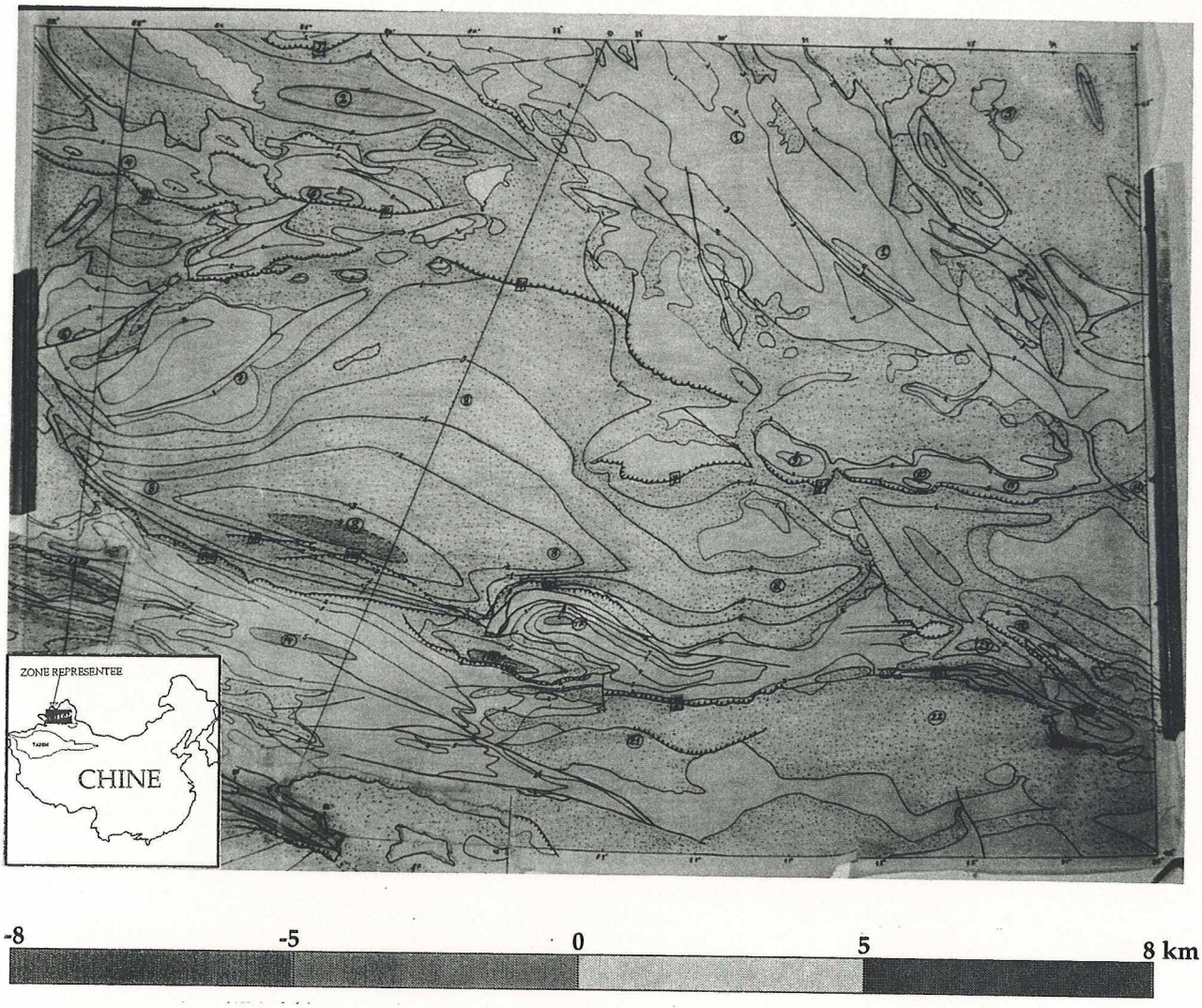
c- Structuration du bassin de la Djoungarie

Le bassin de la Djoungarie a une structure relativement simple, caractérisée par des chevauchements E-W, essentiellement le long de la bordure méridionale ainsi qu'au NW. Ces structures compressives sont liées aux reliefs du Tien Shan et de Bogda Shan au Sud puis à la chaîne de Mongol Altay (Fig IX-5).

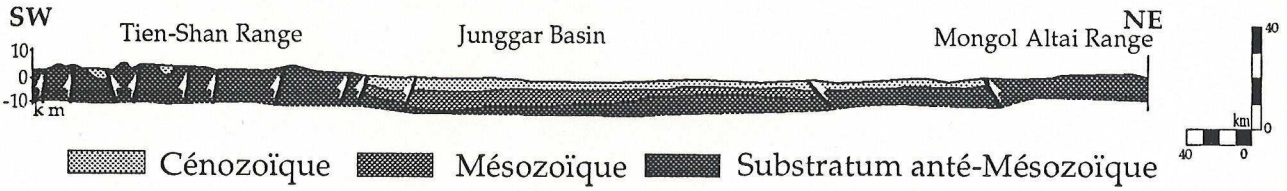
Les structures obliques de direction NE-SW à l'Ouest et NW-SE à l'Est limitent latéralement le bassin et lui confèrent ainsi une géométrie triangulaire. Plusieurs de ces structures semblent hérités de grabens permiens (Allen & Sengör 1993). La Djoungarie est caractérisée par un dépocentre décalé au Sud sous les chevauchements à vergence nord. Son substratum est ainsi de moins en moins profond vers le Nord (Fig IX-6).

IX-2-2-2 Erosion et sédimentation dans la région d'étude

Les mouvements néotectoniques d'une manière générale ont généré de nombreux reliefs compensés par des dépressions de même altitude. Ces dépressions, pendant leur mise en place (collision Inde-Asie), vont subir de la sédimentation. Cette dernière va connaître à la fin du Miocène des taux élevés suggérant une accélération de la déformation à cette période (Allen & al. 1991).
Toutefois, dès le Mésozoïque, le Tien Shan approvisionne déjà (au moins) le Tarim et la Jungarie en apport sédimentaire (Hendrix & al. 1992).
Sur la carte tectonique que nous avons réalisée, nous avons uniquement reporté l'altitude de la base du Tertiaire. Cet horizon (avec l'aide de O. Dauteuil) a été digitalisé. (Fig. IX-7). Les images ainsi obtenues ont subi alors des traitements numériques.



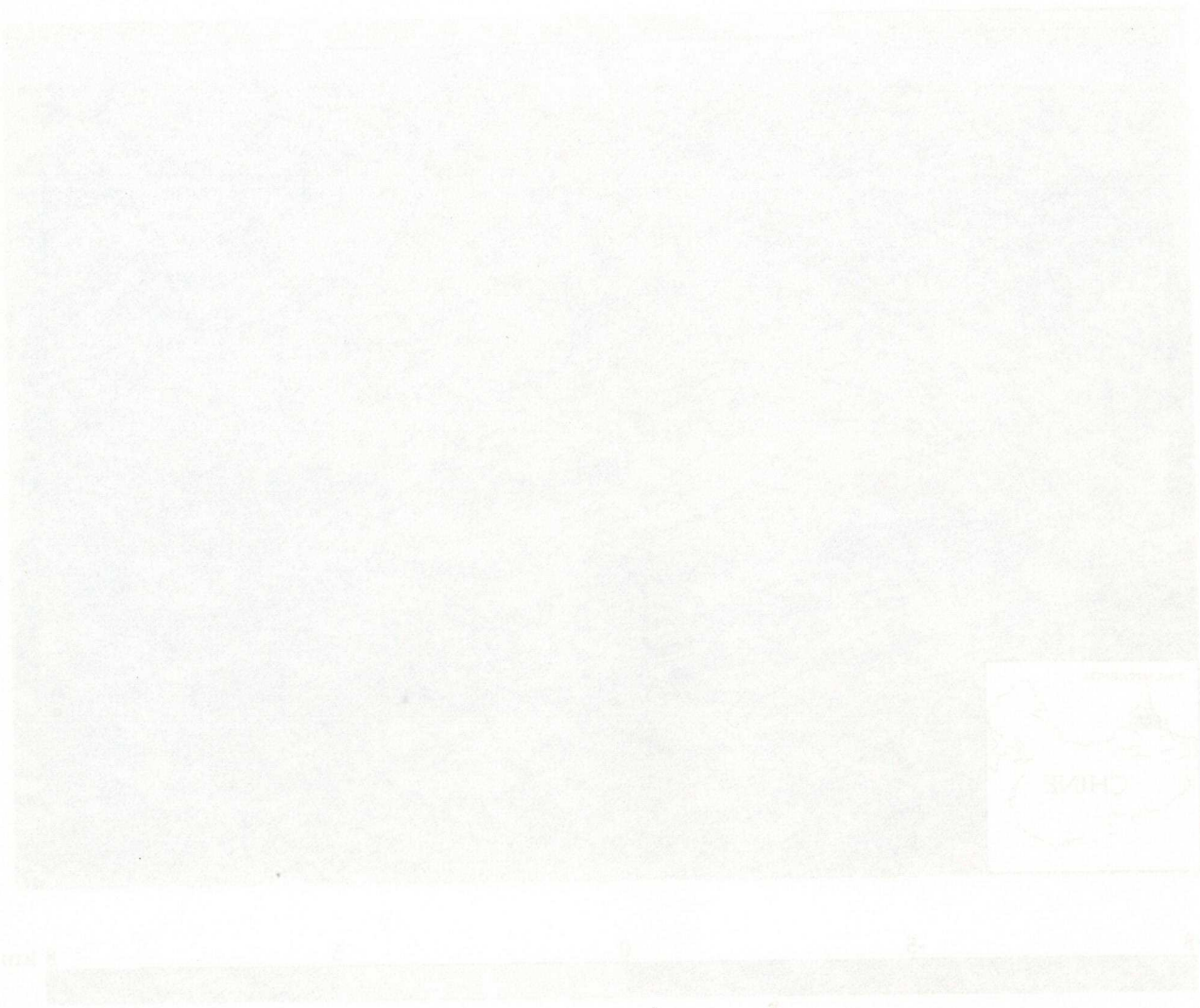
6a- Carte des structures et topographie de la base du Cénozoïque



6b- Coupe à travers la Jungarie

Fig. IX-6 Principales structures néotectoniques de la Jungarie.

La Jungarie se trouve au nord de la région d'étude et se caractérise par une déformation relativement moins importante. Les principaux éléments tectoniques limitent le bassin au Sud et correspondent essentiellement à des chevauchements. De même, la gamme d'altitude de la base du Cénozoïque est peu importante: comprise entre 5 km dans les reliefs et environ -5 km au niveau du depocentre du bassin.



a- But

Pour dresser un bilan sédimentation/érosion depuis la fin du Mésozoïque, on peut comparer les variations relatives d'altitude entre la base du Cénozoïque (GEOL.) et la topographie actuelle (TOPO). Ainsi la différence entre les deux niveaux permet de localiser les lieux d'érosion et de dépots. Dans cette étude, il a été choisi de soustraire l'altitude de la topographie à celle de la base du Cénozoïque (voir Fig. IX-8). Une valeur positive à cette différence traduit une érosion et une valeur négative un dépot. Cette méthode traduit aussi le bilan des mouvements verticaux finis depuis le Cénozoïque.

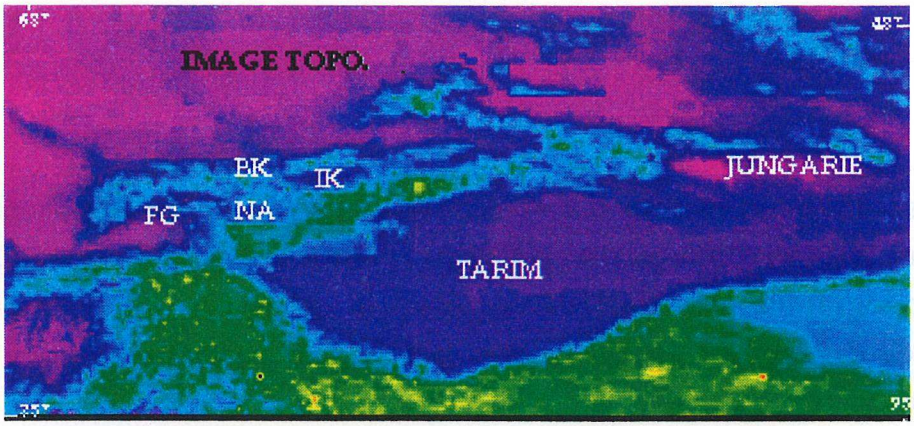
b- Les données et le principe de la méthode

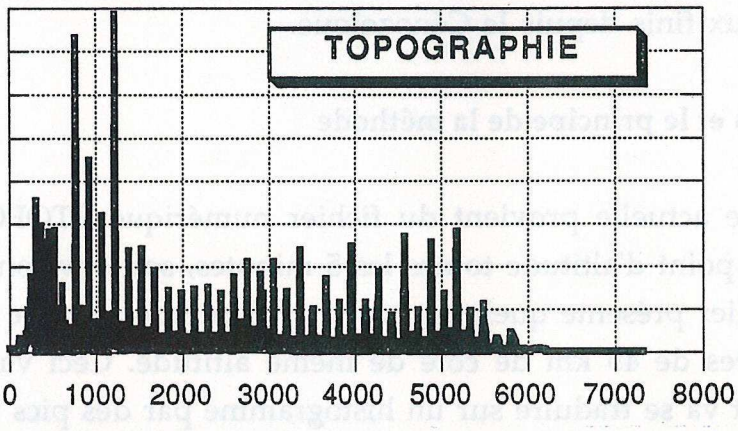
La topographie actuelle provient du fichier numérique ETOPO5 (Smith, 1993) qui fournit un point d'altitude toutes les 5 minutes, soit environ tous les 9 km (Fig. 7a). Ce fichier présente quelques artéfacts d'interpolation se traduisant par des plages carrées de 45 km de coté de même altitude. Ceci va perturber localement le bilan et va se traduire sur un histogramme par des pics isolés (Fig. 7a).

La carte d'altitudes de la base du Cénozoïque a été réalisée à partir de lignes sismiques et de cartes géologiques à différentes échelles. Sur cette carte, les principaux accidents tectoniques ont aussi été reportés. Cette carte a été digitalisée à un pas de 10 minutes (18 km) puis les données ont été interpolées pour obtenir une grille avec un pas de 5 minutes(Fig. 7b) afin d'obtenir une échelle identique à celle du fichier de la topographie.

Compte tenu du pas d'échantillonnage, un point tous les 9 km, cette étude n'est valable qu'au premier ordre. En effet, beaucoup de simplifications ont été faites, comme le lissage, voire l'élimination des vallées étroites et profondes de l'Asie centrale (Fig. IX-8) qui sont le siège d'une érosion intense. On peut estimer que globalement cette méthode sous-estime l'érosion par rapport à la sédimentation.

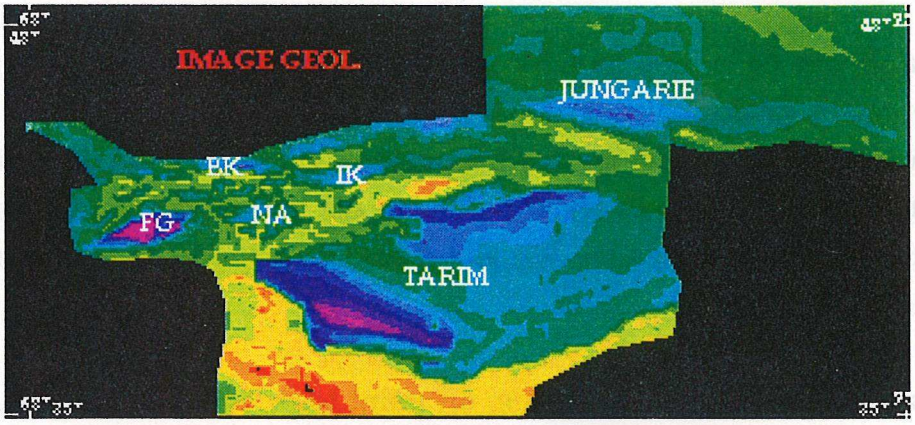
Les deux fichiers ont été recalés pour pouvoir les superposer point à point. On peut estimer que ce recalage a été fait à deux pixels près, ce qui est suffisant compte tenu des données disponibles. Le calcul a été fait en soustrayant simplement les valeurs des fichiers point par point. La figure IX-9 montre le résultat de ce bilan. Deux images illustrent ce calcul: la figure IX-9a indique les

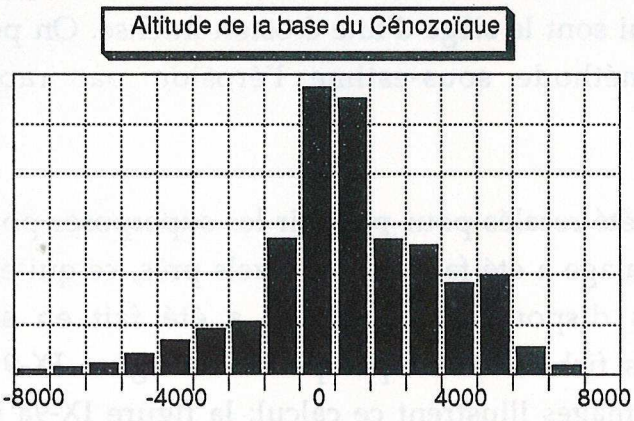




7a- Image TOPO. et son histogramme.

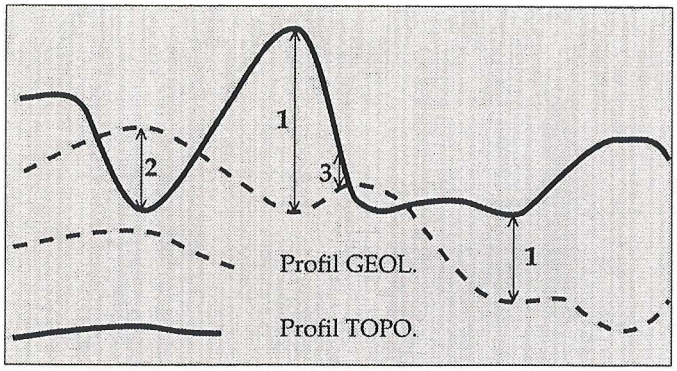
Cette image est extraite du fichier mondial des altitudes (ETOPO5). elle est exactement découpée aux aux dimensions de l'image GEOL. ci-dessous. L'histogramme de cette image ne présente que des valeurs positives.





7b - Image des altitudes de la base du Cénozoïque. Les données proviennent de lignes sismiques et de cartes géologiques (Cobbold,1993). La grille a été réalisée de manière à obtenir au moins une valeur d'altitude sur une surface de 9 km x 9km. Les couleurs rouge - orangées correspondent à des altitudes fortes et les couleurs bleu-violettes à des altitudes faibles.

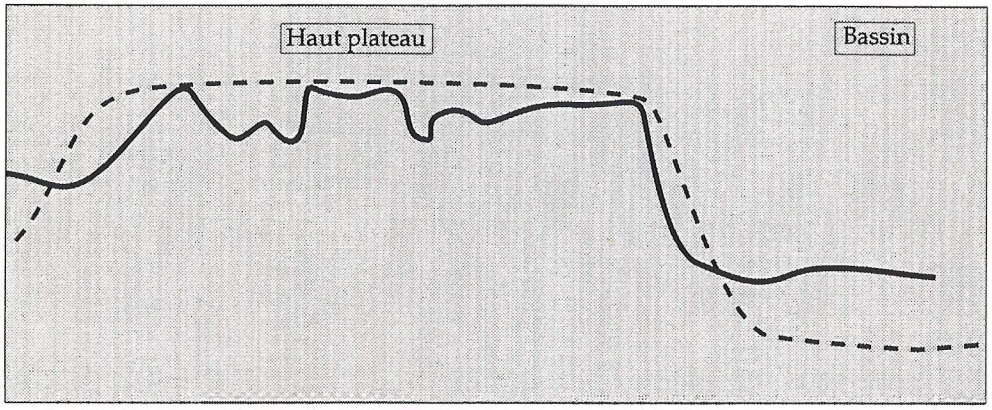
Fig. IX-7 Images ou fichiers graphiques utilisés dans l'estimation de l'érosion et la sédimentation.



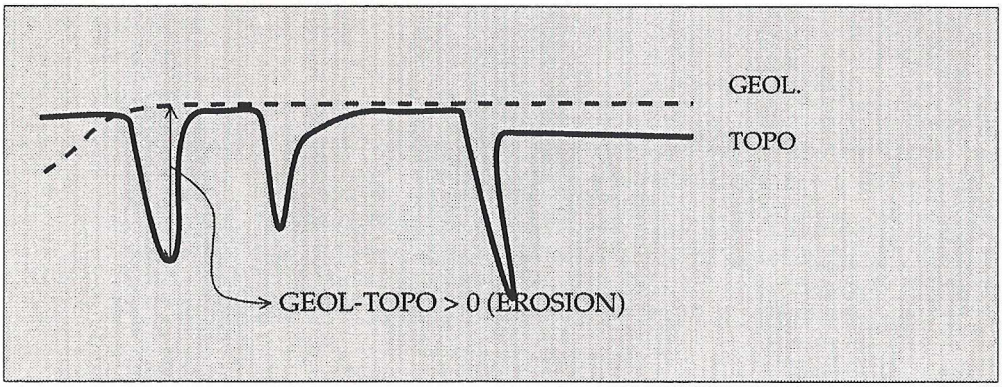
GEOL - TOPO < 0 = Sédimentation ①

GEOL - TOPO > 0 = Erosion ②

8a- Opération régissant le bilan de matériau.



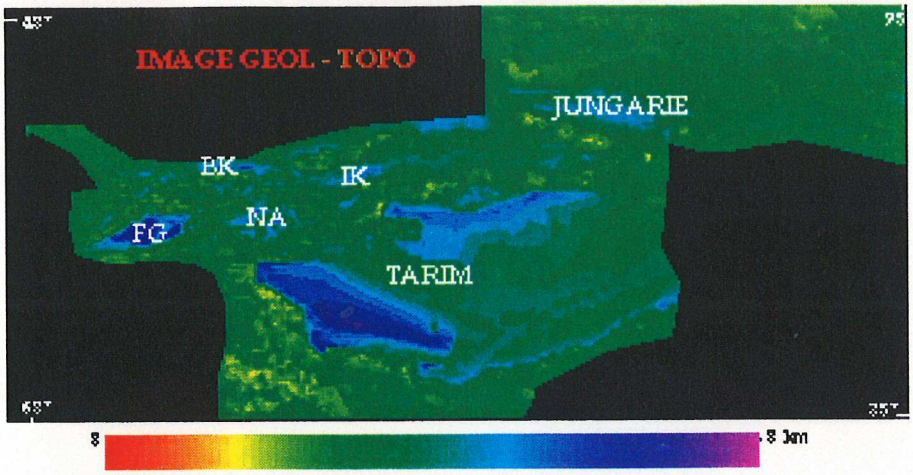
8b- Erosion et sédimentation sur haut plateau.

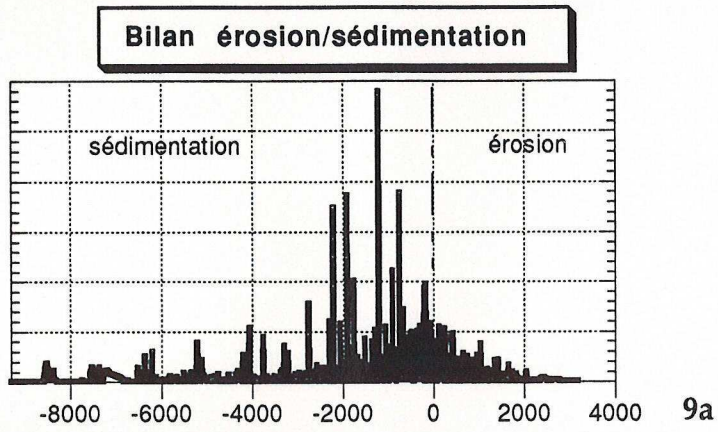


8c- Problème des vallées encaissées.

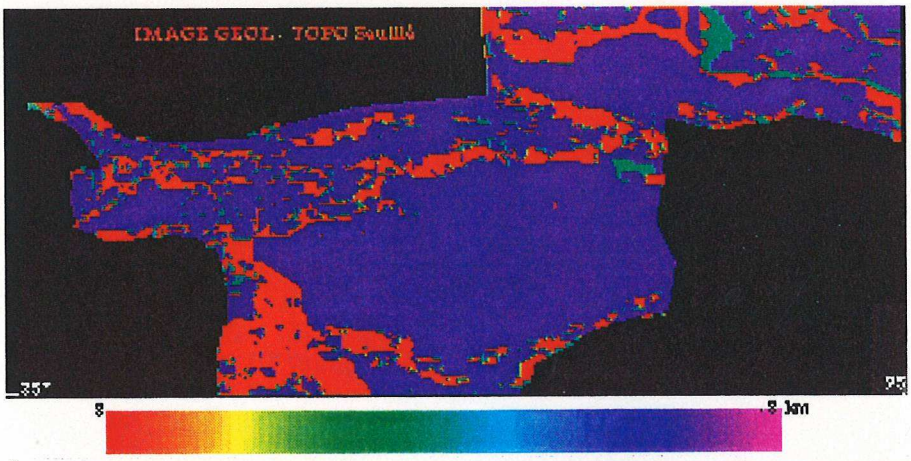
Fig. IX-8 Les opérations effectuées et approximations imposées par l'utilisation des fichiers GEOL. ET TOPO.

En regardant la différence d'altitude entre la topographie actuelle et la base du Cénozoïque, on peut essayer d'estimer le bilan de déplacement de matériau (**8a**). Cette opération, compte tenu du pas d'échantillonnage, du relief accidenté, va imposer un certain nombre d'approximations qui, d'une manière générale aboutissent à une sous-estimation de l'érosion. C'est le cas des vallées encaissées (érodées) que l'on rencontre en Asie centrale et qui peuvent échapper à l'échantillonnage(**8b** et **8c**). De plus, dans l'opération ci-dessus (**8a**), une valeur intermédaire comme ③ correspond bien à une sédimentation. Mais, elle ne permet pas de savoir s'il y a quand même eu érosion, quand, et ceci quel que soit le seuil choisi.





9a



9b

	erosion	sédimentation	total
minimum	0 m	-9524m	-9524 m
maximum	3647 m	3647 m	-1 m
total	4037391 m	-34328211 m	-30290820 m
nombres de points	6769	20538	27307
moyenne	596.4 m	-1671.4 m	-1109.3 m

9c

Fig.IX-9 Bilan Erosion/Sédimentation depuis le Cénozoïque. Ce calcul a été réalisé en soustrayant l'altitude de la base de Cénozoïque à l'altitude de la topographie actuelle. Les valeurs positives représentent une érosion et les valeurs négatives une sédimentation.

9a- Image du bilan: les couleurs bleu-violettes correspondent à des valeurs négatives et les couleurs rouge-jaunes à des valeurs positives. L'histogramme montre de fortes valeurs autour de 0 avec un bilan en équilibre entre -2000 en +2000. Par contre d'un point de vue global le bilan est plutôt favorable à la sédimentation.

9b- Image de bilan seuillée pour mettre en évidence la position des valeurs positives (érosion) et négatives (sédimentation).

9c- Bilan quantitatif des épaisseurs érodées ou déposées dans la zone étudiée.

valeurs vraies du calcul avec une gamme de couleurs qui couvrent les altitudes de -9524 m (sédimentation) à 3647 m (érosion); la figure IX-9b indiquent en deux couleurs les valeurs positives et négatives.
Cette représentation permet de localiser les zones d'érosion et de sédimentation, alors que la représentation précédente permet une comparaison relative de l'intensité de ces deux processus.

c- Résultats

Le bilan montre une répartition inégale de l'érosion et de la sédimentation qui est très fortement corrélée aux grandes unités géologiques de la zone d'étude. La répartition volumique et spatiale de l'érosion par rapport à celle de la sédimentation est favorable à la sédimentation, c'est-à-dire que le volume déposé est supérieur, d'environ deux ordres de grandeur, au volume érodé: la zone étudiée est donc globalement une zone de concentration du matériel depuis le Cénozoïque (fig IX-9b et 9c). Cet excès de matériau dans les différents bassins de la région est important et d'origine externe. Ainsi, par rapport au nombre de points (Fig. IX-9c), nous avons en moyenne 1671,4m de sédiments. Seuls, 596,4m de sédiments sont fournis par l'érosion des reliefs à l'entour. On a ainsi, plus de mille mètres d'apports d'origine externe à la région considérée.

Ceci nous paraît raisonnable car, on note en Asie Centrale de nombreux reliefs (sources potentielles de sédiments), mais aussi un réseau hydrographique susceptible d'assurer le transport de ces sédiments. Toutefois, on peut supposer qu'une meilleure délimitation des régions d'étude (par exemple un bassin avec juste le ou les reliefs les plus proches) diminuerait les valeurs ci-dessus obtenues et qui ne sont qu'indicatives.

D'une manière générale, les différents systèmes en Asie centrale, en particulier ceux associés aux grands bassins tels Tarim, Djoungarie..., entretiennent des échanges plus ou moins importants avec les alentours et constituent ainsi des systèmes globalement ouverts.

d- Quelques problèmes

Au cours de cette estimation, des problèmes peuvent se poser. **(3)** (voir Fig. X-8a), est une valeur de sédimentation proche de zéro qui ne nous indique pas s'il y a quand même eu érosion. Il se pose donc le problème d'une valeur seuil à partir de laquelle on est certain d'une érosion ou d'une sédimentation. Ce

problème n'est pas très déterminant car, comme nous le verrons (Chap X), en Asie centrale, l'essentiel de l'érosion est très active en bordure des grands reliefs, alors qu'au-delà (Haut Plateau) topo et géol restent pratiquement équivalents (voir Fig. IX- 8b).

L'utilisation du point de rencontre entre topo et géol reste donc une assez bonne valeur du seuil entre l'érosion et la sédimentation. Elle sous-estime malgré tout la valeur de l'érosion.

De même, dans l'échantillonnage qui nous a permis une comparaison entre topographie mondiale (topo) et topographie au Cénozoïque (géol), il est évident que, le pixel valant 9 km, des vallées encaissées ne seront pas échantillonnées (voir Fig. IX-8c). L'érosion d'une manière générale reste alors sous-estimée dans le bilan général.

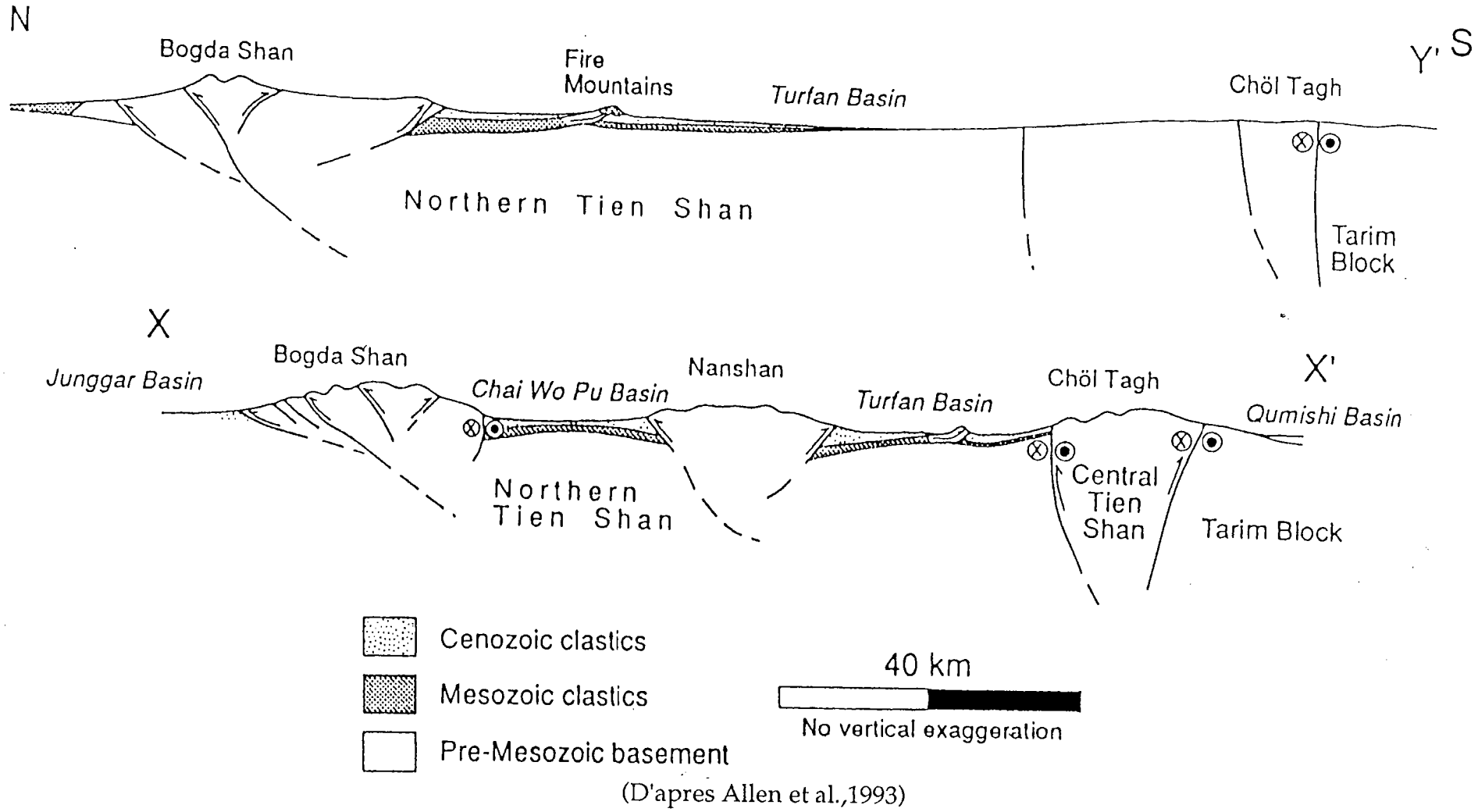
IX-2-2-3 Les bassins du NW chinois: comparaison avec les modèles analogiques

De nombreuses structures obtenues au cours de la modélisation analogique et qui peuvent être comparées aux bassins du NW chinois nous aident à mieux cerner le style de déformation dans ces bassins.

Les trois principaux bassins dans cette région sont la Djoungarie, le Tarim et le Turfan. Les principales structures néotectoniques dans ces bassins sont influencées par d'anciennes directions structurales. Ces bassins au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque représentent des bassins d'avant-pays (Allen et al., 1991; Hendrix et al., 1992; Allen et al., 1993). Mais, ce style avant-pays reste surtout caractéristique aujourd'hui de la Djoungarie et éventuellement du Turfan.

Comme nous l'avons vu dans nos modèles (au Chapitre VIII), il y a dans ces deux bassins d'avant-pays, une distribution asymétrique des sédiments. Ces sédiments s'associent aux chevauchements limitrophes de la bordure la plus active (voir Fig. VIII-2). Les bassins sont quasiment dépourvus de structures internes. Tout ceci caractérise particulièrement le bassin de la Djoungarie (voir Fig. IX-6b).

Le bassin de Turfan, bien qu'intramontagneux, présente les mêmes caractéristiques que celui de la Djoungarie, particulièrement le long de sa bordure septentrionale (Fig. IX-10a). En fait, il s'agit d'un bassin d'avant-pays



(D'apres Allen et al.,1993)

Fig. IX-10 Principales caractéristiques et évolution des bassins intramontagneux: cas des bassins de Turfan et deChai Wo Pu.
Le bassin de Turfan, à travers la section dans sa partie centrale, montre un caractère nettement d'avant pays (10a). Il est asymétrique et son dépocentre au Nord est limité par des structures frontales de la chaîne Bogda Shan. Mais au Sud, des structures bien que décrochantes, ont des composantes chevauchantes de vergence opposée. Une telle évolution va tendre alors à enterrer progressivement les bassins entre les chaînes qui les entourent (10b: extrémité occidentale du Turfan et bassin de Chai Wo Pu).

intramontagneux. Limité au Nord par des chevauchements de vergence sud et, au Sud par des systèmes décrochevauchants. Ce bassin est traversé en son centre par un système de chevauchements localisé le long de la chaîne de montagnes de Fire (Allen et al., 1993). Ce bassin se trouve ainsi coincé entre plusieurs chaînes de montagne. Avec des chevauchements de vergence opposée et convergente, l'évolution des bassins intramontagneux, comme nous l'avons vu dans nos modèles analogiques, est beaucoup plus portée vers un enfouissement au fur et à mesure que le rétrochevauchement devient de plus en plus localisant.
Ainsi, avec l'existence au Sud du bassin de Turfan, d'un système décrochant à composante chevauchante (vers le Nord), ce bassin, de façon beaucoup plus lente (à cause des décrochements), ne peut donc que tendre vers une telle évolution, tant que la région reste active.

Quant au Tarim, par rapport au modèles analogiques, il est globalement caractérisé par l'existence de deux "synclinaux" séparés par un "anticlinal" central. Ceci correspondrait alors à un bassin limité par deux accidents éloignés d'une distance supérieure à la longueur d'onde du flambage généré initialement (voir Fig. VIII- 5). Cette évolution dans nos modèles est facilitée par l'existence d'instabilités de type flambage, ou même par des irrégularités préexistantes. Or le Tarim semble correspondre à une microplaque distincte, disparaissant progressivement par subduction sous les boucliers siberiens et tibetains et, sous les chaînes du Tien Shan et du Karakorum (Mayerhof & Willum, 1976; Lee, 1985; Feng & al., 1989; Nishidai & Berry, 1990; Allen et al., 1991; Hendrix et al., 1992). Ceci ne change pas grand chose à la structure du bassin: la microplaque se structure tout simplement d'abord aux limites, avec en son centre, liée à la sollicitation s'exerçant sur ce microcontinent, une zone positive centrale.
C'est d'ailleurs avec un modèle analogique présentant un domaine central rhéologiquement différent ("microcontinent"), qu'on obtient la géométrie la plus vraisemblable (D. Chardon, communication personnelle): subduction de part et d'autre, puis structuration de la zone centrale précédemment bombée (Fig. IX-11).

Le microcontinent Tarim présente ainsi, au moins dans sa partie occidentale, une histoire de subsidence identique à celle de la Djoungarie et Turfan (Hendrix et al. 1992). Le Tarim est donc un double bassin d'avant-pays (au moins à l'Ouest), alors qu'à l'Est, le bassin semble beaucoup plus triangulaire (symetrical ramp basin, Cobbold & al., 1993).

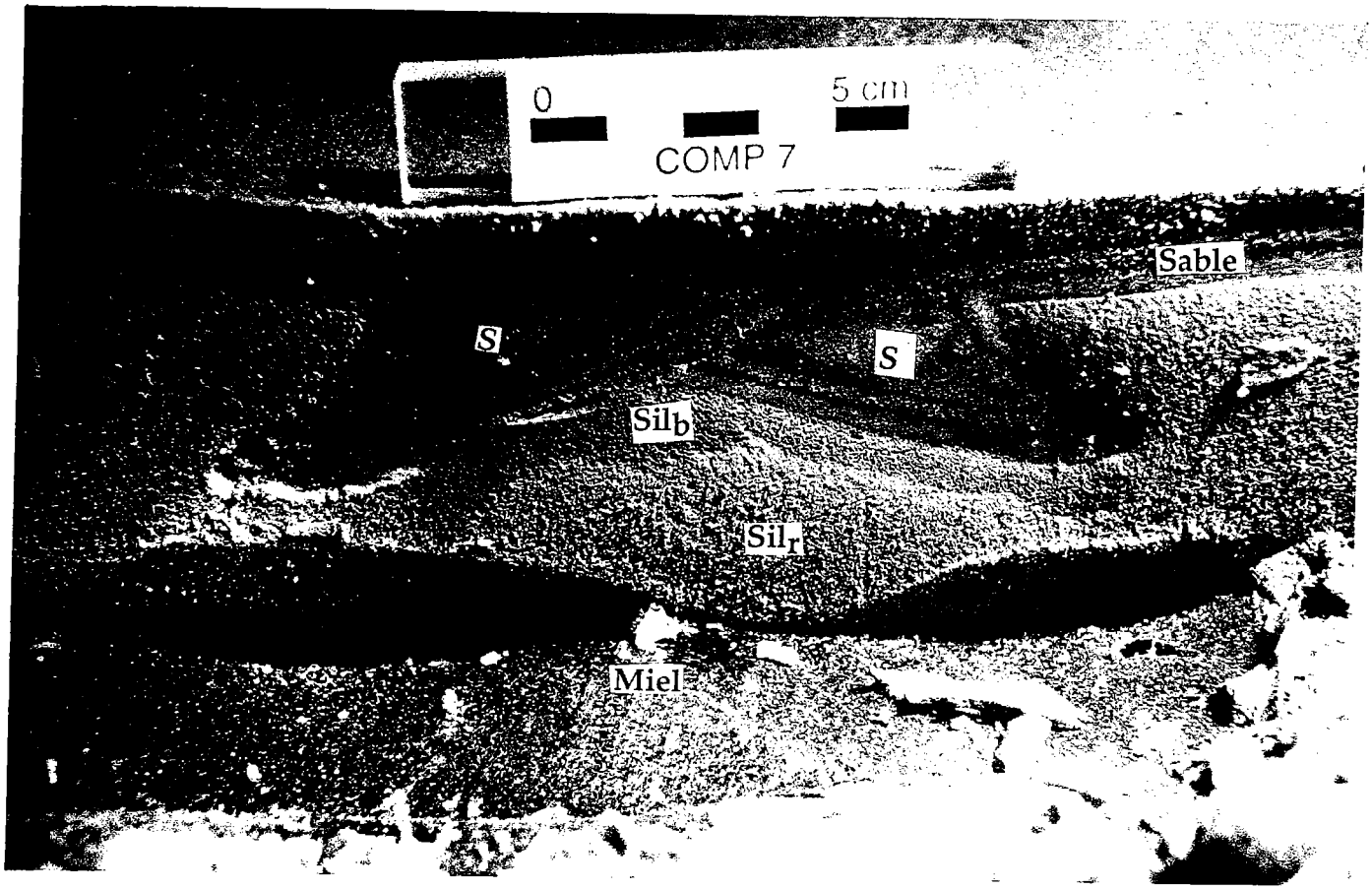


Fig. IX-11 Structure d'une instabilité de type "microplaque" dans un ensemble lithosphérique. (Travaux D. Chardon)

Bien que n'ayant pas été dimensionné dans les coditions expérimentales utilisées dans les différents modèles décrits dans ce mémoire, ce modèle nous montre l'évolution d'une "microplaque" résistante dans un ensemble lithosphérique. La lithosphère de ce modèle est constituée de bas en haut: de **miel,** d' une silicone de couleur rose **(Sil_r)** et d'une alternance blanc-noir de **sable.** La "microplaque" est constituée d'un niveau de silicone de couleur brune **(Sil_b)**, plus résistante entre le sable et la silicone rose. La "microplaque", soumise au raccourcissement, se structure d'abord aux limites, tout en se bombant dans sa partie centrale. Cette dernière finit également par se déformer. Le bassin ainsi généré est soumis à la sédimentation **(S)** au cours de son évolution.

Cette structure analogique présente de nombreuses similitudes géométriques avec un bassin compressif naturel tel que le bassin de Tarim.

Conclusion

Les bassins compressifs du NW chinois sont limités par des éléments tectoniques variés. Ils évoluent au Cénozoïque dans un contexte purement compressif. Leur évolution reste influencée par les structures préexistantes. Ces bassins sont caractérisés par d'important apports sédimentaires, en provenance des reliefs environnants.

Reliefs et bassins en Asie Centrale sont topographiquement compensés (l'altitude du Cénozoïque dans les bassins est égale à celle des reliefs). Certains sont des bassins d'avant-pays (Djoungarie surtout) alors que les autres (le Tarim et dans une moindre mesure le Turfan), évoluent déjà vers des bassins limités au Nord et au Sud par des failles importantes de vergences opposées. Le bassin de Turfan correspond bien à une structure intramontagneuse.

CHAPITRE X

Confrontation des principales structures obtenues expérimentalement aux données naturelles empruntées à la littérature

X-1 Introduction

X-2 Champ de failles à distribution uniforme et structures résultantes

X-2-1 Quelques champs de failles à distribution uniforme

X-2-2 Les structures associées

X-2-2-1 Les anticlinaux de rampes

X-2-2-2 Association des chevauchements

a- Coins extrusifs

b- Zones triangulaires

X-3 Conclusion

X-4 Les hauts plateaux et l'histoire sédimentaire des bassins compressifs

X-4-1 Les hauts reliefs

X-4-2 Influence des hauts plateaux sur l'évolution des bassins compressifs

X-5 Les différents types de bassins compressifs

X-5-1 Distribution des faciès sédimentaires

X-5-2 Bassins associés aux accidents

X-5-2-1 Les bassins d'avant-pays

a)- Le bassin molassique

b)- Les bassins compressifs anciens

X-5-2-2 Les bassins transportés

a)- Le NW du bassin molassique

b)- Dans les Pyrénées

c)- Dans les Apennins

X-5-2-3 Tectonique andine et les bassins triangulaires

a- Le contexte tectonique régional

b- Les bassins triangulaires

X-5-2-4 Conclusion

X-5-3 Les bassins compressifs associés au flambage lithosphérique

X-5-3-1 Le bassin d'Amadeus au centre de l'Australie
X-5-3-2 Le Nord-Ouest du Canada.
X-5-4 Autres évidences de l'évolution synsédimentaire dans les bassins compressifs: Cas de la plaine du Pô
X-5-4-1 Contexte tectonique régional
X-5-4-2 Structures compressives et évolution synsédimentaire
X-6 Conclusion

CHAPITRE X

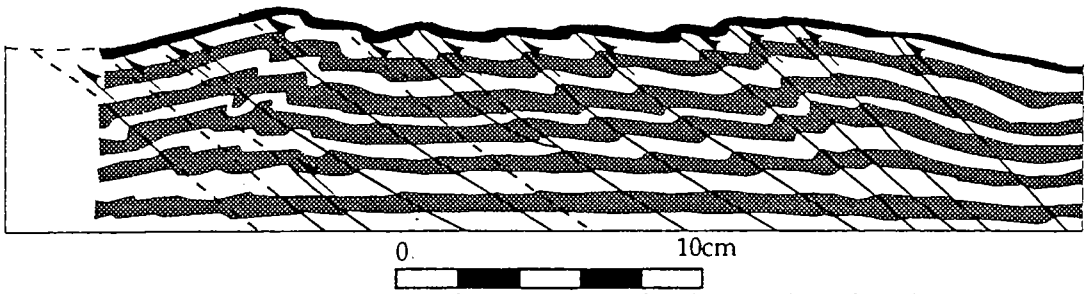
Confrontation des principales structures obtenues expérimentalement aux données naturelles empruntées à la littérature

X-1 Introduction

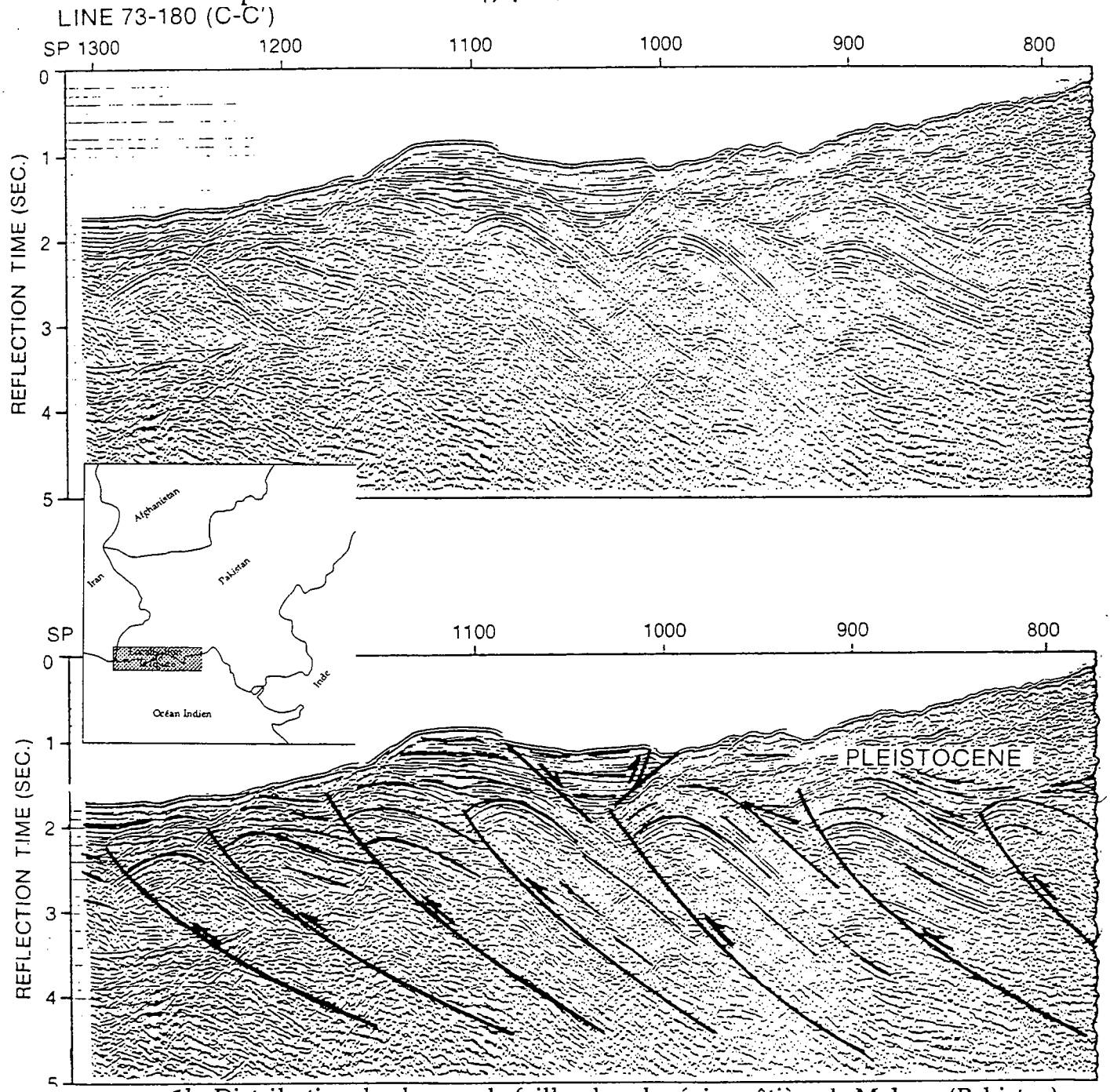
Les différents modèles analogiques construits ci-dessus nous ont donné un certain nombre d'informations sur la mise en place et l'évolution (synsédimentaire en particulier) des structures compressives.
Avec les taux de compression (relativement faibles) et surtout les simplifications rhéologiques utilisées, il est utopique de vouloir reproduire la complexité des structures naturelles: tel n'est d'ailleurs pas le but de la modélisation en général, ni de ce travail en particulier.

Toutefois, de nombreuses similitudes, au moins géométriques, avec des structures naturelles peuvent être relevées; ce qui permet d'expliquer, mais surtout de mieux cerner la formation et l'évolution de ces structures.
Le but de ce travail n'ayant pas été d'examiner les conditions précises d'un cas particulier, nous présentons donc dans ce chapitre, une revue de quelques structures naturelles présentant des similitudes avec nos modèles .
Cette revue va du champ de failles aux bassins compressifs, en passant par les structures associées (anticlinal de rampe, zone triangulaire...)

Ces exemples empruntés à la littérature couvriront des domaines compressifs visibles, relativement récents, bien développés et peu déformés.
Ainsi, nous regarderons particulièrement les structures autour des orogènes nord-américaines (Laramides, Rocheuses, Appalaches...) et sud-américaines (les Andes).



1a-Exemple d'un modèle analogique (sans sa famille antithétique).



1b- Distribution du champs de failles dans la région côtière de Makran (Pakistan)
(d'après Harms et al., 1983)

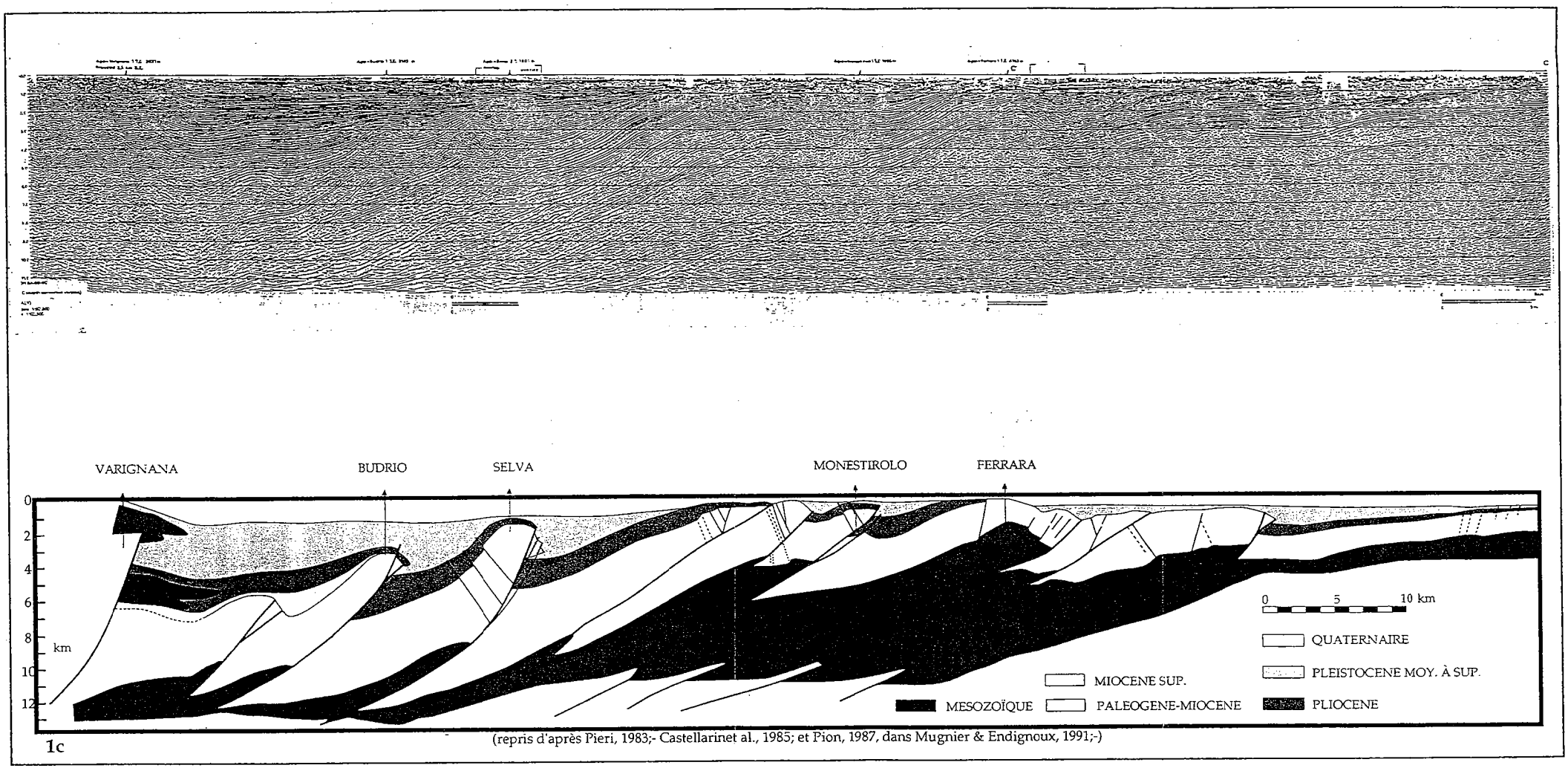


Fig. X-1 Quelques champs de failles à distribution régulière.

Les exemples que nous illustrons ici montrent des chevauchements régulièrement espacés, dans différents environnements orogéniques. Même dans des formations anciennes très déformées, cette distribution de chevauchements peut être retrouvée.

Ci-contre:

1a- Exemple d'un champ de failles obtenu dans un modèle analogique.

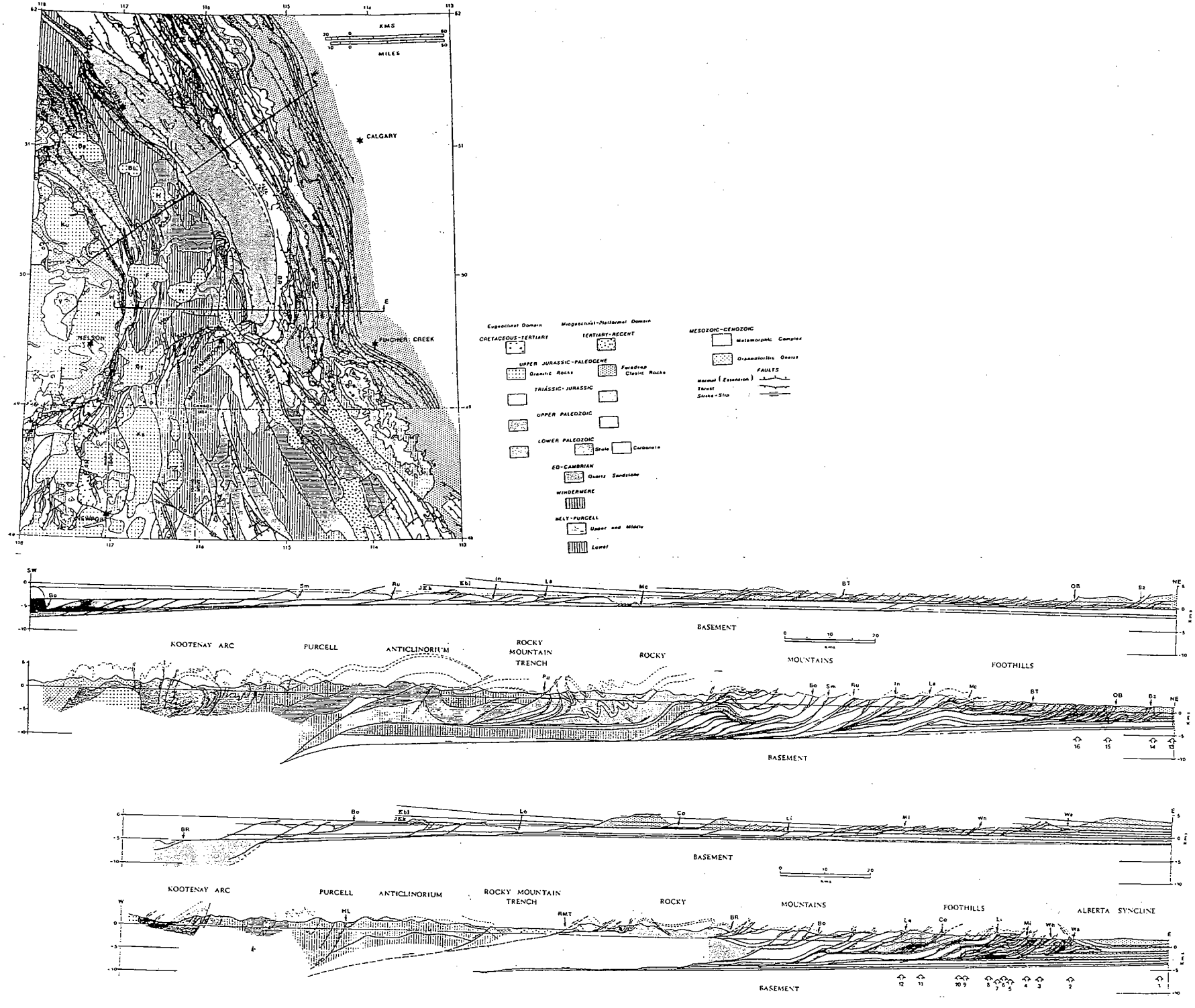
1b- Distribution du champ de failles dans la région côtière de Makran (Pakistan): cas d'un prisme d'accrétion (d'après Harms et al., 1983).

Ci-dessus:

1c- Bassin sédimentaire et champ de failles dans la zone frontale des Apennins: cas de la plaine du Pô.

Et au verso:

1d- Chevauchements frontaux du domaine orogénique des rocheuses: Sud du Canada (d'après Price 1981).


KMS
MILES
CALGARY
NELSON
FINCHER CREEK
MEDICINE HAT
Eugeosynclinal Domain
Miogeosynclinal-Platformal Domain
CRETACEOUS-TERTIARY
TERTIARY-RECENT
UPPER JURASSIC-PALEOCENE
Granitic Rocks
Foredeep Clastic Rocks
TRIASSIC-JURASSIC
UPPER PALEOZOIC
LOWER PALEOZOIC
Shale
Carbonate
EO-CAMBRIAN
Quartz Sandstone
WINDERMERE
BELT-PURCELL
Upper and Middle
Lower
MESOZOIC-CENOZOIC
Metamorphic Complex
Granodioritic Gneiss
FAULTS
Normal (Extension)
Thrust
Strike-Slip
SW
NE
BASEMENT
KOOTENAY ARC
PURCELL
ANTICLINORIUM
ROCKY MOUNTAIN TRENCH
ROCKY MOUNTAINS
FOOTHILLS
W
E
ALBERTA SYNCLINE

En Europe, nous nous intéresserons dans les Alpes et les Apennins à quelques structures compressives représentatives telles que le bassin molassique et la Plaine du Pô.
Outre l'Asie centrale abordée au chapitre précédent, quelques exemples naturels seront également empruntés dans d'autres environnements orogéniques au niveau mondial.

D'abord, où pouvons nous rencontrer des champs de failles à distribution uniforme? Quels types de structures leurs sont associés? et quelles caractéristiques supplémentaires, entre autres, peuvent présenter ces champs de failles à la lumière des observations analogiques?

X-2 Champ de failles à distribution uniforme et structures résultantes

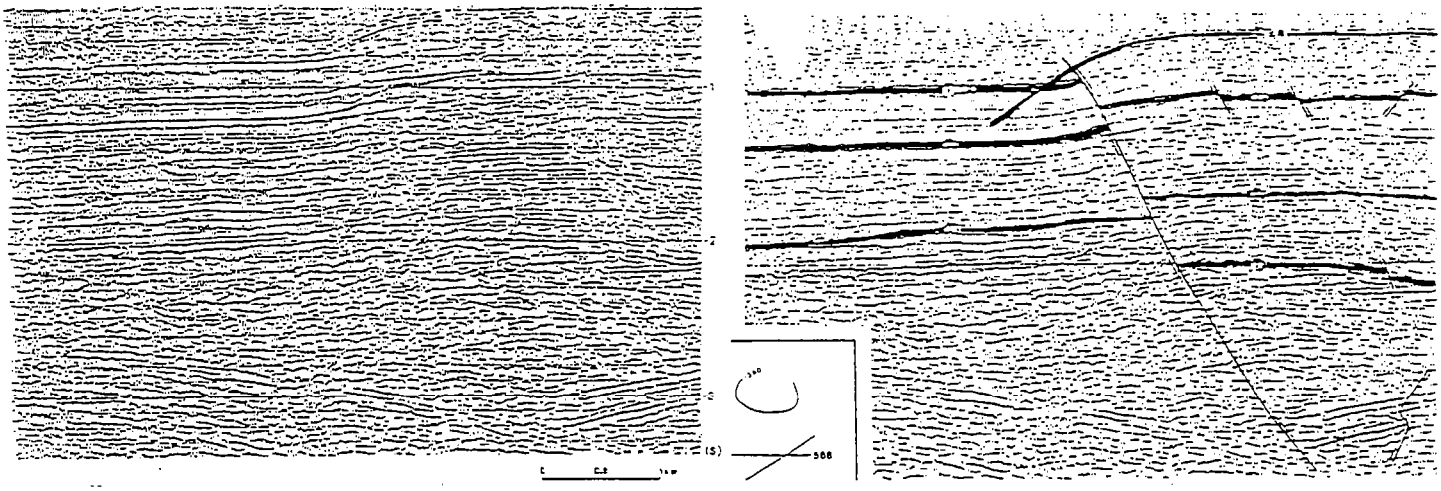
X-2-1 Quelques champs de failles à distribution uniforme

Les champs de failles dans la nature sont généralement très variés et complexes. Pourtant, dans certains environnements orogéniques, des séries supra-crustales sont traversées par des chevauchements régulièrement espacés (Fig. X-1), constituant un champ de failles à distribution homogène ou uniforme. Comme dans certains de nos modèles analogiques - et malgré la quasi-simultanéité de leur évolution - (Fig. X-1a), ces chevauchements dans la nature (avec une évolution progressive), vont s'imbriquer sur un niveau de décollement qui correspond ici à une limite ductile (salifère, marneuse...), à une grande faille horizontale ou aux deux à la fois.

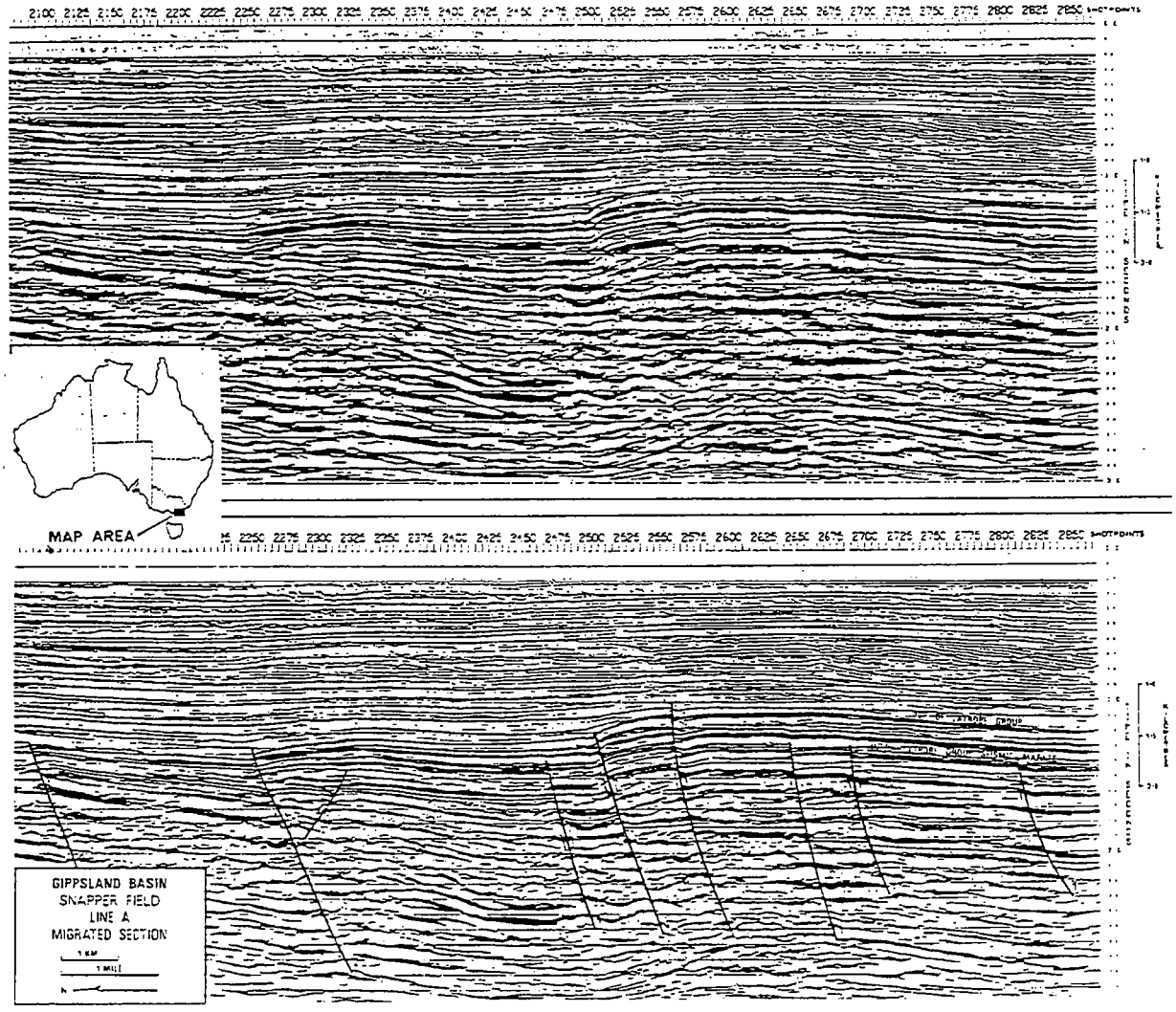
Les formations récentes (Cénozoïques par exemple), souvent peu déformées, montrent mieux une telle distribution régulière de failles.

• C'est le cas dans la série sédimentaire de la région côtière du Makran au Sud du Pakistan (Fig. X-1b). Cette région, coincée entre les influences du Zagros à l'Ouest et de la collision Inde -Asie à l'Est, correspondrait tout simplement à un prisme d'accrétion résultant de la subduction d'une croûte océanique (Océan Indien) sous la marge continentale (Harms et al. ,1983).

• De même, dans la partie frontale des Apennins liés à la collision Afrique-Adriatique, on observe également une distribution homogène (Fig. X-1c). L'évolution synsédimentaire de ces chevauchements entre le Pliocène et le



2a- Bassin de Songliao: NE Chine (Lu Banggan-Chief editor- 1987)



2b- Bassin de Gippsland: SE Australie (Davis, 1983)

Fig. X-2 Inversion positive.

Elle est marquée par la reprise d'une faille normale en compression.

Le segment inverse se branche sur le précédent, généralement avec un pendage beaucoup moins important **(2a)**. Par contre, nous pensons qu'avec un champ de failles initial peu complexe (par exemple, constitué principalement d'une seule vergence de failles ,voir Fig. III-22 à 24), les pendages des segments developpés pendant la compression auront alors quasiment le même pendage que ceux des failles normales initiales **(2b)**. Dans de telles conditions, la faille normale peut se trouver réactivée sur toute sa longueur.

Pléistocène est également visible dans leur géométrie et sera abordée plus tard (§ X-4-4-2) .

Même dans certaines régions très déformées de l'écorce terrestre, des traces de déformation uniformes peuvent être retrouvées.

• Ainsi, dans les Rocheuses (Armstrong et al., 1965; Thampson, 1981; Tankard, 1986), on remarque souvent des enchevêtrements d'unités tectoniques liés au raccourcissement subi dans la région.
Des coupes équilibrées dans ces structures à vergence Est (Price, 1981), montrent des chevauchements régulièrement espacés. La rythmicité dans les structures frontales est différente de celle rencontrée au sein même de la chaîne, ce qui permet de différencier deux domaines de même vergence, mais de rythmicité différente. Dans chacun de ces domaines, les chevauchements viennent s'imbriquer sur de vastes niveaux de décollement. Ces chevauchements se trouvent dans deux niveaux lithologiques différents; ce qui expliquerait la différence de rythmicité entre les deux domaines (Fig. X-1d).

Nous verrons aussi dans la région andine, coincée entre l'Océan Pacifique et les boucliers guyanais et brésilien, des champs de failles uniformes associés à des bassins compressifs. Des champs de failles de vergences opposées pourront même y être rencontrés (§. X-4-2-3).

D'une manière générale, de nombreux segments de la croûte terrestre coincés entre des domaines relativement plus stables peuvent subir un raccourcissement générant une distribution homogène des chevauchements. Et ceci, malgré les conditions de déformation (rhéologie, structures préexistantes...) généralement beaucoup plus complexes que celles dans nos modèles.
Cette distribution homogène de la déformation, comme dans les modèles analogiques, semble facilitée par la présence, à la base de la série uniformément déformée, d'un niveau de décollement. Cette distribution est quand même beaucoup plus progressive dans la nature.

Un autre problème, bien qu'abordé rapidement dans nos modèles a été celui de la relation entre une faille normale (sous-jacente) et une faille inverse (sus-jacente), dans le cas d'une inversion positive (voir Fig. III-23 et 24).
Les exemples naturels (Fig. X-2) nous présentent les deux principales géométries que nous pouvons obtenir pour un accident résultant de l'inversion positive (voir § III-4-2-5).

Dans le bassin de Songliao (NE de la Chine), on note une rupture de pendage entre les deux segments (normale et inverse). Il est possible comme dans les modèles analogiques, que ceci suggère une faible réactivation de la structure initiale. La réactivation dans ce cas, n'affecterait alors que l'extrémité supérieure de la faille (normale) initiale.

Par contre, dans le bassin de Gippsland (SE de l'Australie), le champ de failles est relativement homogène. Et pour les failles réactivées (2), il n'existe plus de rupture de pendage entre les deux segments. Ainsi, pour chaque accident ayant subi cette inversion positive, le segment néoformé et l'initial ont pratiquement le même pendage (Fig. X-2b).

D'une manière générale, comme dans les modèles analogiques, nous suggérons que la réactivation d'une faille normale en compression est d'autant plus facile, et surtout importante, que le champ initial (failles normales) est homogène. La géométrie de l'accident résultant va traduire alors le degré de réactivation ayant affecté le champ de failles initial.
Ainsi une importante réactivation de la faille normale en compression va faciliter le développement d'un chevauchement à fort pendage (proche de 60°).

Les différents champs de failles évoqués ci-dessus se développent en s'associant et en générant d'autres structures compressives.

X-2-2 Les structures associées

X-2-2-1 Les anticlinaux de rampes

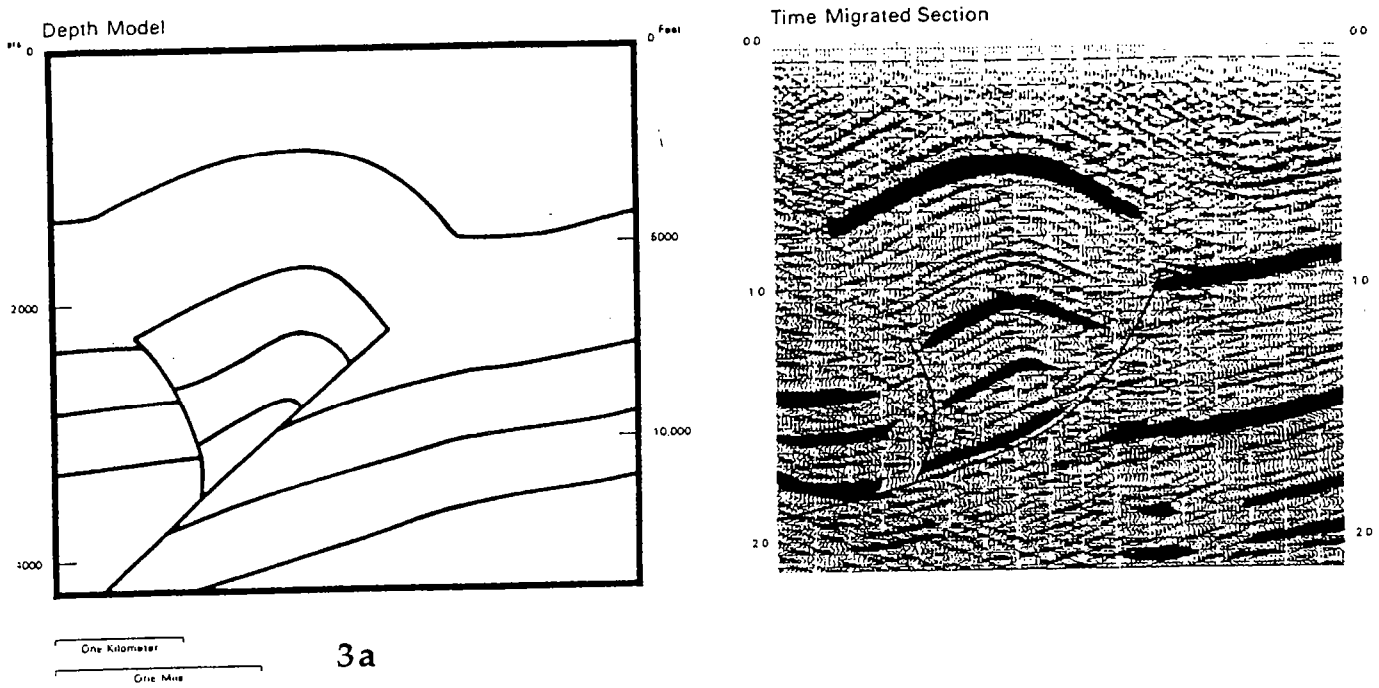
Les anticlinaux de rampe que nous avons essayé de simuler dans les modèles analogiques sont des structures de l'ordre de la dizaine de kilomètres. De nombreuses structures à cette échelle sont rencontrées et décrites dans plusieurs régions orogéniques. Il s'agit des anticlinaux lisses ou structurés en kink band autour d'une rampe.
Ces anticlinaux sont généralement entraînés:
il s'agit alors des structures antérieures à la fracturation (comme dans les modèles lithosphériques où un flambage initial et précoce précède toute fracturation) ou,
des structures mises en place pendant la propagation des chevauchements (cas qui semble prioritairement rencontré dans nos modèles fragiles).

Ces anticlinaux de rampe affectent aussi bien les formations récentes que très anciennes. Leur structuration généralement simple dans les formations récentes aboutit très souvent à des imbrications très complexes, comme par exemple celles décrites à l'Ouest et au Sud de Taïwan par Suppe (1980).

Ainsi, dans de nombreuses formations récentes (Tertiaires par exemple), on peut rencontrer des anticlinaux de rampe à structure simple. Ce sont des anticlinaux structurés autour d'une rampe principale, sur laquelle vient se greffer une faille inverse, antithétique généralement considérée comme de moindre importance (Fig. X-3).
Dans une évolution synsédimentaire, la présence de cette faille inverse antithétique au dos de l'anticlinal de rampe est quasiment inévitable. Cette faille accommode le raccourcissement, mais aussi l'évolution synsédimentaire de l'anticlinal de rampe.

Les formations plus anciennes (Précambriennes et Paléozoïques), sont très souvent intensément déformées. Des structures anticlinales générées pendant la propagation des chevauchements peuvent s'y mettre en place. Leurs compartiments chevauchants sont très souvent repris par d'autres failles qui correspondent à des duplications du chevauchement principal (voir Chap. IV, Fig. IV-5). De telles structures sont largement décrites dans les orogènes Nord américaines (Suppe & Medwedeff, 1990; Mitra, 1990).

A l'Ouest de la Virginie, dans les Appalaches, on note dans l'anticlinal de Wills constitué de formations paléozoïques (Shankar, 1990), la présence, à partir de la rampe principale, de failles inverses "secondaires" (duplication du chevauchement principal) de même vergence, affectant le compartiment supérieur.
Ces failles secondaires ont des pendages beaucoup plus importants qui ne traduisent pas une évolution synsédimentaire, mais tout simplement, comme dans les modèles analogiques témoins (sans sédimentation), une évolution liée:
-à la présence, au niveau de la charnière, de kink band, mais aussi
-à l'intensité du raccourcissement à accommoder principalement autour de ce kink band (Fig. X-4a et 4b).
Le développement des anticlinaux, contemporains de la propagation des chevauchements, est caractérisé par une diminution de l'intensité de la déformation vers la surface avec donc des rejets quasiment nuls en surface (Fig. X-4).



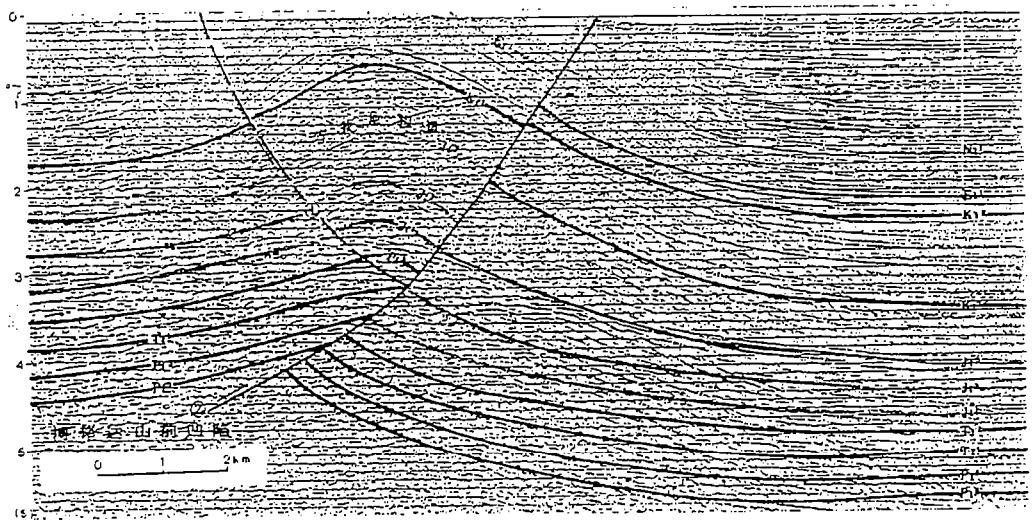


Fig. X-3 Quelques exemples d'anticlinaux de rampes (peu déformé) dans les formations récentes.

Ils s'agit généralement de structures simples, qui dans leur évolution sont reprises par un rétrochevauchement

3a- Bassin de Bighorn au Nord de l'état du Wyoming.

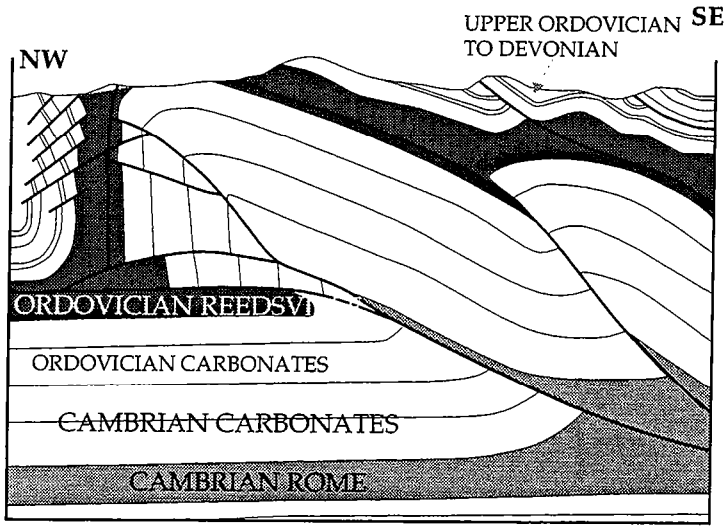
Les mouvement de blocs au cénozoïque ont entrainé, dans la couverture sédimentaire, la mise en place des chevauchement et plis associés.

(D'après D'onfro et al., 1983)

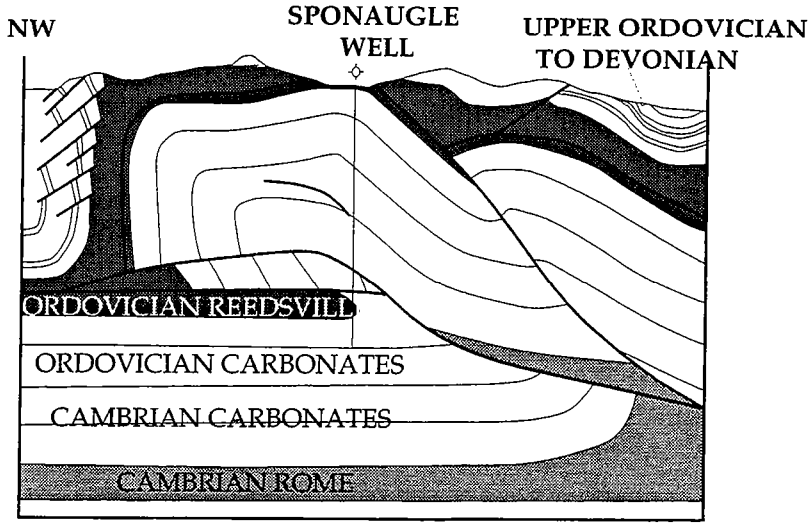
3b- Marge méridionale du bassin de la Djoungarie.

Profil migré de l'anticlinal de Gumidi. Il correspond également à un anticlinal de rampe essentiellement dans des formations tertiaires;

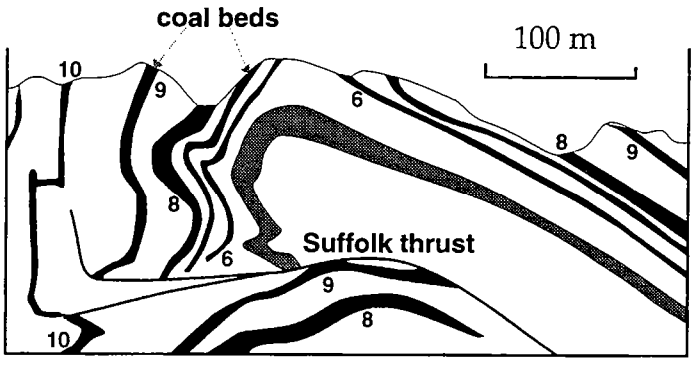
(Lu Banggan - Chief editor- 1987)



4a



4b

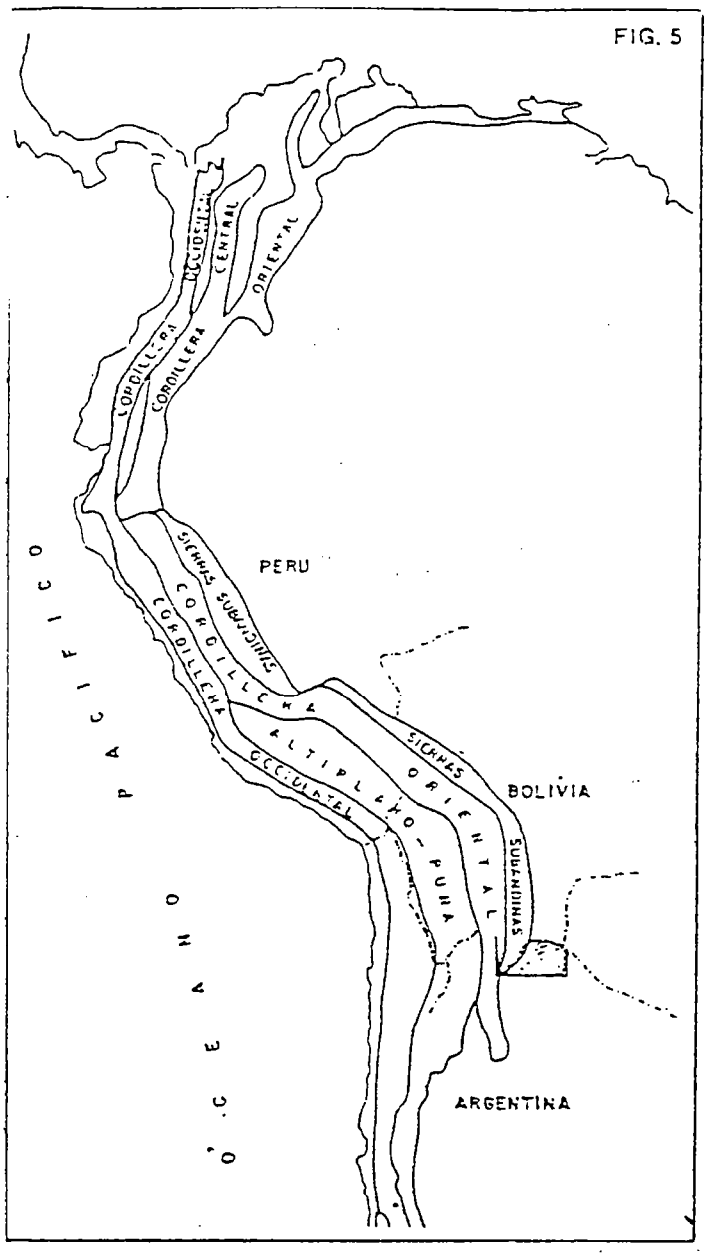


4c

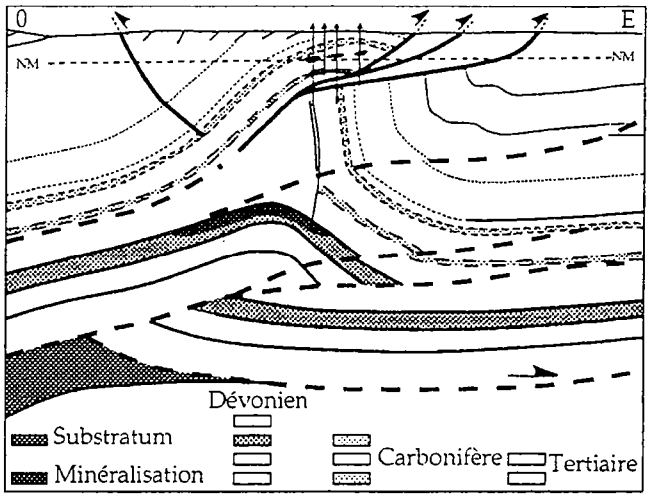
Fig .X-4 Anticlinaux de rampe à développement contemporain de la propagation des chevauchements.

C'est le cas dans les Appalaches et à l'ouest de la Virginie (4a et 4b) d'après Mitra, 1990; ou encore en Pennsylvanie (4c) d'après Suppe et Medwedeff, 1990.

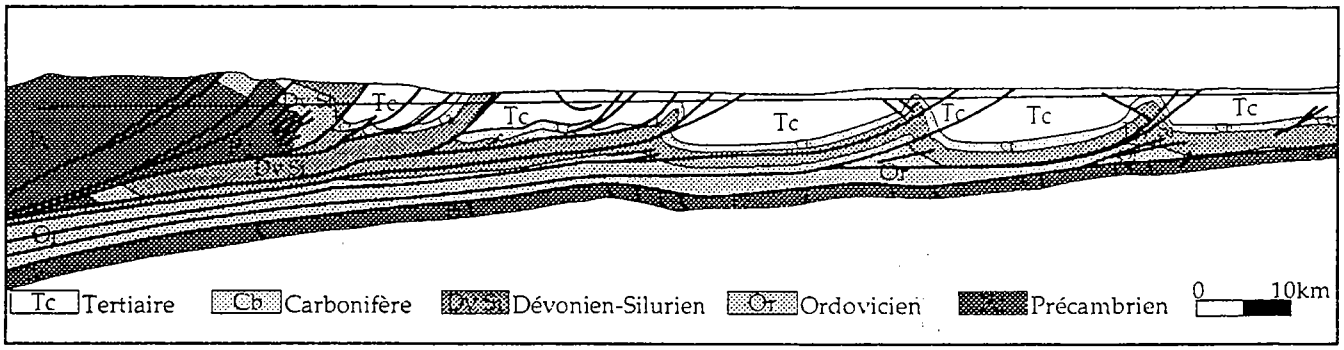
Ces anticlinaux de rampe sont progressivement déportés, recouvrant ainsi le matériau récent. Ils accommodent le raccourcissement le long de la rampe principale, tout en générant aussi des accidents dans le compartiment supérieur. La présence des accidents dans le compartiment supérieur est à lier vraisemblablement à la charnière en kink et à l'intensité du raccourcissement. D'une manière générale pour ces structures, on note dans le compartiment supérieur une diminution du déplacement le long de la faille. On peut ainsi aboutir à des rejets pratiquement nuls en surface.



5a- Carte de localisation



5b- Structuration autour d'un anticlinal lisse



5c- Coupe géologique dans la région

Fig. X-5 Anticlinaux de rampes dans la Sierra subandine: NW Argentine.

Ce sont essentiellement des structures anticlinales lisses, traversées ultérieurement par les chevauchements. Il n y a donc pas de relation directe entre la géométrie de ces anticlinaux et celle des chevauchements qui les affectent. Certains de ces chevauchements subissent toutefois une évolution synsédimentaire.

Dans les anticlinaux lisses (sans kink band), on peut aussi avoir une structuration avec "failles secondaires" (de même vergence que le chevauchement principal). En fait, il ne s'agit pas ici de failles inverses liées à l'évolution de la charnière en kink (absente), mais tout simplement des chevauchements liés à l'intensité du raccourcissement et qui très souvent recoupent ultérieurement les plis. Il n'y a donc pas de relation directe entre la géométrie des anticlinaux et celle des chevauchements qui les recoupent.

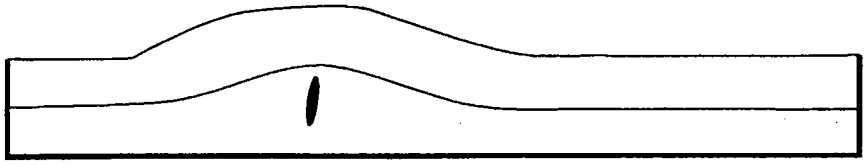
Dans la région sub-andine (Fig. X-5a), les plis qui affectent les formations paléozoïques semblent repris ultérieurement par des chevauchements (Fig. X-5c). Ainsi structurés, ces anticlinaux de rampes poursuivent leur évolution au Tertiaire, structurant les bassins. Il se développe alors des duplications de chevauchement principal qui semblent essentiellement liées à l'évolution synsédimentaire au Cénozoïque (Fig. X-5b et 5c).

D'une manière générale, les anticlinaux de rampes peuvent être sous-jacents et actifs dans les bassins ou, limiter ces derniers. Dans ces conditions, ils peuvent alors accommoder le raccourcissement tout en subissant une évolution synsédimentaire. Cette dernière est caractérisée par:
- des chevauchements secondaires qui accommodent l'évolution synsédimentaire de l'anticlinal de rampe,
- des failles inverses antithétiques au dos de l'anticlinal.
Les anticlinaux de rampes peuvent aussi structurer le front de différentes chaînes avec très souvent une absence de la faille inverse antithétique (au dos de l'anticlinal) mais présence de chevauchements secondaires qui structurent le compartiment chevauchant et accommodent le raccourcissement.

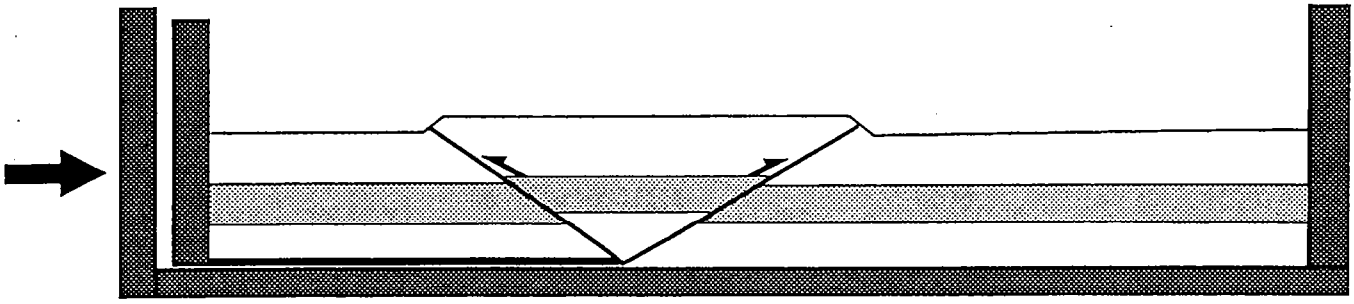
Avec des chevauchements associés entre eux, nous avons aussi développé dans nos modèles analogiques des structures compressives, présentant des similitudes (au moins géométriques) avec celles décrites dans la nature.

X-2-2-2 Association des chevauchements

Les chevauchements, lorsqu'ils s'associent, engendrent différents types de structures.
Ainsi, des chevauchements de même vergence ont généralement tendance à se superposer, générant des empilements et autres structures imbriquées.

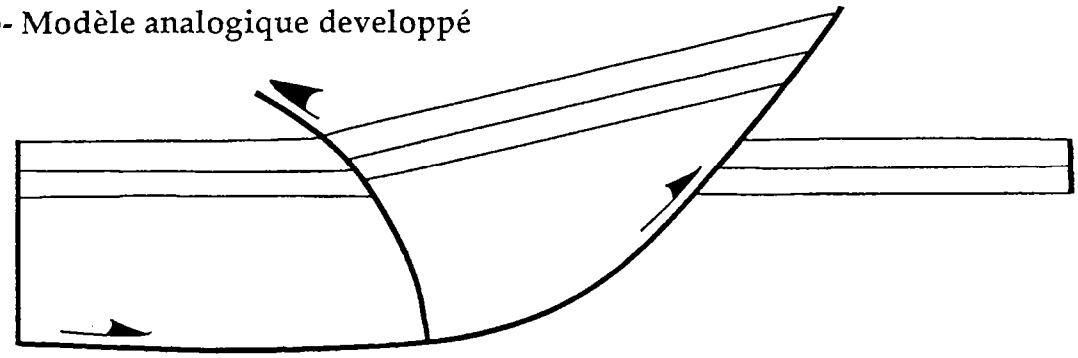


6a

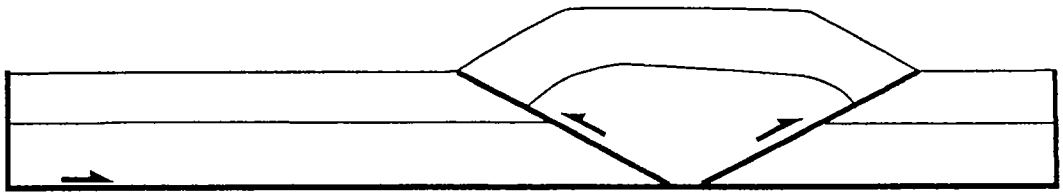


6b- Modèle analogique developpé

6b

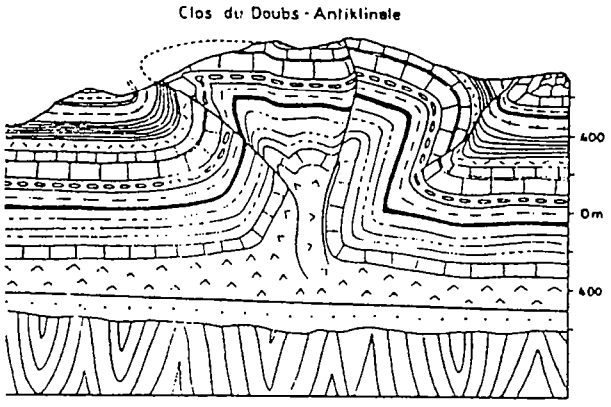


6c



6a, 6b, 6c et 6d: Modèles proposés par Butler (1982)

6d



6e

6e- Exemple naturel d'anticlinal: cas de l'anticlinal du Doubs (Diebold, 1960)

Fig. X-6 Developpement des coins extrusifs.

Outre des intumescences liées aux intrusions (6a), les coins extrusifs sont essentiellement liés aux retrochevauchements antithétiques, qui s'associent aux structures frontales. Ces retrochevauchements ne sont pas des structures accidentelles, mais des structures importantes dans la mise en place et surtout l'évolution des anticlinaux de rampes

Les principales structures que nous avons développées sont surtout caractérisées par une association de chevauchements de vergences opposées: il s'agit essentiellement des coins extrusifs et des zones triangulaires.

a- Coins extrusifs

Dans un contexte de grand chevauchement plat (palier), on note souvent, à côté d'une série synthétique qui s'imbrique sur ce palier, l'existence de rétrochevauchements (Fig. X-6). L'association de ces chevauchements génère des "pop-up" ou coins soulevés, caractérisés par leur pointe tournée vers le bas (Graham & al.,1987). Comme pour les modèles proposés par Butler (1982) (Fig. X-6 c, et d), le modèle que nous avons reproduit (Fig. X-6b) est caractérisé par un domaine mobile, limité à l'avant par le chevauchement frontal. C'est entre ce dernier et son antithétique qu'est extrudé un coin de la zone déformée.
Dans la nature, on définit aussi des structures géométriquement similaire. C'est le cas par exemple de l'anticlinal du Doubs dans le Jura (Fig.X-6e).

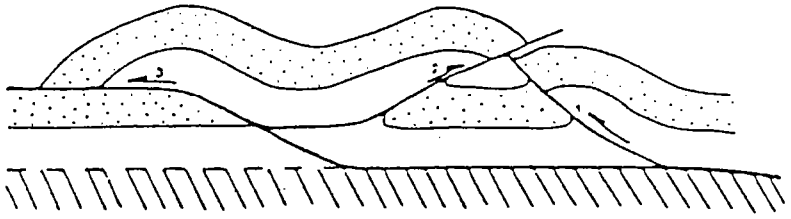
b- Zones triangulaires

Les zones triangulaires correspondent à des structures autour desquelles coexistent des chevauchements et/ou plis de vergences opposées et convergentes (Fig. X-7a). Ce sont des structures généralement situées le long des bordures de chaînes et qui très souvent jouxtent les bassins compressifs.

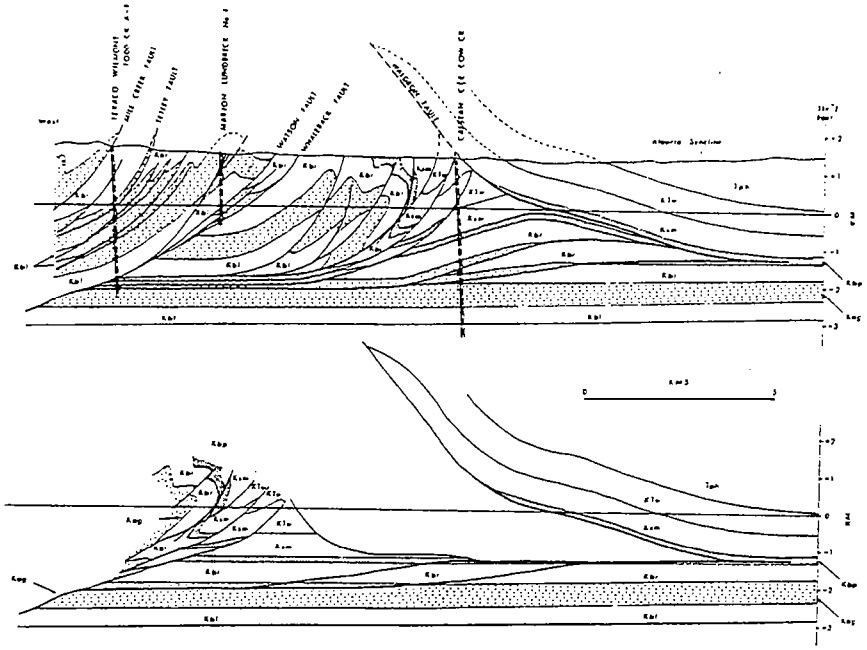
Ainsi, Nishidai et Berry (1990) décrivent une zone triangulaire à l'Ouest de la dépression de Kuqa (front des nappes du Tien Shan), où les premiers chevauchements sont plissés ultérieurement. On note dans cette zone, l'existence d'au moins deux principaux niveaux de décollement.

Une autre zone triangulaire peut également être observée au front des nappes helvétiques dans la localité de Watwill (voir Fig. X- 11). Elle limite au Sud la partie principale du bassin, encore indemne de structures internes.

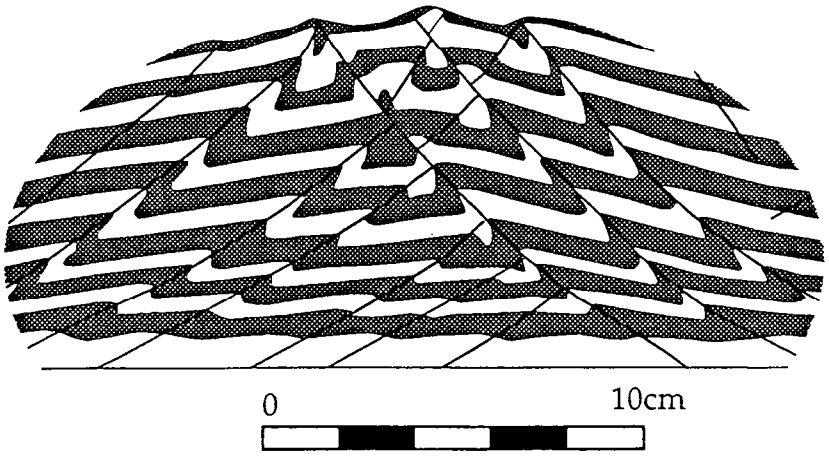
On rencontre aussi au Canada (Alberta), une zone triangulaire très décrite (Dahltrom, 1970; Bank, 1986). Elle est caractérisée par une série décollée, pénétrant en coin dans la série autochtone, au dessus de laquelle un synclinal d'avant-pays vient masquer la structure complexe qui existe en profondeur (Fig. X-7b).



7a- (Butler, 1982)



7b- (Price, 1986)



7c- Modèle analogique.

Fig. X-7 Quelques structures triangulaires

Ces structures peuvent faire intervenir des mécanismes variés, tant dans leur mise en place, que dans leur évolution. Outre la confrontation entre chevauchements ou même entre plis de vergences opposées (**7a-7c**), des niveaux de décollement peuvent aussi faciliter le développement et l'évolution de ces structures triangulaires (**7b**). Ces structures triangulaires affectent certains bassins, mais surtout le front de quelques systèmes chevauchants.

Outre des plis dans ces zones triangulaires, on note la présence de plusieurs configurations structurales nécessitant des mécanismes variés. Toutefois, l'existence d'un niveau de décollement et des chevauchements de vergences opposées mais convergente est indispensable. Comme cela apparaît systématiquement dans les modèles analogiques (Fig. X-7c), une série (frontale ou antithétique) va passer sous l'autre, entraînant ainsi, non seulement son décollement, mais aussi le redressement passif de ces chevauchements .

X-3 Conclusion

Les différentes structures compressives (plis, chevauchements et structures associées) mises en place dans nos modèles analogiques, bien qu'issues de mécanismes simplistes rendent bien compte, au moins géométriquement, des grands traits des structures naturelles. D'après nos modèles, les principales complications n'apparaissent qu'au cours de l'intensification de la déformation. Ceci peut laisser suggérer que la complexité apparente des structures naturelles ne cacherait que des processus de base très simples.

A côté de toutes ces structures évoquées ci-dessus, nos modèles lithosphériques nous ont aussi donné des informations sur les bassins compressifs. Mais tout d'abord, à la lumière de l'évolution de nos modèles analogiques, quelles peuvent être l'origine et l'évolution (possible) des hauts plateaux?

X-4 Les hauts plateaux et l'histoire sédimentaire des bassins compressifs

X-4-1 Les hauts reliefs

L'évolution de nombreux reliefs, dans des environnements orogéniques, aboutit souvent à la mise en place de hauts plateaux relativement stables. C'est le cas par exemple de l'Altiplano, du Tibet...
D'après les modèles analogiques, ces zones, généralement d'apparence stable encaissent le plus de raccourcissement.
Dans les modèles analogiques, ce sont des zones de déformation relativement larges et pouvant englober plusieurs structures compressives décrites ci-dessus. Ces zones enregistrent d'abord les premières structures mises en place (proches du piston mobile) alors qu'au-delà de cette zone, la déformation se poursuit

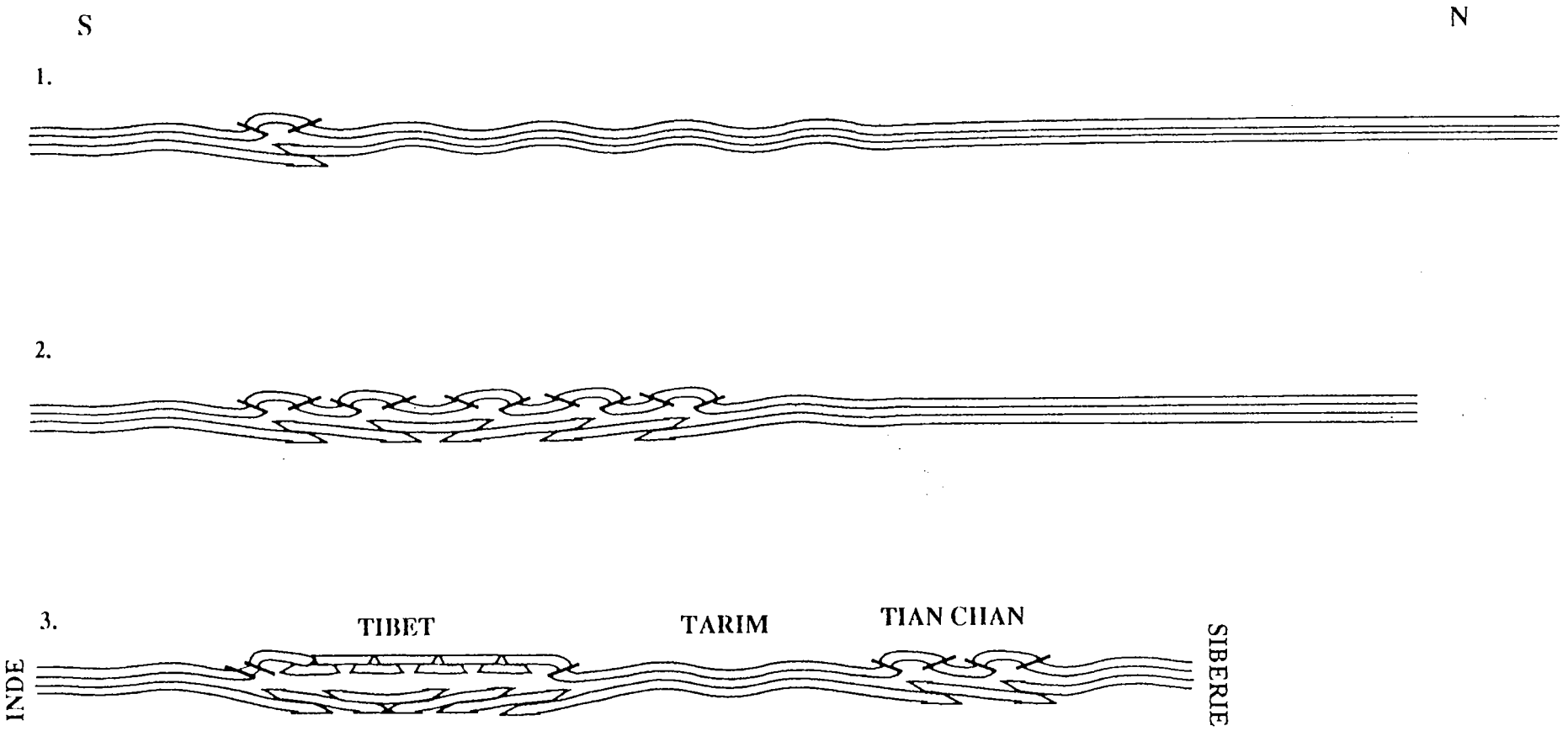


Fig. X-8 Modèle simplifié montrant le rôle du flambage dans la mise en place des principales structures présentes en Asie Centrale (d'après Martinod et al., 1991).

progressivement en mettant en place des structures compressives individualisées.

Ainsi, le Tien Shan par exemple, conséquence directe de la collision Inde - Asie (Tapponnier et al., 1986; Cobbold & Davy, 1988), correspond à une étape d'évolution moins importante que celle subie par le Tibet.
Or, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le Tien Shan est muni de nombreuses structures compressives, en particulier de bassins intramontagneux dont l'évolution logique semble aboutir à leur suturation par enfouissement. Ainsi, il n'apparaîtrait plus en surface que le substratum ancien qui recouvre ces bassins.

Nos modèles analogiques, aussi bien que d'autres réalisés avant (Davy, 1986; Davy & Cobbold, 1990; Martinod, 1990), permettent de retrouver les grands traits d'une telle évolution qu'on peut résumer en:
un flambage précoce qui affecte la lithosphère et qui va contrôler la localisation des chevauchements dont certains délimitent des bassins compressifs.

Comme le propose déjà Martinod (1990) en décrivant le Tibet, la mise en place de nombreux hauts plateaux ne correspondrait qu'à un stade très évolué de la compression continentale (Fig. X-8). Il nous paraît alors raisonnable d'envisager, dans les hauts plateaux, l'existence probable d'importantes poches sédimentaires sous-jacentes correspondant à des bassins sédimentaires enfouis au cours de leur évolution. Ces bassins pourraient être très larges et surtout très profonds. Par exemple, le bassin intramontagneux de Chaidam, au Nord Ouest chinois, a reçu depuis l'Oligocène une épaisseur cumulée de près de 14km (Qinmin & Coward, 1990).

Même les structures extensives et décrochantes, mises en place pendant l'évolution de ces hauts reliefs, s'intègrent assez bien dans le schéma évolutif aboutissant à l'accentuation de la compression (Tapponnier et al., 1981; Tapponnier et al., 1982; Peltzer et al., 1982; Armijo et al., 1986; Allmendinger, 1986; Cobbold & Davy, 1988; Sylvester, 1988; Mercier, 1990). Toutefois, cette accentuation de la compression, bien que nécessaire, reste insuffisante pour expliquer toutes les complications que l'on peut rencontrer dans ces régions, où l'on note des épaississements crustaux atteignant 50 à 70km et donnant des reliefs perchés souvent au-delà de 4000m.
Des apports magmatiques provenant de la fusion partielle du manteau contribuent certainement à cet épaississement (Kono, 1989; Mercier 1990).

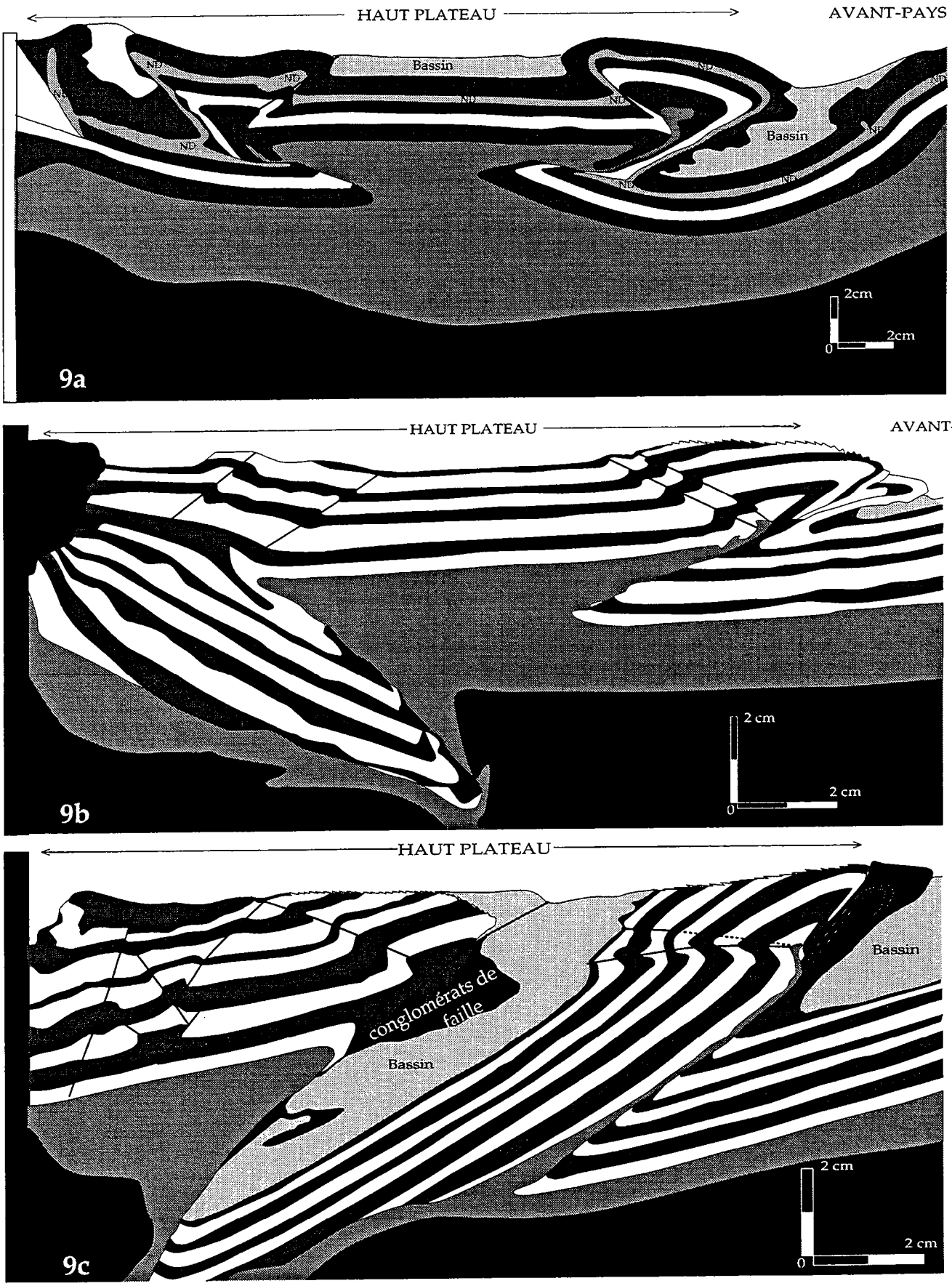


Fig. X-9 Raccourcissement, origine possible des hauts plateaux et approvisionnement des bassins adjacents à travers quelques modèles analogiques.

Les modèles ci-dessus correspondent aux états finaux de la déformation, qui se déroule comme suit. Après le flambage, la lithosphère, dans les différents cas, se structure progressivement du piston vers l'avant-pays. Mais, la déformation à l'arrière pays n'est pas complètement bloqué. Ainsi, les structures précédemment mises en place (bassins, reliefs...) **(9a)** se structurent et se rapprochent au cours du raccourcissement **(9b)**. Ceci peut finir par une superposition des éléments tectoniques, voire même un enfouissement de bassins compressifs **(9c)**. Une telle évolution peut donc expliquer la mise en place de certains hauts plateaux dans la nature: le Tibet, par exemple (voir Martinod, 1991) . Au cours de cette évolution, les reliefs décapés par l'érosion vont assurer l'approvisionnement des bassins voisins.

Tout ceci accroît les effets thermiques qui transforment alors les apports sédimentaires piégés par la "suturation "des bassins intramontagneux (voir Fig. X-9). De nombreuses autres complications pourraient tout simplement provenir de l'association des structures compressives, normales et décrochantes.

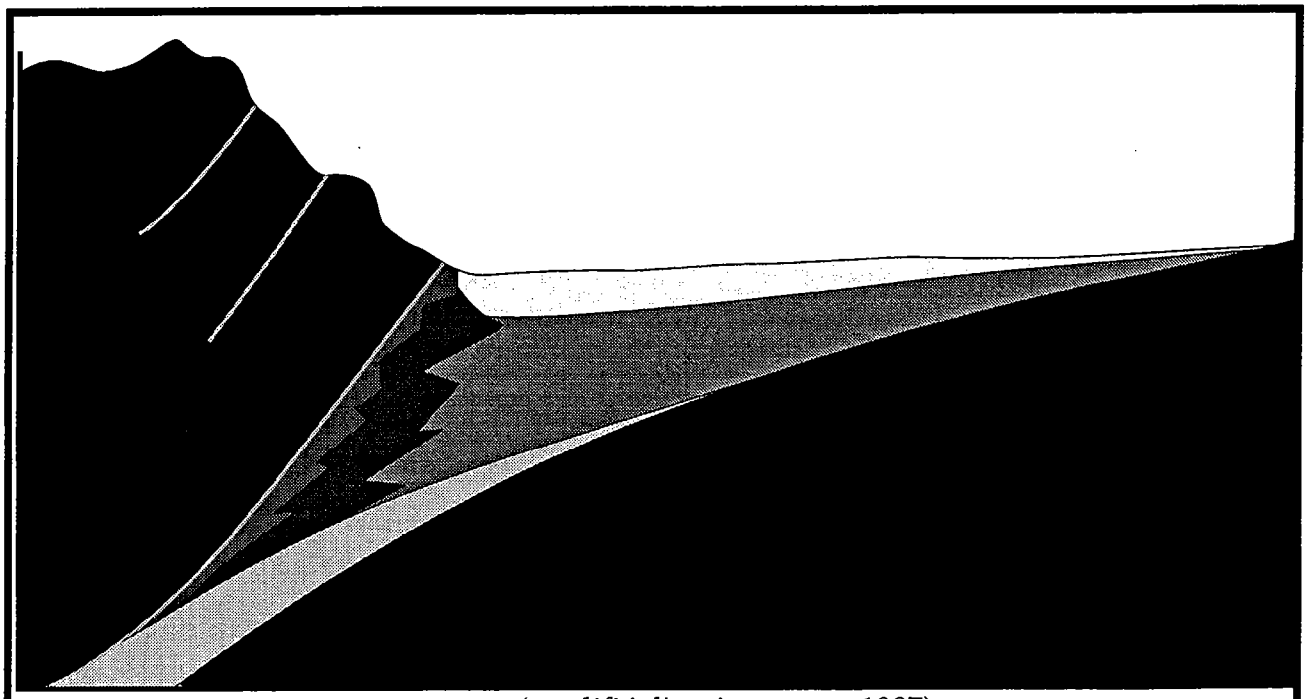
A la lumière des différents modèles analogiques, toutes les complications ci-dessus n'altèrent en rien le rôle important que joue le raccourcissement crustal avec flambage dans la mise en place et l'évolution des structures compressives pouvant aboutir aux hauts plateaux.

X-4-2 Influence des hauts plateaux sur l'évolution des bassins compressifs

Un haut plateau est très actif dans les premiers stades de sa déformation. La structuration, bien qu'atténuée, se poursuit toujours, malgré le déplacement du front de la déformation vers l'avant-pays. Ainsi, les chevauchements bordant ces hauts plateaux vont continuer à assurer l'émergence du relief. Les points les plus hauts se localisent alors généralement au voisinage de ces hauts plateaux. Une telle structuration a été rencontrée dans de nombreux modèles (voir Fig. X-9a).
C'est autour de ces reliefs aussi émergeants que nous avons concentré l'érosion. Cette dernière décape alors les reliefs et assurent l'approvisionnement des bassins compressifs adjacents (Fig. X-9b). L'intérieur des plateaux, renfermant très souvent des bassins intramontagneux, se trouve alors protégé d'intenses phénomènes d'érosion. Pendant ce temps, le bassin, coincé au sein du plateau, peut se retrouver très profondément enfoui (Fig. X-9c). Dans la nature, autour des pentes exposées, il faudrait rajouter le rôle des conditions climatiques. Ces dernières, le long de ces pentes exposées, vont accroître le processus d'érosion. L'essentiel des apports sédimentaires dans les bassins compressifs est ainsi assuré principalement par les reliefs environnants.

X-5 Les différents types de bassins compressifs

Comme nous l'avons vu dans les modèles analogiques, les bassins compressifs sont liés aux chevauchements qui les limitent, les transportent, et donc la mise en place est contrôlée par un flambage généralement crustal. Mais, dans la nature, des bassins compressifs peuvent aussi être liés à un flambage lithosphérique. De nombreux exemples de bassins compressifs peuvent être



(modifié d'après watson 1987)

Fig. X-10 Distribution schématique des faciès sédimentaires dans un bassin compressif.

rencontrés. Nous examinons ci-dessous quelques cas, surtout d'âge cénozoïque. D'abord, quels types de sédiments peut - on rencontrer dans ces structures flexurales?

X-5-1 Distribution des faciès sédimentaires

Les bassins compressifs dans leur ensemble correspondent à des structures flexurales dont la mise en place est contrôlée par la charge qu'exercent les différentes structures chevauchantes associées très souvent à la montagne adjacente (Dickinson, 1974). Ceci génère alors une dépression flexurale qui devient le siège d'une sédimentation qui peut être contemporaine de la déformation. Les différents faciès sédimentaires rencontrés peuvent permettre de prédire la source des sédiments. La distribution de ces sédiments est associé aux multiples phases de subsidence.

Dans leurs premiers stades de mise en place, ces bassins flexuraux sont marqués par des sédiments essentiellement clastiques, grossiers et associés aux conglomérats de failles. A ces dépôts clastiques, peuvent alors faire suite des faciès lacustres beaucoup plus fins (Watson et al., 1987), ou même deltaïques dans des bassins où l'influence marine est importante: c'est le cas par exemple de la plaine du Pô (Ori & Friend, 1984). L'évolution sédimentaire de ces structures flexurales se poursuit alors avec la progradation de dépôts fluviatiles.

En plus de la résistance de l'assise lithosphérique des bassins compressifs (Beaumont, 1981), leur géométrie est contrôlée à la fois par la charge, la distribution des faciès sédimentaires (Fig. X-10), mais aussi par la distribution du champ de failles.

Comme nous l'avons vu dans nos modèles analogiques, la sédimentation influence ainsi, non seulement l'évolution du bassin, mais aussi celle d'éventuelles structures pouvant s'y développer ou le limitant (voir §-4-4-2).

X-5-2 Bassins associés aux accidents

Nous regroupons ici, tous les bassins compressifs dont la mise en place est liée à des phénomènes beaucoup plus crustaux. Comme nous l'avons déjà vu au chapitre IX, les bassins sédimentaires sont des structures de plus en plus largement révélées. Ils sont de géométries variées:

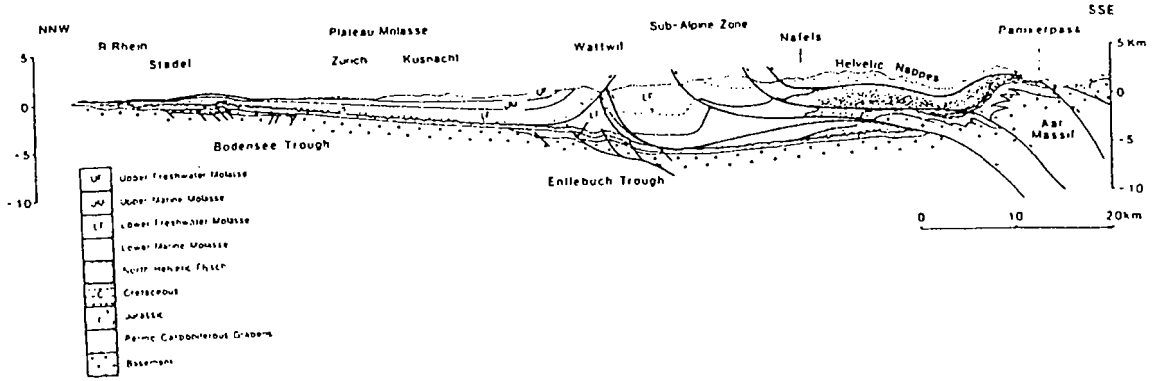


Fig. X-11 Structure générale du bassin d'avant pays Nord alpin

(d'après Sinclair et al., 1991)

Le bassin Nord alpin est caractérisé par un plateau molassique stable: il n'y a quasiment pas de chevauchements à travers la molasse. Par contre, dans la zone sub-alpine, il y a de nombreuses nappes. Ces dernières chevauchent et reprennent la bordure méridionale du bassin. Notons en fin, entre le plateau molassique et la zone sub-alpine, l'existence d'une zone triangulaire (à la localité de Wattwil). Ici, les chevauchements frontaux passent sous la principale structure antithétique.

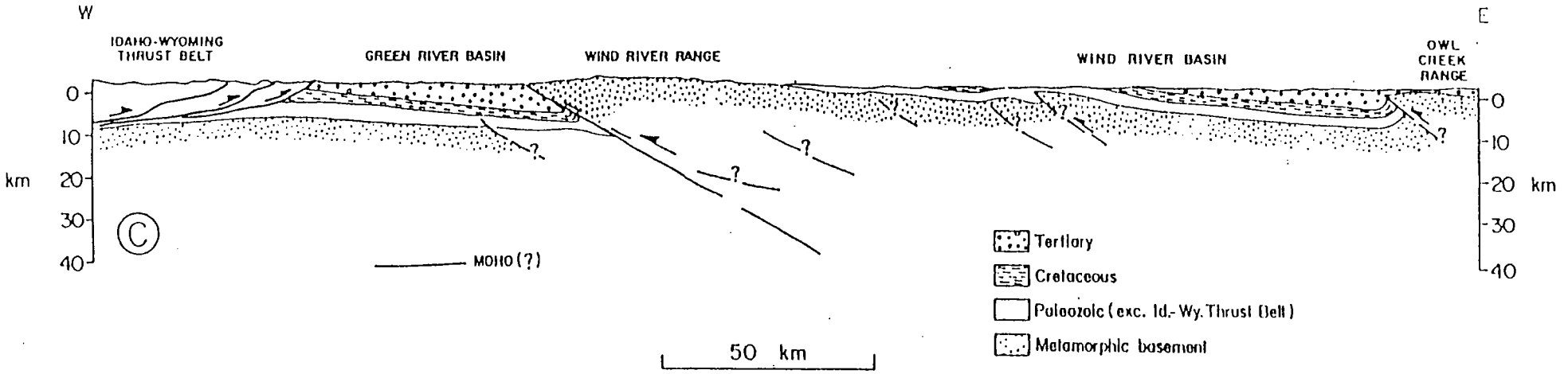


Fig. X-12 Bassins d'avant pays autour du relief de windriver. (d'après Jordan et al., 1983).

ce sont des structures associées à des chevauchements et qui correspondent soit à des bassins d'avant-pays géométriquement asymétriques soit à des bassins triangulaires qualifiés très souvent de symétriques.

X-5-2-1 Les bassins d'avant-pays

Ce sont des structures limitées par un chevauchement qui facilitent l'asymétrie de la subsidence.
Autour des Alpes, on rencontre de tels bassins. Il s'agit principalement du bassin molassique en Suisse, de celui de la plaine du Pô dans les Apennins (voir § X-5-4). Ce sont des bassins marqués par une importante phase de déformation cénozoïque. Ces bassins compressifs peuvent aussi correspondre à des structures beaucoup plus anciennes. Examinons rapidement quelques exemples.

a)- Le bassin molassique

Localisé entre le Jura au NW et les chevauchements frontaux helvétiques au SE, le bassin molassique Suisse constitue l'exemple classique d'un bassin d'avant-pays (Allen et Al., 1986). Son évolution tertiaire est liée à la progression des nappes alpines et aux plissements dans le Jura, résultant de la collision Afrique-Europe (Ziegler, 1987).

Sur du Mésozoïque tronqué et en discordance, le remplissage cénozoïque est constitué de 5000 à 7000 m de flysch et molasse (Ziegler, 1992; Bachmann et Müller, 1992).

Comme nous l'avons vu dans nos modèles, la limite en surface de ce type de bassin n'est qu'apparente, car une véritable subduction crustale le long du chevauchement enfouit profondément les sédiments; ce qui déplace alors la limite du bassin beaucoup plus en arrière (au Sud). Ainsi, Bachmann et Müller (1992), à la lumière des données de puits et de sismiques, montrent que la base du bassin molassique pentée vers le sud peut descendre sous les nappes alpines jusqu'à une distance de 30 à 50 km. Le bassin s'étend donc beaucoup plus au Sud que sa limite apparente en surface (Fig X-11).

Bien que la mise en place du bassin molassique soit influencée par des structures héritées d'une ancienne marge passive (Nicolas et al., 1990; Allen et al., 1991; Mugnier et Marthelod, 1991; Bachmann et Müller, 1992), son évolution

reste caractérisée par une flexure lithosphérique qui semble résulter de la collision, de la superposition des structures, de la sédimentation...

Dès l'Oligocène inférieur, cette flexure est accentuée (tectonique et sédimentation), particulièrement au voisinage des chevauchements frontaux où se trouve le dépocentre du bassin; ce qui accroît une subsidence asymétrique.
Pendant ce temps, vers le nord, les dépôts récents recouvrent les précédents, assurant ainsi l'expansion du bassin vers le nord.

Ce remplissage cénozoïque contemporain de la déformation, bien qu'incorporé dans le front de la déformation alpine, est quasiment préservé de toute déformation (Allen et al., 1991); le plateau molassique reste d'ailleurs quasiment stable (Voir Fig X-11). On retrouve là, malgré les structures préexistantes, l'absence de déformation au sein même du bassin, comme décrite dans nos modèles (voir Chap VII).

b)- Les bassins compressifs anciens

D'une manière générale, nous ne nous intéresserons pas aux bassins compressifs très anciens où les structures sont souvent très déformées. Toutefois, dans certains bassins mésozoïques, on retrouve très bien les principales caractéristiques.
D'ailleurs, en Asie Centrale, des études sédimentologiques récentes autour du Tien Shan montrent à la base de certains bassins cénozoïques quelques manifestations de leur activité dès le Mésozoïque (Hendrix et al.,1992).

De même, grâce aux données de sismique réflection, le Crétacé des Laramides, dans l'Etat du Wyoming, montre autour de la chaîne de Wind River l'existence de deux bassins d'avant-pays. Ils sont limités par des chevauchements peu pentés. Ceci démontrent la prédominance des mouvements compressifs horizontaux déjà pendant la mise en place de la chaîne (Brewer et al.,1981; Allmendinger et al.,1983).

Ces deux structures asymétriques (Fig.X-12) ont un remplissage essentiellement mésozoïque ("Wind River Basin"), mésozoïque et cénozoïque dans le bassin de "Green River".
Ce dernier est limité à l'Est par le chevauchement de même nom et de vergence vers l'Ouest. Ce chevauchement de pendage moyen (30 à 35°) peut descendre jusqu'à 36 km environ (Brewer et al.,1980). Le bassin de "Green River" est limité

à l'Ouest par le champ de chevauchements d'Idaho-Wyoming de vergence opposée (voir Fig. I- 1) et de ce fait, d'après nos modèles analogiques, serait à un stade précoce d'évolution vers un bassin triangulaire.

En générale, les bassins d'avant-pays sont caractérisés par un arrière pays mobile (Allen et al., 1986). Ainsi, progressivement, la zone de dépôt proche des structures frontales est déformée, mais grâce à la sédimentation, l'essentiel du bassin va quasiment échapper à toute fracturation (Voir Fig. X-11). La mobilité de l'arrière pays associé à la sédimentation va donc assurer la mobilité relative du dépocentre, coinçant ainsi le bassin entre les structures frontales et le bombement d'avant-pays, qui lui aussi peut migrer.
Mais avec des niveaux de décollement, les bassins d'avant-pays sont véritablement transportés et même affectés par la fracturation.

X-5-2-2 Les bassins transportés

Les bassins transportés ou, d'après la terminologie anglo-saxonne, "Piggyback basins", sont en fait des bassins d'avant-pays au-dessus de chevauchements plats ou de niveaux de décollement. Ces derniers correspondent généralement à des couches salifères (ou autre niveaux ductiles) plus ou moins épaisses assurant la mobilité des structures sus-jacentes, et facilitant la propagation de la déformation. Ainsi, Davis & al. (1983) montrent que certaines zones comprimées au-dessus des niveaux de décollement peuvent voir la déformation se propager sur plus de 500 km.

Pour modéliser ces bassins, nous avons simulé les niveaux de décollement (niveau ductile - Chap VIII-5) par de la silicone. Dans ces conditions, nous avons pu développer des structures internes dans les bassins résultants. Qu'en est-il des structures naturelles?

a- Le NW du bassin molassique

Dans sa partie NW, au voisinage du Jura, on note le décollement du bassin molassique grâce à la présence d'un épais niveau de sel, daté du Trias (Allen et al., 1986) (Fig. X-13). Avec l'avancée des structures frontales, tout le système molassique migre ainsi vers le NW et, au-dessus de ce niveau salifère, se localise tout le champ de déformation caractéristique du Jura.

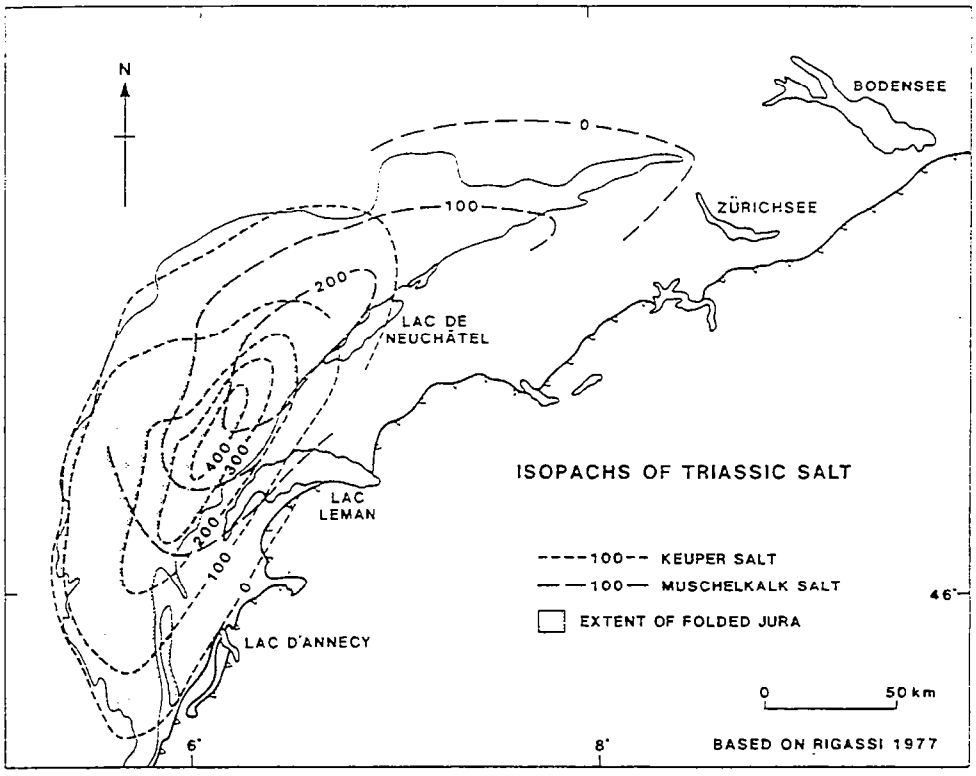


Fig. X-13 Les isopaques du sel triasique dans l'avant pays helvétique.

Cet horizon salifère va faciliter le déplacement du bassin molassique vers le NW et contrôler le developpement du Jura.

Le bassin molassique helvétique passe ainsi, d'une structure complètement d'avant-pays, à une structure mobile intégrant le Jura. Ce niveau de sel contrôle et facilite la mise en place de toutes les structures constituant le Jura. C'est ce dernier qui limite au NW le bassin molassique.

Très souvent, les bassins sédimentaires transportés sont généralement des structures de petites dimensions. C'est le cas de quelques exemples dans les Pyrénées et les Apennins.
Ce sont des bassins qui correspondent chacun à une phase active des différents chevauchements frontaux (Ori et Friend, 1984). Les petites structures restent très souvent associées à des grands bassins asymétriques, comme celui de l'Ebre dans les Pyrénées ou celui de la plaine du Pô dans les Apennins.

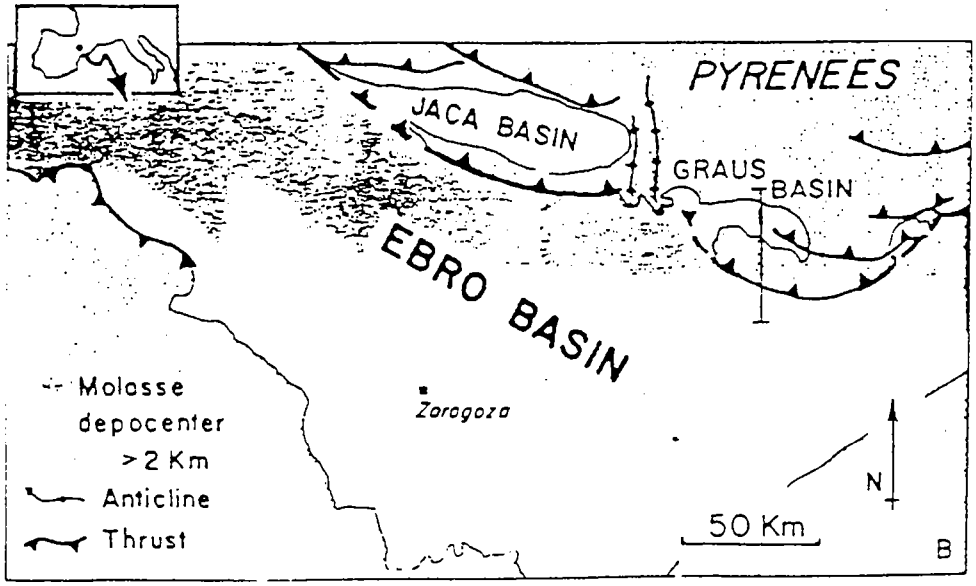
b- Dans les Pyrénées

Autour du bassin principal de l'Ebre, il y a quelques petits bassins transportés. Leur mise en place se fait entre l'Eocène et le Miocène moyen (Ori et Friend, 1984). Il s'agit essentiellement du bassin de Grauss et de celui de Jaca (Fig X-14a). Ces bassins sont localisés contre la zone sud-pyrénéenne et dominés ainsi par la zone axiale, qui subit à cette période soulèvement et érosion (Hirst et Nichols, 1986). La principale source d'apport détritique dans ces bassins est représentée par la zone orogénique active que constitue les Pyrénées.

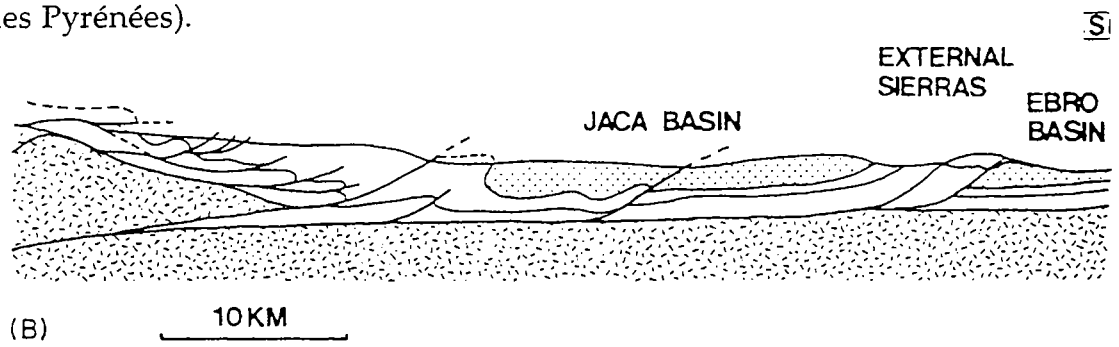
Contrairement au bassin principal (Ebre), assez asymétrique avec 4000 m de sédiments au Nord et seulement quelques centaines de mètres au Sud (Hirst et Nichols, 1986), on n'observe pas, dans les structures décollées, de véritable dépocentre (Fig X-14b). Comme dans les modèles analogiques, la composante horizontale du déplacement prend le dessus sur la composante verticale. Ces structures liées à la marge méridionale des Pyrénées ont aussi subi des soulèvements et ont fini par être érodées.

c- Dans les Apennins

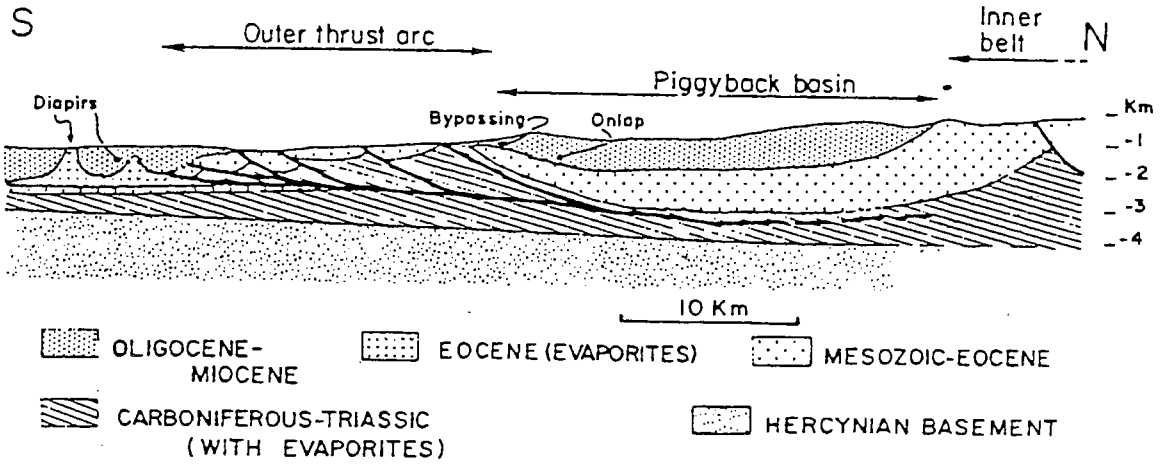
Le long de la marge méridionale de la plaine du Pô et en particulier dans le champ de failles de Ferrara, on définit des structures tectoniques mobiles associées à la sédimentation (Fig. X-15).
Contrairement aux bassins de Gauss et de Jaca, on note dans cette région la présence d'une couverture quaternaire. Elle est très peu érodée. Le remplissage plio-quaternaire qui provient essentiellement des Apennins peut atteindre 4000m



14a- Principaux éléments tectoniques autour des bassins de Jaca et de Grauss (Sud des Pyrénées).



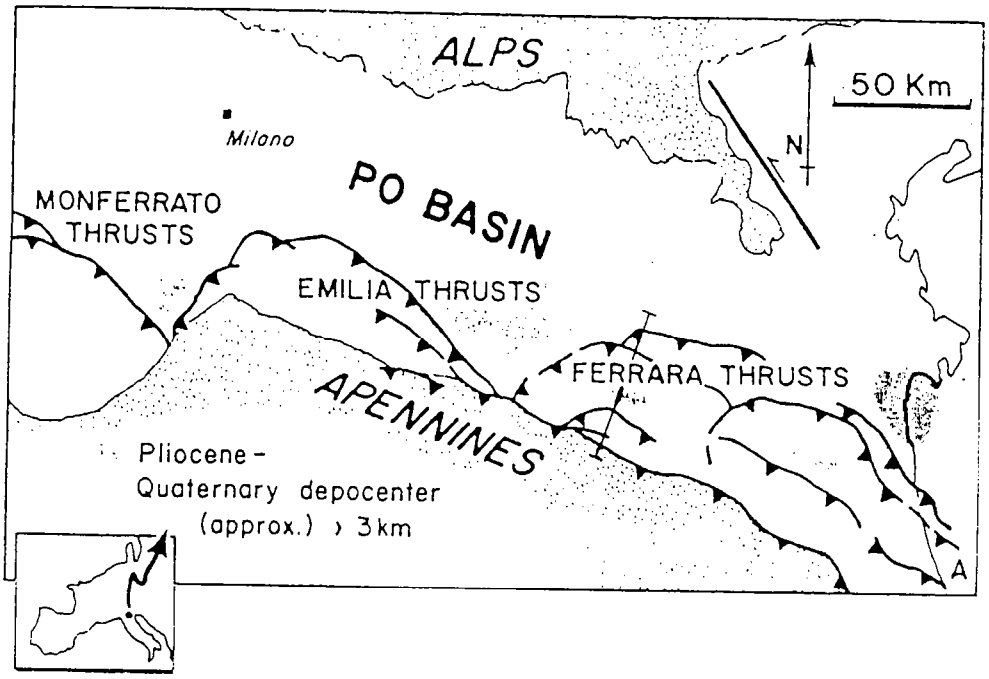
14b- Bassin décollé de Jaca (d'après Hirst & Nicols 1986)



14c-Bassin décollé de Grauss (d'après Ori & Friend, 1984)

Fig. X-14 Bassins décollés et transportés dans les Pyrénees.

La déformation dans ces bassins est marquéepar une structuration du remplissage sédimentaire (14b et 14c). Il y a même du diapirisme dans le bassin de Grauss (14c).



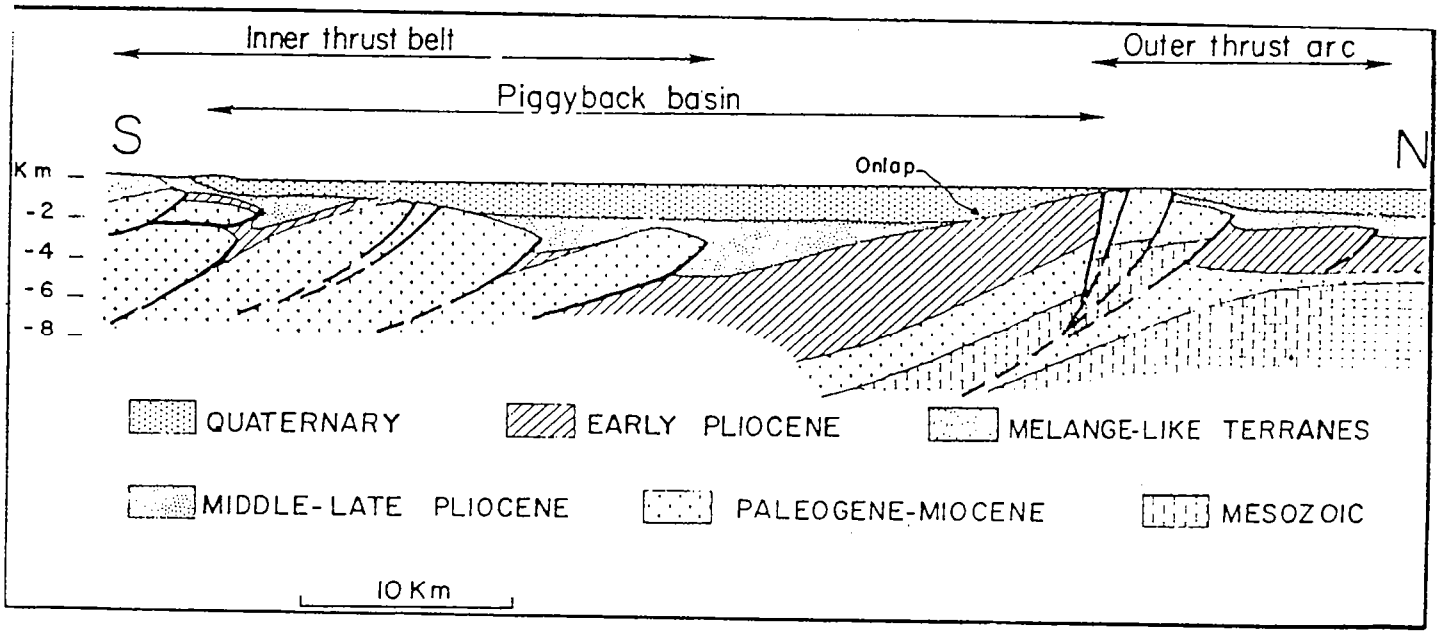


Fig. X-15 Bassins décollés et transportés dans les Apennins.

15a-Bordure méridionale de la plaine du Pô avec localisation de la section verticale (15b). La partie du bassin vraiment transportée est comprise entre les dépôts du Pliocène et le Quaternaire (Ori et Friend, 1984).

dans les dépocentres. Ces derniers, en l'absence de véritable niveau ductile sont associés aux écailles tectoniques ou tout simplement au front des différentes structures.

Des bassins associés à des séries décollées sont aussi définis dans la région de Fortuna au SE de l'Espagne (Poisson et Lukowski, 1990), au Sud de l'arc Calabrio-Peloritain (Gert Jan Weltje, 1992) et autour de nombreuses autres orogènes...

Associés au développement d'une séquence de chevauchements ou à la présence d'un niveau de décollement, les bassins compressifs transportés sont généralement asymétriques avec des dépocentres peu subsidents. Ils sont caractérisés par une importante ampleur de mouvements horizontaux. Enfin, leur évolution aboutit à un empilement, facilitant généralement l'érosion des premières structures.

X-5-2-3 Tectonique andine et les bassins triangulaires

Parmi les bassins compressifs mis en évidence dans nos modèles, il existe aussi les bassins triangulaires, ou ramp valleys. Ce bassins sont limités par deux chevauchements constituant des escarpements (voir Fig VIII-4 et 5).
Ce sont des structures très souvent intramontagneuses (voir Chap IX). On en retrouve également dans l'orogène andine qui s'étend le long de la côte occidentale sud-américaine.

a- Le contexte tectonique régional

Le contexte géologique est caractérisé par une marge convergente avec subduction d'une plaque océanique plongeant vers l'Est sous le continent sud-américain (Fig X-16). Ainsi, la subduction, à contrainte compressive dominante, reste la principale cause du style tectonique régional à travers la Cordillère des Andes (Kono, 1989). Les Andes sont également caractérisées par une segmentation tectonique, qui coïncide avec la segmentation de la plaque subductante Nazca (Jordan et al., 1983; Cahill et Isacks, 1992) dont le plongement peut passer d'environ 30° à une position subhorizontale.

Dans sa partie occidentale, la Cordillère subit également la manifestation de phénomènes thermiques qui contribuent à l'édification du haut plateau Altiplano-Puna (Kono, 1989; Mercier,1990;...). Elle est limitée à l'Ouest par une fosse de subduction active.

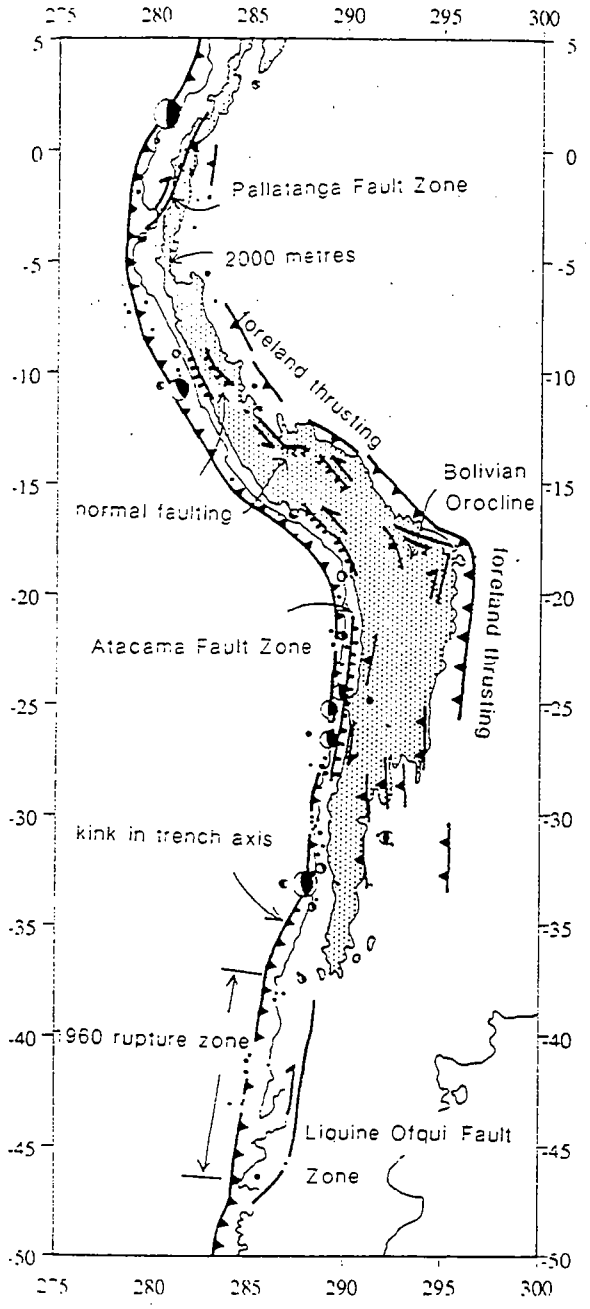


Fig. X-16 Principales structures de la marge Sud américaine.
(Dewey & Lamb, 1992)

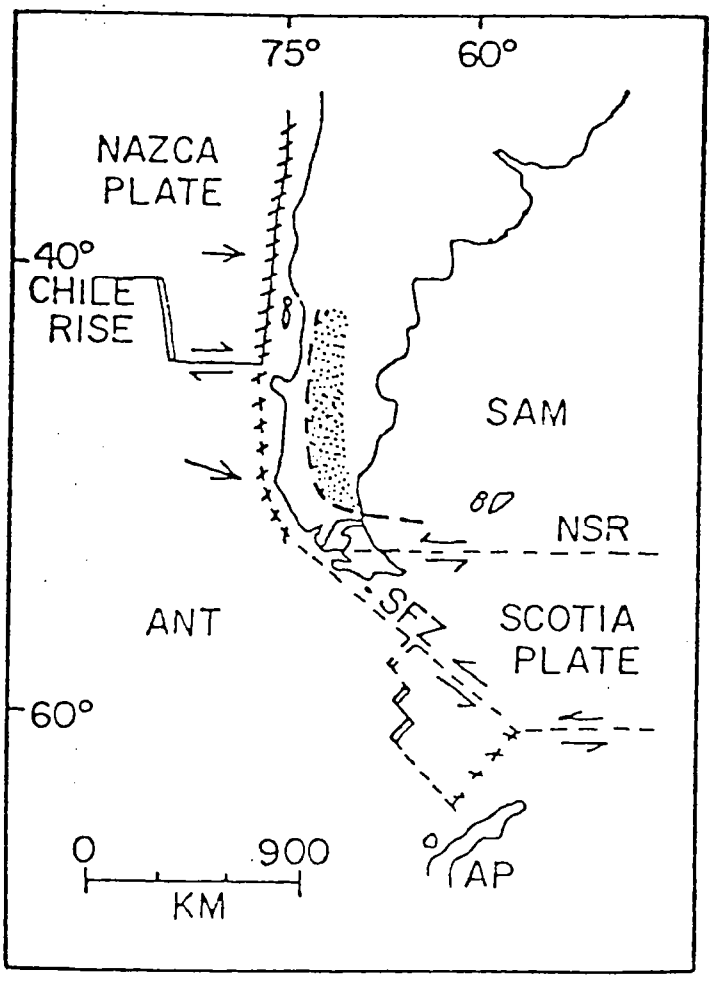


Fig. X-17 Contexte géotectonique des Andes méridionales
(d'après Winslow 1981)

Dans sa partie centrale, puis orientale, se développent des chevauchements et bassins compressifs associés, de plus en plus récents: d'où une migration de la déformation vers l'Est.

Dans ce contexte purement compressif, quelques failles normales sont quand même générées dans les hauts reliefs. Il existe aussi des zones décrochantes comme celle entre le SE de la Puna et le Nord des Sierras Pampeanas qui est dextre (de Urreiztieta et al., travaux en cours).

Les zones transpressives

Les zones transpressives sont surtout localisées aux extrémités septentrionales et méridionales du continent sud-américain.
Au Sud, ce sont des zones de fractures qui correspondent essentiellement aux limites de plaques (Fig. X-17).

Au Nord également, dans la région de Panama, le cisaillement est associé à une subduction oblique (Mackay et Moore,1990). La limite septentrionale de la plaque caraïbe, avec pour tectonique dominante le cisaillement, présente des structures en échelon, des bassins en pull apart... associés à une tectonique compressive active. Les différents mécanismes responsables de ces structures s'associent (Fig. X-18) pour générer des structures transpressives (Calais et al., 1991).

Les structures compressives

Les structures purement compressives demeurent les éléments essentiels rencontrés dans cette région. Leur mise en place et évolution sont influencées par des structures préexistantes.

Ainsi, dans les Andes méridionales par exemple, la tectonique mésozoïque et cénozoïque qui affecte la couverture sédimentaire est contrôlée par les blocs basculés du substratum continental (Winslow, 1981). Ce sont des failles dont les pendages peuvent être importants (Fig. X-19). Toutefois, les champs de failles restent géométriquement identiques à ceux rencontrés dans des domaines d'avant-pays classiques.

Quant à la région centrale des Andes, elle est située au-dessus d'un segment de la plaque Nazca à plongement normal (30°) vers l'Est. Cette région est limitée au Nord et au Sud par des segments subhorizontaux. Elle est marquée par des chaînes parallèles (N-S) hautes de 4000 m environ et larges de 200 à 4450 km

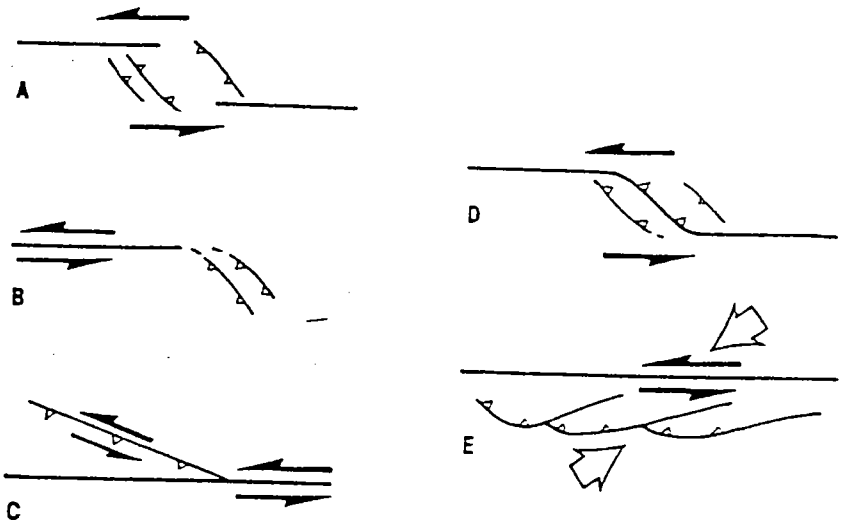


Fig. X-18 Mécanismes responsables des structures transpressives
(d'après Calais et al., 1991)

Les structures transpressives peuvent être rencontrées dans des régimes tectoniques purement compressifs ou décrochant (18e). Elles peuvent être liées aux discontinuités transcurentes (18a), aux mouvements obliques des blocs pris dans le jeu décrochant (18b) ou encore, à l'association de tous les mécanismes précédents.

Toutes ces structures transpressives s'intègrent bien dans un régime compressif.

(Kono,1989) constituant le plateau Altiplano-Puna. Ce plateau se met en place au Tertiaire dans un contexte de non-collision (Allmendinger,1986).

Le raccourcissement se poursuit progressivement vers l'avant-pays où l'on rencontre des niveaux de décollement intracrustaux (Cahill et al,1992) ainsi que des structures préexistantes.
De nombreuses structures normales du Crétacé sont ainsi réactivées. La géométrie de ces structures préexistantes va alors influencer le développement de structures récentes dans l'avant-pays (Allmendinger, 1983) .

Toutefois , la tectonique est relativement profonde dans la région des Sierras Pampeanas alors qu'elle affecte surtout la couverture dans l'avant-pays bolivien avec la présence de niveaux de décollement.

Outre les structures préexistantes, les niveaux de décollement vont également influencer les structures mises en place. Ainsi, dans le Sud de la Bolivie, Baby et al. (1989) décrivent des niveaux de décollement faiblement pentés, associés à des niveaux compétents d'épaisseurs faiblement variables. Cette disposition facilite la propagation de la déformation et le développement des duplex et autres anticlinaux et synclinaux étroits (Fig. X -20).

En revanche, au Nord de la Bolivie, il y a deux principaux niveaux de décollement continus (Roeder,1988; Baby et al.,1989), fortement pentés avec des unités lithologiques d'épaisseur peu variable. Ceux-ci limitent la propagation de la déformation vers l'avant-pays et facilite une certaine propagation rétrograde qui complique souvent la chronologie de mise en place des accidents (Jordan et al.,1993). Mais, d'une manière générale, comme nous l'avons vu dans nos modèles analogiques, la présence des niveaux de décollement va faciliter la propagation de la déformation vers l'avant-pays.

Dans la partie colombienne des Andes Centrales, on retrouve des structures compressives étroites à vergence orientale. Les chevauchements ont des pendages faibles à modérés et s'enracinent profondément dans le substratum pré-structuré au Crétacé (Butler et Schamel,1988).

On note ainsi dans les Andes, outre une segmentation liée à la pente de la plaque subductante, une variation du style de la déformation qui est influencée par les structures préexistantes et par les alternances lithologiques. Les champs de failles sont ainsi plus ou moins régulièrement espacés (champs uniformes),

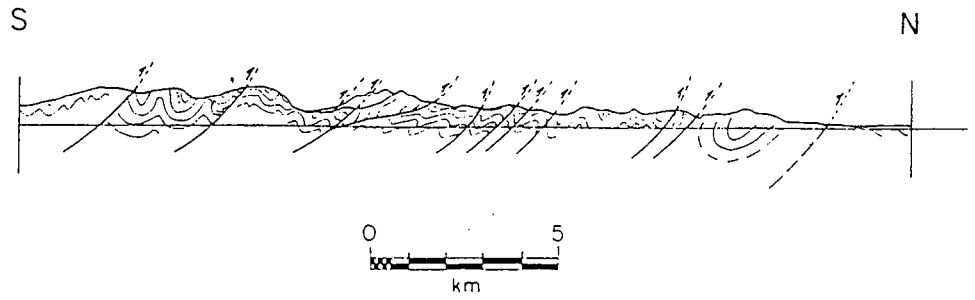


Fig. X-19 Distribution homogène des accidents au sud du Chilie.

Pas d'exagération verticale, et extrapolation minimale en profondeur.

(d'après Winslow, 1981)

La mise en place et l'évolution de ces chevauchements sont influencées par des blocs préexistants.

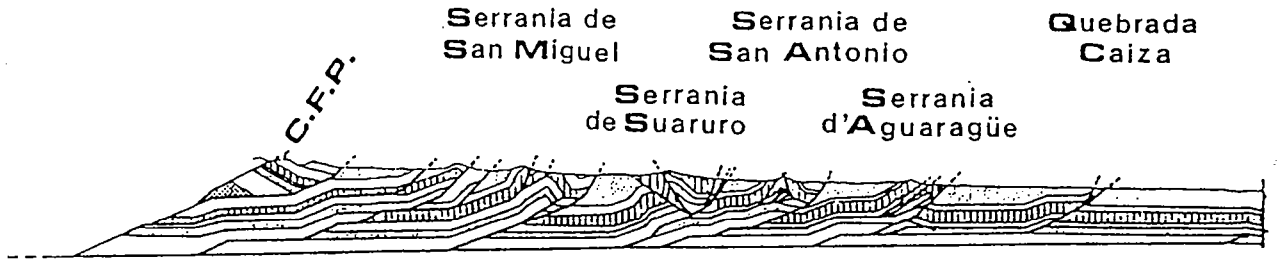


Fig. X-20 Coupe dans la région subandine de Bolivie (d'après Baby et al.,1989)

Les différents chevauchements majeurs s'enracinent en profondeur avec en sub-surface, le développement d'anticlinaux et synclinaux étroits.

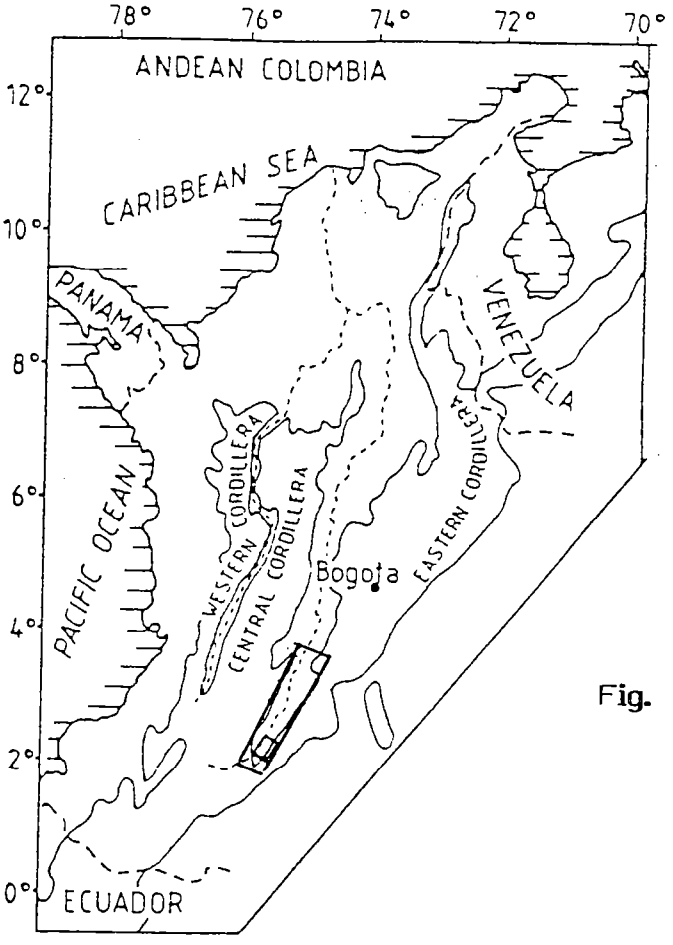


Fig. X-21 Localisation de la vallée de la Magdalena.

(Van Der Wiels et al. 1992)

associés à des anticlinaux (anticlinaux de rampes). Ces structures peuvent finir par s'imbriquer, constituant ainsi des duplex.

Toutes ces structures sont associées à des bassins compressifs d'avant-pays, des "piggyback basins" (Jordan et al.,1993) mais aussi à des bassins limités par des chevauchements de vergence opposée.

b- Les bassins triangulaires

Généralités sur les bassins triangulaires andins

Ce sont des structures coincées au sein même de la chaîne andine.
Dans les Andes Centrales, on peut citer les structures synclinales de Mididi et de Charqui (Roeder, 1988), structures reprises par des chevauchements.

De même, au NW de l'Argentine, on passe d'une tectonique subandine de couverture, vers une tectonique subverticale dans le système de Santa Barbara. Dans ce dernier, on peut remarquer la présence de bassins triangulaires (Jordan et al., 1983; Jordan et al., 1993). Un remplissage éo-pliocène important comble ces bassins.

Le bassin de Mantaro dans le Pérou central est également limité par deux zones convergentes de chevauchements (Dorbath & al., 1990):
celle de Altos del Mantaro à l'Ouest,
puis celle de Ricran avec la faille de Huaytapallana à l'Est.
C'est une structure asymétrique dont le dépocentre est décalé vers l'Ouest, témoignant d'une progression de la déformation vers l'Est.

Les bassins triangulaires les plus caractéristiques dans la région sont décrits en Colombie, le long de la vallée de la Magdalena.

Sédimentation dans les bassins triangulaires

Ces différents bassins, en général, constituent des structures flexurales intrachaînes où la charge générée par les blocs chevauchants et par la sédimentation entretiennent la flexure.

Les taux de sédimentation dans la région varient entre 200m/Ma et près de 600m/Ma selon la durée de vie du bassin considérée (Noblet et al., 1987).
La sédimentation tertiaire dans ces bassins, en particulier autour de l'Altiplano, est donc importante, constituée de matériau grossier et continental.

D'origine fluviatile, la sédimentation est marquée par un volcanisme calco-alcalin associé à des séries détritiques continentales rouges (Audebeaud et al., 1976; Noblet et al., 1987; Marocco & Noblet, 1990). Ces différents apports proviennent de la démolition des reliefs émergents et, se déposent dans un contexte compressif. Les épaisseurs cumulées au Tertiaire peuvent dépasser les 20km dans ces bassins (Martinez & Séguret 1990).

Cas de la vallée de la Magdalena

Dans le contexte tectonique décrit ci-dessus, la vallée de la Magdalena, en Colombie, est coincée entre les Cordillères centrale et orientale. Elle est principalement drainée par le Rio Magdalena (Fig. X-21).
Cette vallée, intensément structurée, est caractérisée par une histoire cénozoïque essentiellement compressive (Butler & Schamel, 1988).

Elle s'étire globalement du Nord au Sud et est limitée:
- à l'Ouest, par les systèmes chevauchants de Chusma au Sud et de Girardot au Nord. Ils sont surtout à vergence vers l'Est;
- à l'Est, par des chevauchements liés au massif de Garzon et à la Cordillère orientale. Ce sont des chevauchements majoritairement à vergence vers l'Ouest.
Cette dépression structurale contient de nombreux bassins dont le remplissage est miocène (Fig. X-22), avec de part et d'autre des escarpements laissant affleurer des formations de plus en plus anciennes.

Le bassin de Neiva

Au Sud de la dépression structurale de la Magdalena, on distingue le bassin de la Neiva. Il connaît après le Crétacé, un remplissage sédimentaire important. Epais au voisinage du système de Chusma, ce remplissage s'aminci progressivement vers l'Est (Butler & Schamel, 1988). Dès le Néogène, les apports sont surtout fluvio-volcaniques et atteignent les 2600m d'épaisseur (Van Der Wiel et al., 1992). Ces dépôts récents correspondent à trois unités, dont la plus récente (plio-quaternaire: groupe de Mesa) vient combler la zone axiale du bassin.

Le dépocentre, en apparence axial en subsurface, est fortement décalé vers l'Ouest. Ceci entraîne un important enfouissement des sédiments sous le système chevauchant de Chusma (Fig. X-23).

Dans les expériences que nous avons réalisées, en dehors du modèle Bc_b (Figure VIII-5) qui traduit les conditions d'une lithosphère chaude (faible

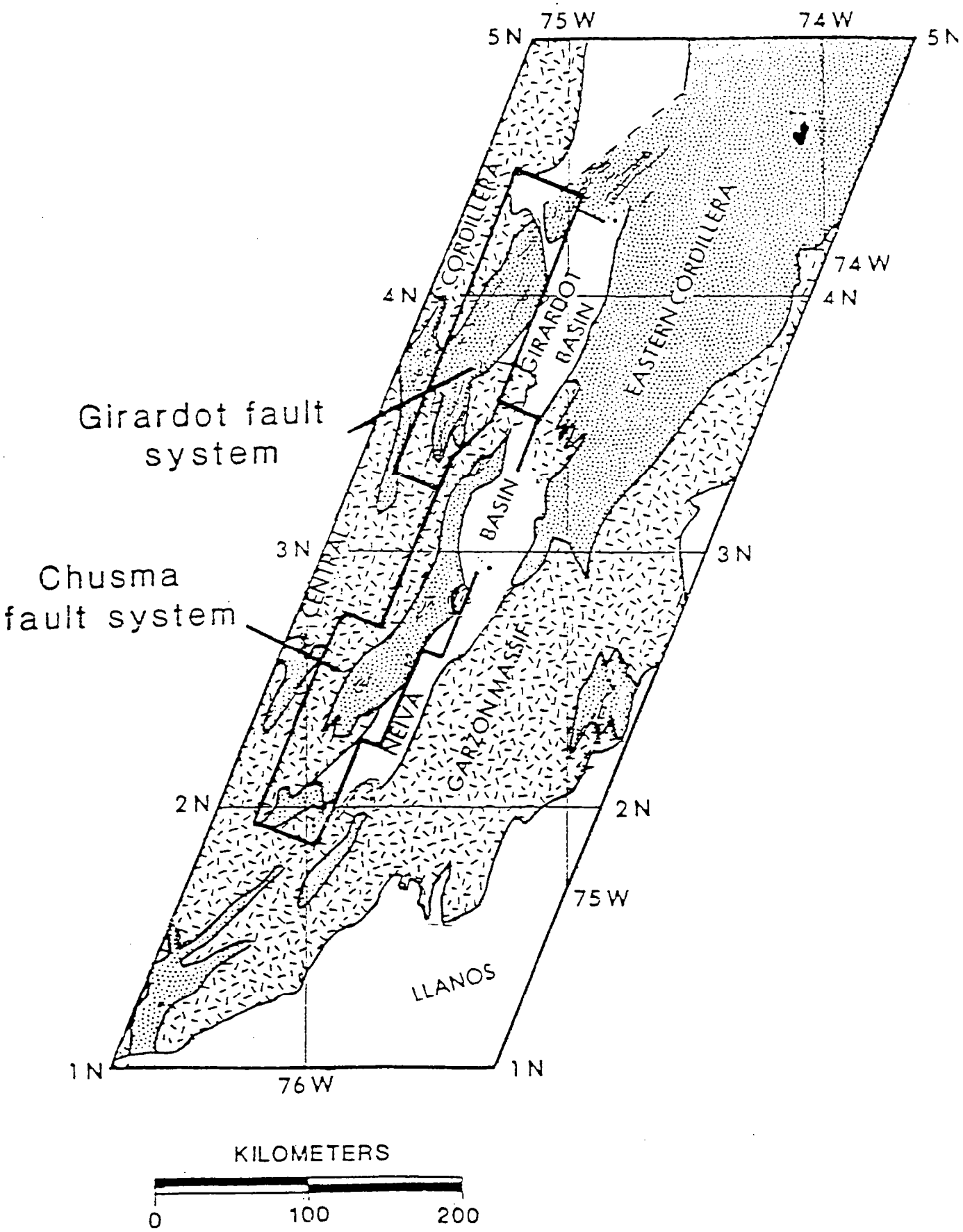


Fig. X-22 Stratigraphie autour de la vallée de la Magdalena

(Butler & Schamel, 1988)

Le remplissage de la vallée est essentiellement Miocène, avec de part et d'autre, des formations de plus en plus anciennes.

23a

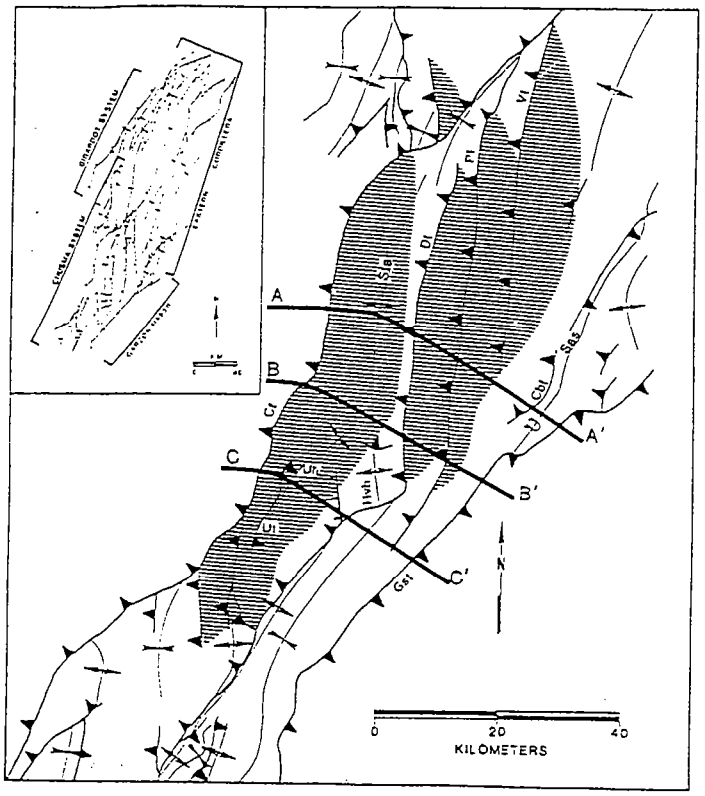


Fig. X-23 Principales structures du système chevauchant de Chusma et du bassin de la Neiva- vallée de la Magdalena.

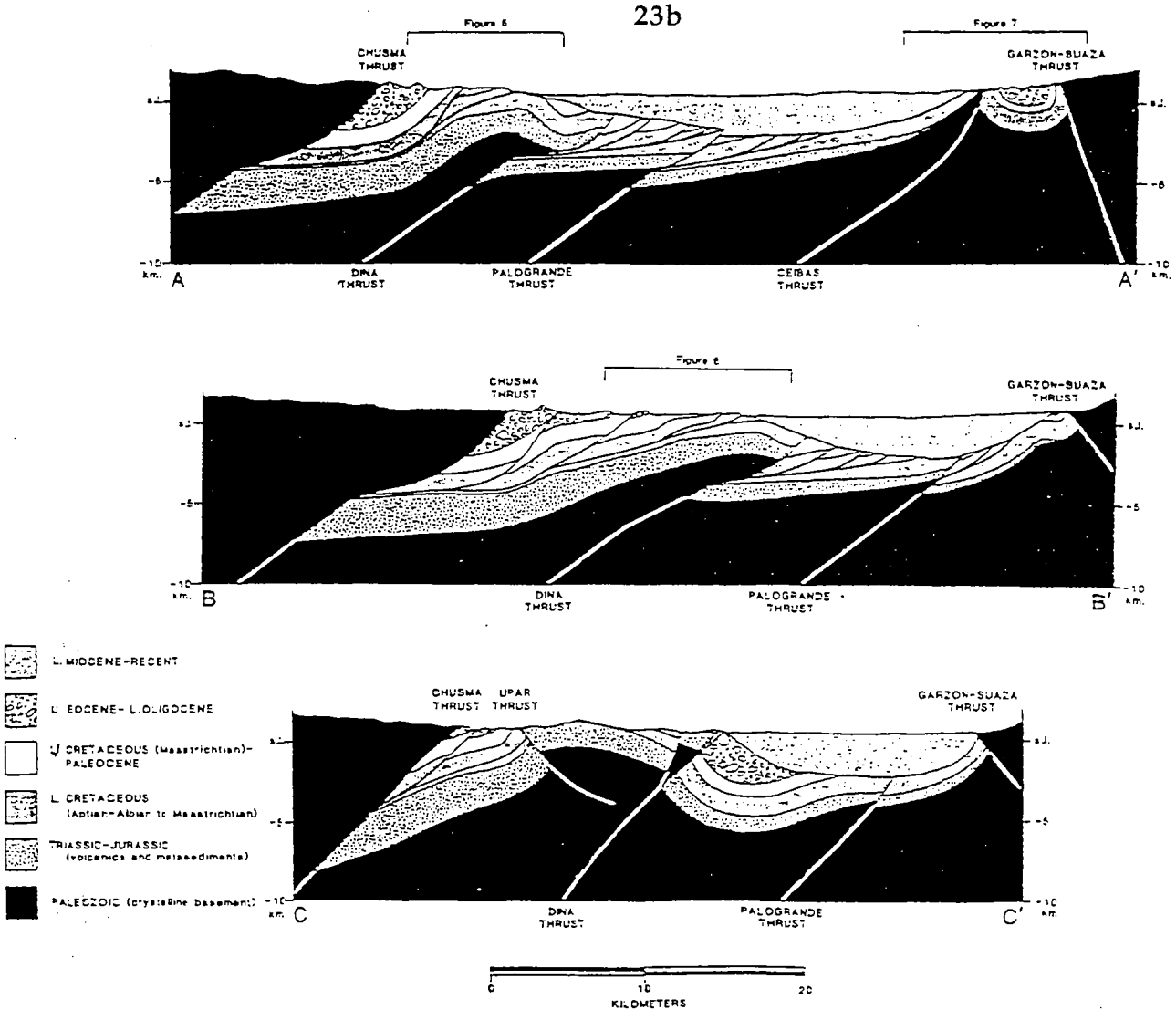
(Butler & Schamel, 1988)

23a- Système de Chusma et bassin de Neiva: carte structurale

23b- Coupes verticales à travers le bassin.

Ces différentes coupes montrent un bassin limité par des chevauchements de vergence opposée. Le bassin est nettement asymétrique dans sa structuration. Les principaux dépocentres sont ainsi décalés vers l'ouest.

23b



épaisseur de la croûte fragile), tous les bassins triangulaires obtenus sont d'abord asymétriques. En fait, il s'agit à chaque fois d'anciens bassins d'avant-pays qui sont repris à l'avant par des chevauchements de vergence opposée.

Dans les conditions naturelles, de nombreux bassins semblent ainsi avoir suivi une telle évolution. Cette dernière peut d'ailleurs être envisagée pour d'autres bassins d'avant-pays actuels.

Ainsi, le bassin de Green River, nettement d'avant-pays, butte à l'Ouest contre le système chevauchant des états Idaho - Wyoming à vergence vers l'Est (voir Fig. I-1 et X-12). Dans des conditions de bassins larges (voir Chap. VIII), il est facile de voir se développer vers la partie centrale, une zone positive. Cette dernière comme nous l'avons vu dans les modèles analogiques peut correspondre à un anticlinal lié au flambage, ou au bombement d'un fragment lithosphérique compris entre deux chevauchements.

Un autre exemple naturel qui semble présenter ces mêmes caractéristiques et à un stade plus évolué serait le bassin de Tarim (Asie centrale) avec deux dépocentres. Le premier dépocentre au Sud est plus développé alors qu'il est plus modeste au Nord du bassin. Ces deux dépocentres sont séparés par une zone positive centrale, qui finit par se structurer (voir Chapitre IX).

Si, par contre, le premier chevauchement limitrophe a été très actif, il déporte complètement le bassin. Ce dernier peut être repris tardivement par un chevauchement de vergence opposée et qui affecte le remplissage sédimentaire (Fig. X-24). Dans ce cas, les chevauchements limitrophes sont relativement proches et le bassin restera asymétrique.

Toutefois, il reste possible d'obtenir des bassins triangulaires relativement symétriques. Dans ce cas, les deux chevauchements sont très souvent proches et actifs quasi simultanément. Dans ces conditions, le fond du bassin est alors plat. De telles structures pourraient être liées à des lithosphères peu résistantes, à la réactivation de structures préexistantes...

D'une manière générale, tout comme les bassins d'avant-pays, les bassins triangulaires (abusivement dénommés aussi bassins symétriques), ont une géométrie asymétrique dans la plupart des cas. Cette géométrie est généralement cachée par le remplissage sédimentaire. Les bassins triangulaires

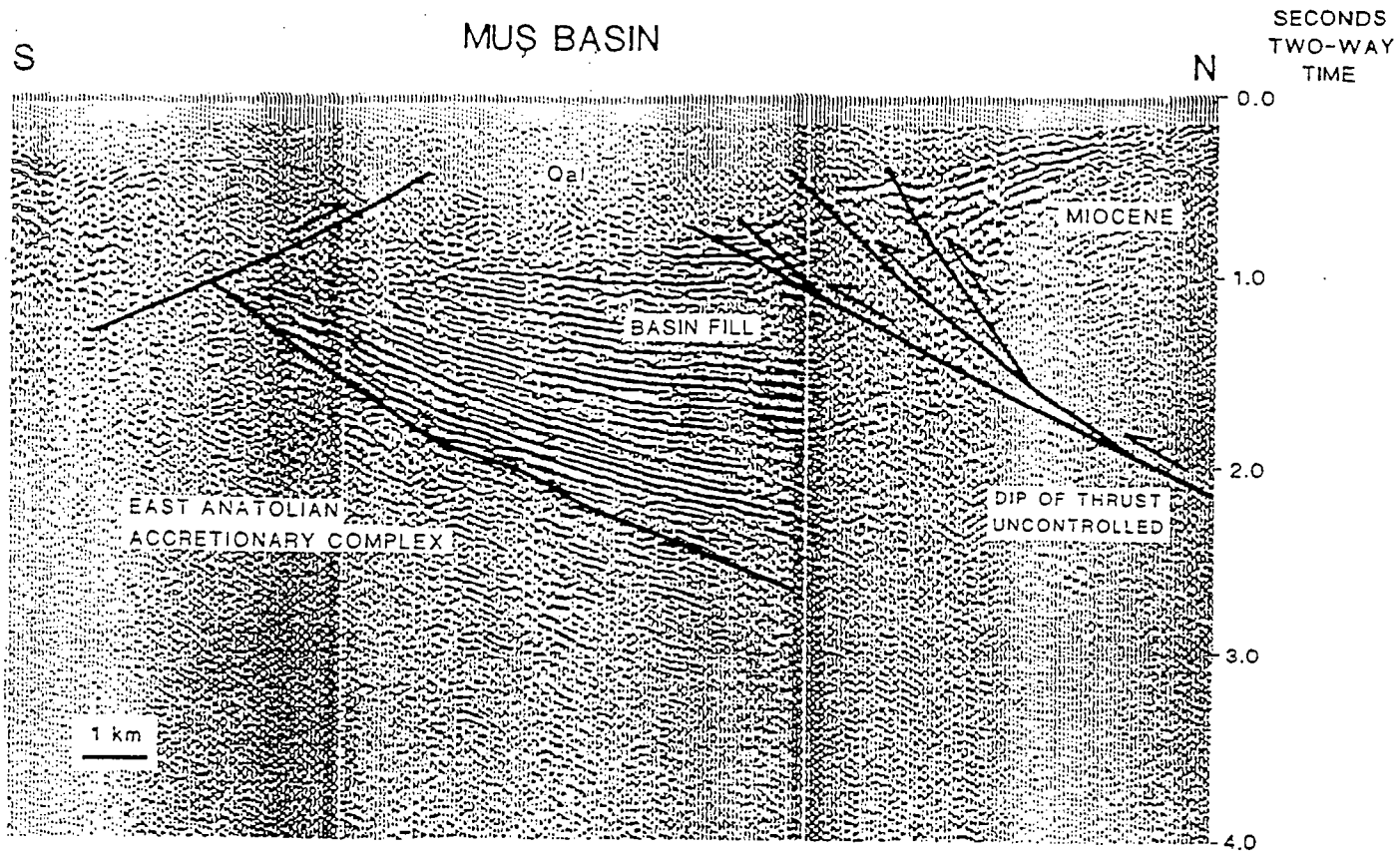


Fig. X-24 Bassin de Mus à l'Est de la Turquie (d'après Sengör et al., 1985)

Dans ce bassin et malgré la présence au Sud d'un chevauchement à pendage sud, l'essentiel de la déformation est accommodée au Nord par une structure chevauchante de pendage opposé (Nord). Ce qui confère au bassin une géométrie asymétrique, en surface.

De nombreux bassins triangulaires correspondraient alors à d'anciennes structures de type avant pays.

correspondraient donc à l'aboutissement de l'évolution de certains bassins d'avant-pays : d'où une localisation principalement intramontagneuse.

X-5-2-4 Conclusion

A la lumière des différents résultats expérimentaux, nous pouvons constater que de nombreux bassins compressifs sont limités par des chevauchements dont la position est essentiellement fixée par le flambage crustal Dans ces bassins, le raccourcissement qui se poursuit entraîne des superpositions d'unités crustales surtout fragiles. Ceci se superpose à la déformation ductile et homogène pour assurer l'épaississement.
Toutefois, des parties ductiles crustales et même mantelliques se retrouvent très souvent prises en biseau le long des chevauchements majeurs (limitrophes) qui assurent un enfouissement important des sédiments.
A l'intérieur de ces bassins, peu de structures internes sont rencontrées. Mais, la présence des niveaux de décollement facilite la propagation de la déformation tant à l'intérieur des bassins qu'au-delà de ces derniers.

X-5-3 Les bassins compressifs associés au flambage lithosphérique

Des exemples naturels de flambage lithosphérique, en particulier sur lithosphère continentale, sont très peu décrits et illustrés dans la littérature. Et pourtant, la rhéologie de la lithosphère continentale plus hétérogène, avec des niveaux de décollement, devrait faciliter la mise en place du flambage.

L'existence de ce phénomène, bien qu'encore controversée, semble toutefois de plus en plus admise (Stephenson & Cloetingh, 1991). Le flambage lithosphérique va également entraîner la mise en place des structures compressives décrites ci-dessus. C'est le cas de certains bassins rencontrés en Australie centrale ou au Nord-Ouest du bouclier canadien.

X-5-3-1 Le bassin d'Amadeus au centre de l'Australie

Il s'agit d'une structure très ancienne où des roches ont enregistré une longue histoire compressive, allant du Protérozoïque inférieur au Paléozoïque moyen (Rickard, 1989). Ce bassin couvre une superficie de 17.000km^2 (Shaw et al.,1991). Il est coincé entre le bloc d'Arunta au Nord et celui de Musgrave au Sud (Fig. X-25).

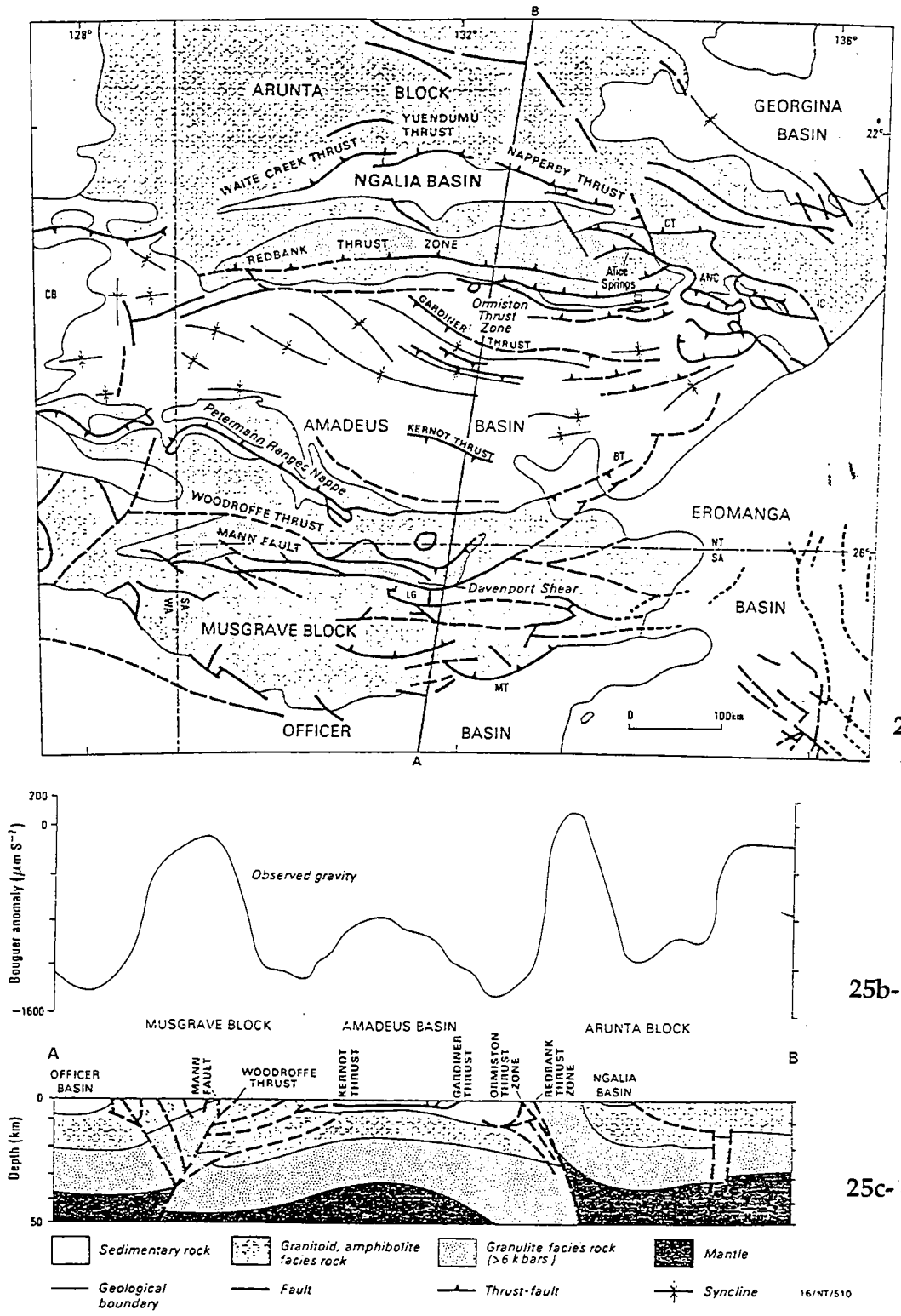


Fig. X-25 Principales structures autour du bassin d'Amadeus en Australie centrale.

(d'après Shaw et al., 1991)

La région autour du bassin d'Amadeus est dominée par des structures compressives d'âge Paléozoïque

On note ainsi, du nord au Sud, une alternance entre les reliefs et les bassins (25a) correspondant à une signature périodique.

Cette signature périodique se retrouve également à travers l'anomalie de Bouger marquée par de fortes valeurs négatives dans les bassins: sédiments peu denses (25b) Le bassin est affecté de nombreux chevauchements crustaux, dont certains traversent toute la croûte et décallent le Moho. Celui-ci s'ondule aussi (25c). Le flambage dans cette région semble ainsi affecter toute la lithosphère continentale.

Trois étapes majeures semblent caractériser la mise en place de ce bassin (Korsch & Lindsay, 1989):
. une première étape au tour de 900 Ma, pendant laquelle le développement du bassin se fait dans un contexte extensif;
. dans une deuxième étape (Protéro-Cambrienne), alors que l'extension se poursuit, on note dans la région du Sud-Ouest, des manifestations d'un régime compressif;
. enfin, du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur, le bassin est pris dans un régime complètement compressif.

De nombreux mécanismes ont été proposés pour expliquer la subsidence et l'évolution de ce bassin intracratonique.

Il a été ainsi envisagé, pour les premières étapes, des phénomènes d'impact météoritique, de dissolution et de migration salifère (Dewey, 1982). Des mécanismes thermodynamiques, selon les modèles de Mckenzie (1978) ou Wernicke (1981), ont également été proposés.

Puis, avec les premières manifestations compressives, des mécanismes liés à un empilement de nappes ont été envisagés.
Dans tous les cas, plusieurs tectoniques ont affecté cette région au cours du temps. Ceci aurait alors entraîné des superpositions successives de structures variées qui seraient à l'origine du bassin d'Amadeus (Korsch & Lindsay, 1989).

Cependant, des études récentes menées dans la région montrent une signature périodique. C'est le cas des anomalies de Bouger, espacées d'environ 200 km (Martinod, 1991). Dans ces bassins compressifs (limités par des chevauchements), les données gravimétriques montrent de fortes anomalies négatives, liées à la faible densité des sédiments.

Déjà, Lambeck (1983 et 1984) propose un mécanisme de flambage lithosphérique pour expliquer la mise en place du bassin d'Amadeus.
La sédimentation, comme nous l'avons vu dans les modèles analogiques, participe certainement à l'accentuation de la subsidence, d'autant plus qu'il n'est pas noté d'événements thermiques majeurs dans la région après environ 900 Ma (Shaw et al., 1991). Cette sédimentation peut d'ailleurs diminuer significativement la contrainte nécessaire au flambage. Les modèles lithosphériques avec un Manteau supérieur résistant nous ont permis d'obtenir des structures compressives (bassins) présentant des caractéristiques géométriques et structurales relativement proches (voir Fig. VII-8 et Fig. VIII-1)

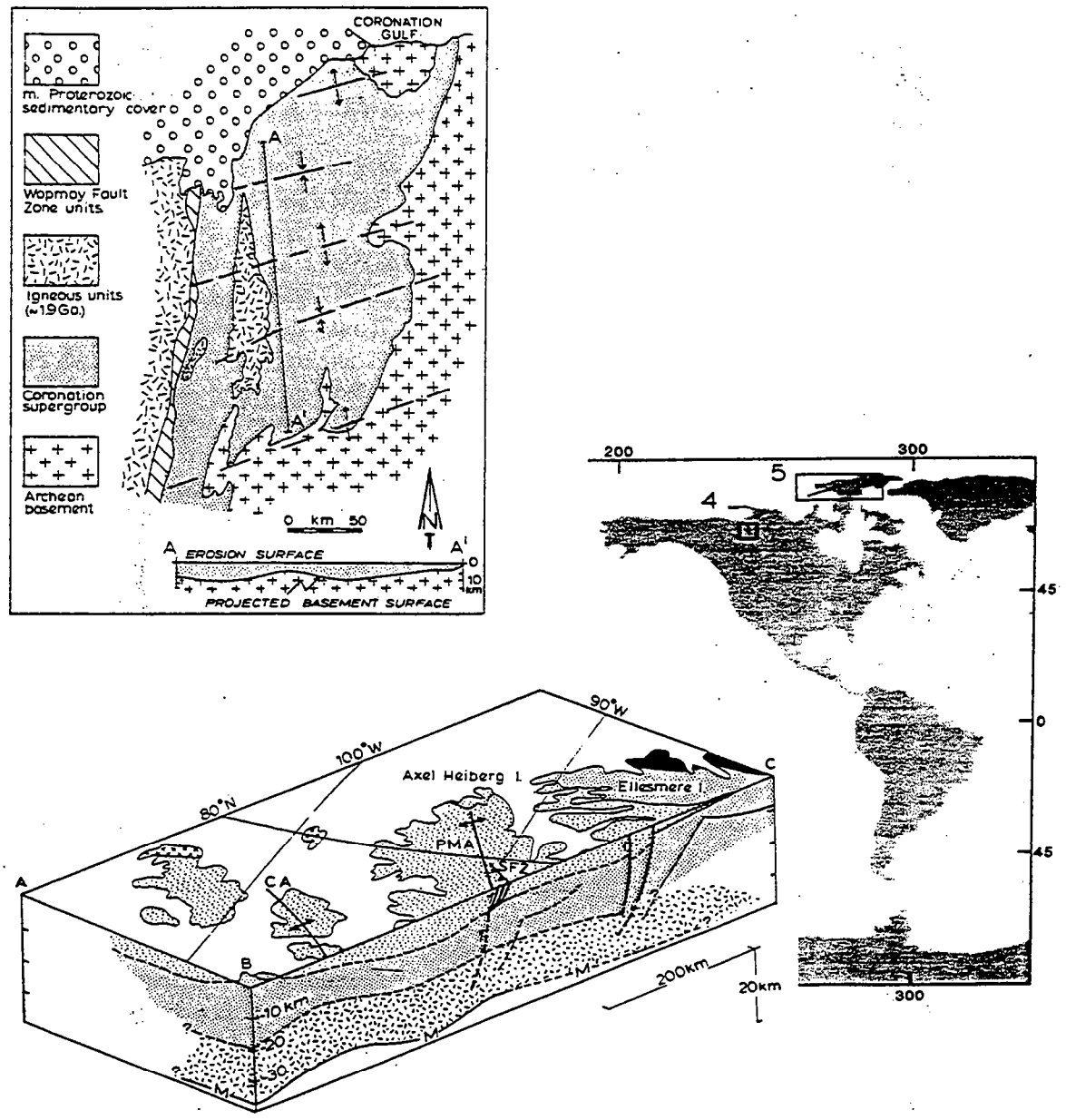


Fig. X-26 Bassin de Sverdrup au Nord Ouest du bouclier canadien.

Il serait également lié au flambage lithosphérique (Stephenson & Cloeting, 1991).

Au delà de la surface quasiment plate (**26a**- coupe AA'), on observe sous la couverture sédimentaire un flambage qui affecterait toute la lithosphère (**26b**). Ce bouclier est relativement peu structuré.

Notons toutefois que, l'intensité de la déformation ayant affectée ce bassin ne facilite pas la détermination des principales caractéristiques de ce mécanisme. Ceci est d'ailleurs le cas de nombreux autres domaines continentaux où la déformation devenant intense perturbe les traces du flambage.

X-5-3-2 Le Nord-Ouest du Canada

De même, dans le Nord-Ouest du bouclier canadien, des évidences de flambage lithosphérique sont également décrites (Stephenson & Cloetingh, 1991). Grâce à des données gravimétriques et sismiques, on décrit dans cette région de grands plis d'échelle lithosphérique. Ces plis sont espacés de 80 à 140km (Hoffman et al., 1988) et appartiennent à un orogène vieux de près de 2000 Ma.
A ce flambage lithosphérique est associé un bassin, qui est celui de Sverdrup (Fig. X-26)

Dans nos modèles analogiques, des zones résistantes dans le manteau supérieur facilitent le flambage lithosphérique. Ces zones résistantes qui doivent être relativement importantes (épaisseur conséquente) vont faciliter la mise en place de grands chevauchements traversant toute la croûte et décalant ainsi le Moho.

X-5-4 Autres évidences de l'évolution synsédimentaire dans les bassins compressifs: cas de la plaine du Pô

X-5-4-1 Contexte tectonique régional

La région qui nous intéresse dans cette partie est coincée entre deux orogènes majeures. Il s'agit, au Nord et Nord-Ouest des Alpes; au Sud, des Apennins. Cette région s'ouvre à l'Est sur la mer Adriatique (Fig. X-27).
L'histoire géodynamique dans la région est complexe. Dès le Trias, une phase de rifting est associée à la subduction. Puis, des phases d'obduction sont associées aux collisions (Tapponnier, 1978; Trümphy, 1980).

Dans la région, la tectonique néoalpine (Trümphy, 1973) au Néogène correspond essentiellement à des systèmes chevauchants. Ils accommodent un raccourcissement crustal intense. Cette tectonique est polyphasée (Castellarin et al., 1992) et liée à la collision Afrique - Adriatique dès l'Oligocène (Tapponnier, 1978; Rizzini et al., 1978-1979; Ricci Lucchi, 1986).

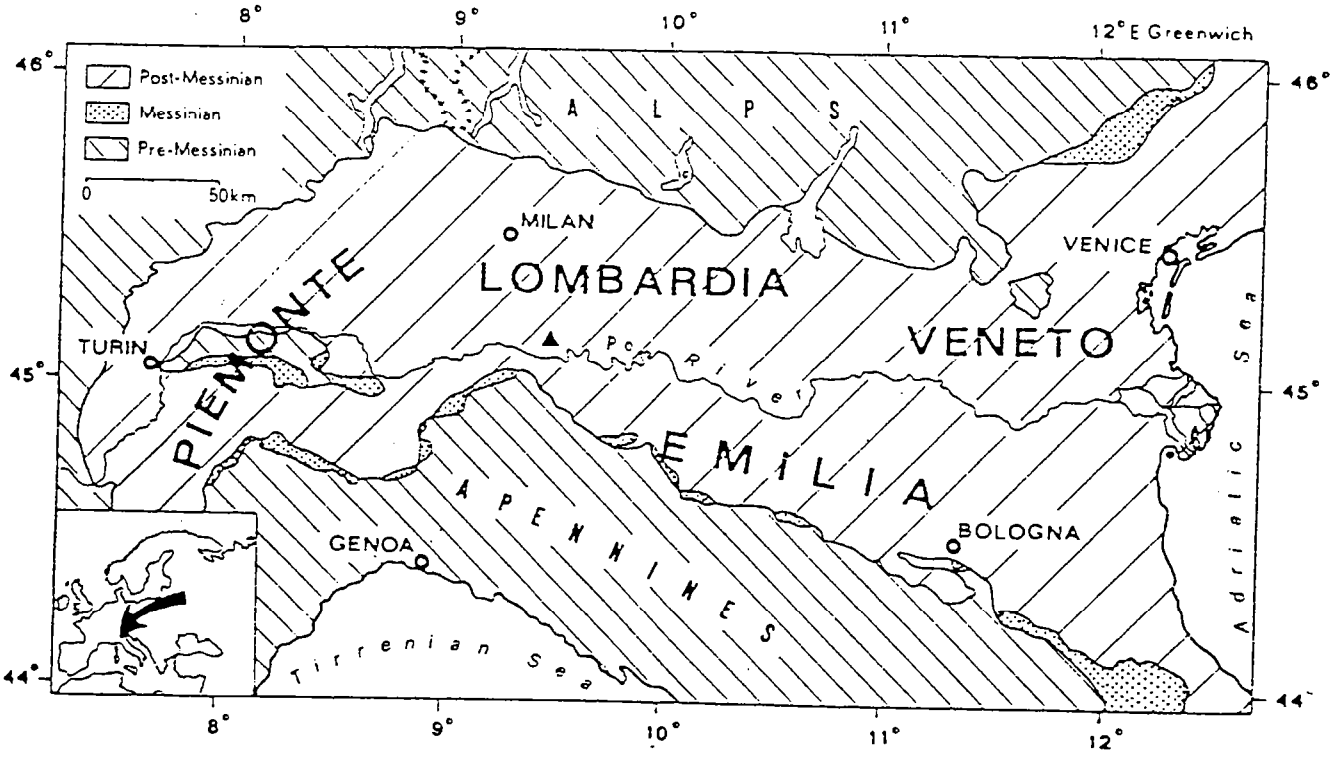


Fig. X-27 Plaine du Pô: Localisation géographique et distribution des séquences sédimentaires pré- post- et messiniennes (d'après Rizzini & Dondi, 1980).

Des données géophysiques et sismiques montrent, en profondeur, la présence des structures complexes affectant même le Moho (Mugnier & Marthelot, 1991; Miletto & Polino, 1992).

X-5-4-2 Structures compressives et évolution synsédimentaire

La plaine de Pô

Entre les Alpes au Nord et les Apennins au Sud, la plaine de Pô représente la principale structure flexurale dans la région. Elle correspond à la structure asymétrique la plus récente des Apennins. Il s'agit d'une vaste plaine monoclinale (Fig. X-28) où plis, chevauchements et sédimentation apparaissent ensemble à plusieurs points de la marge méridionale (Pieri, 1983; Ori & Friend, 1984).

Elle est limitée par des systèmes chevauchants arqués (voir Fig. X-14) qui sont d'Est en Ouest:
les systèmes de Ferrara, d'Emilia et enfin de Monferrato.

A l'intérieur ou au fond de ces systèmes chevauchants se localisent les différents dépocentres, qui dépassent les 3km de profondeur. Ils sont le siège d'une sédimentation qui, entre le Miocène et le Quaternaire, est essentiellement assurée par les Apennins.

Au Messinien, la vitesse de sédimentation dépasse 1,4m/millier d'années. Et, au cours de cette période, se manifeste une phase évaporitique. Ainsi, plusieurs évidences de l'évolution synsédimentaire des structures compressives sont observables dans la région, en particulier à travers le système chevauchant de Ferrara.

D'une manière générale, la région est soumise à une tectonique de couverture, avec des chevauchements que l'on peut suivre jusqu'à un peu plus de 10km de profondeur. Ces chevauchements traversent le Mésozoïque (au moins partiellement) et le Cénozoïque. Par contre, la Quaternaire, faiblement ondulé, comble essentiellement les dépressions résultant de la tectonique précédente.

Les chevauchements, régulièrement espacés, sont associés à des plis et génèrent des anticlinaux de rampe. Il s'agit d'une série d'écailles imbriquées vers l'avant-pays (vers le Nord) (voir Fig. X-1c) et qui ont subi une évolution

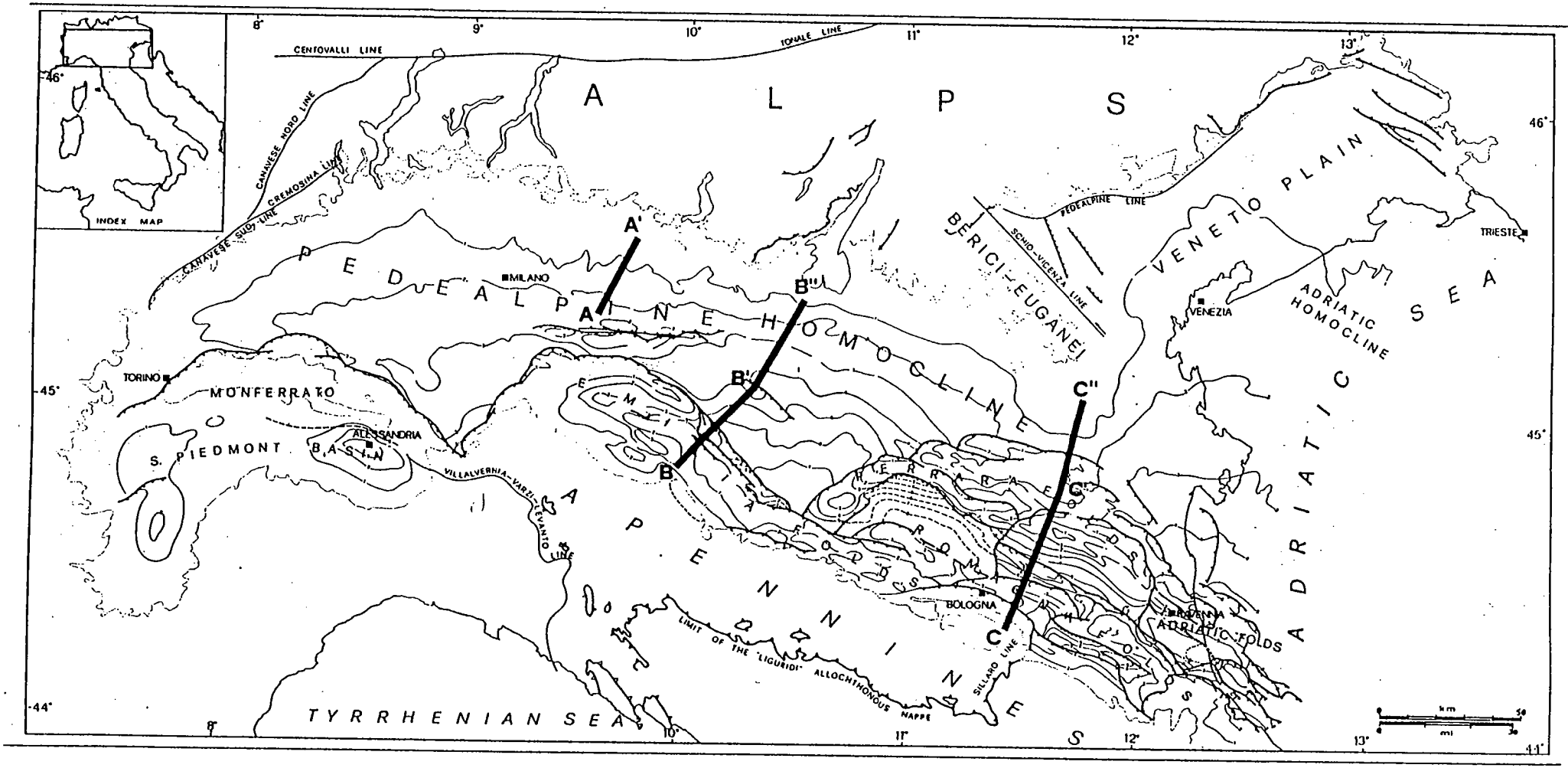
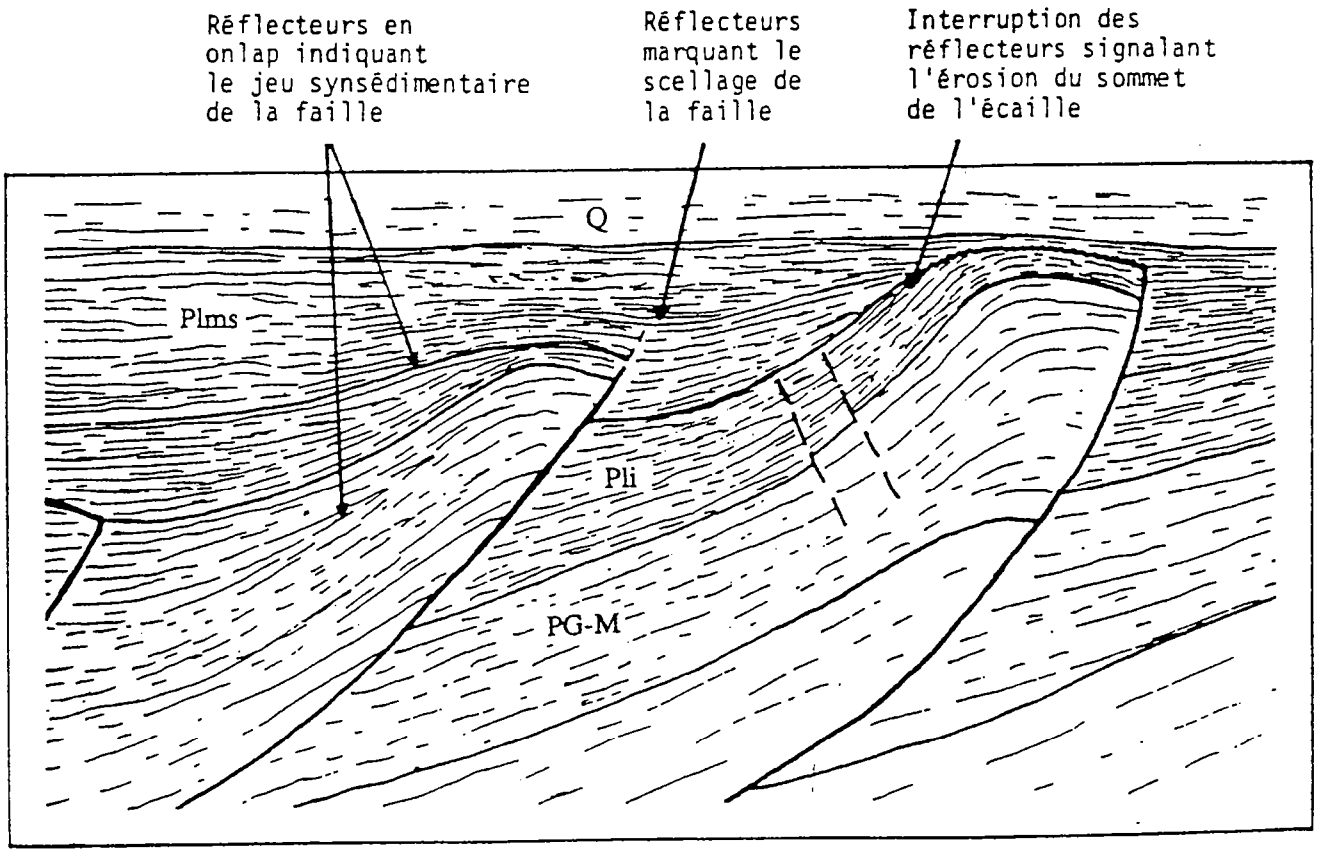


Fig. X-28 Carte structurale simplifiée de la base de la séquence Plio-Quaternaire avec la profondeur en km.

(d'après Pieri, 1983)



(d'après Mugnier & Endignoux, 1991)

Fig. X-29 Pricipale organisation de réflecteurs montrant le jeu synsédimentaire des structures compressives: relations entre stratigraphie et structures compressives.

synsédimentaire au Néogène. Ceci peut très bien s'observer au niveau des anticlinaux de Budrio et de Selva (noms désignant plus précisément les puits qui forent ces anticlinaux).

Ainsi, dès le Miocène, le jeu synsédimentaire des chevauchements est marqué par des réflecteurs disposés en onlap (Fig. X-29). En revanche, l'interruption de ce jeu correspond à des réflecteurs continus au dessus du chevauchement.

Une autre évidence de l'évolution synsédimentaire, comme nous l'avons présenté dans nos modèles analogiques, est la géométrie des différentes rampes. Ces rampes ont une géométrie d'ensemble qui est listrique, les pendages dépassant largement les 50°près de la surface.

Cette géométrie est encore plus accentuée au niveau du second anticlinal (voir Fig. X-29). L'érosion devrait faciliter, non seulement cette évolution (voir Chap. VII), mais aussi la mise en place, au revers de certains anticlinaux, de failles inverses mineures.

Il est même proposé au pied de l'anticlinal de Selva, une série de chevauchements, semblables à ceux que nous avons baptisés de secondaires dans nos modèles. Nous proposons donc que ces structures (Fig. X-30) soient directement liées à l'évolution synsédimentaire.

X-6 Conclusion

Ainsi, il nous paraît vraisemblable qu'en ouvrant un peu plus les yeux autour des structures compressives (où la sédimentation est contemporaine de la déformation), on devrait rencontrer de nombreuses traces de l'évolution synsédimentaire. Ces traces seront d'autant plus faciles à détecter que la déformation est récente.

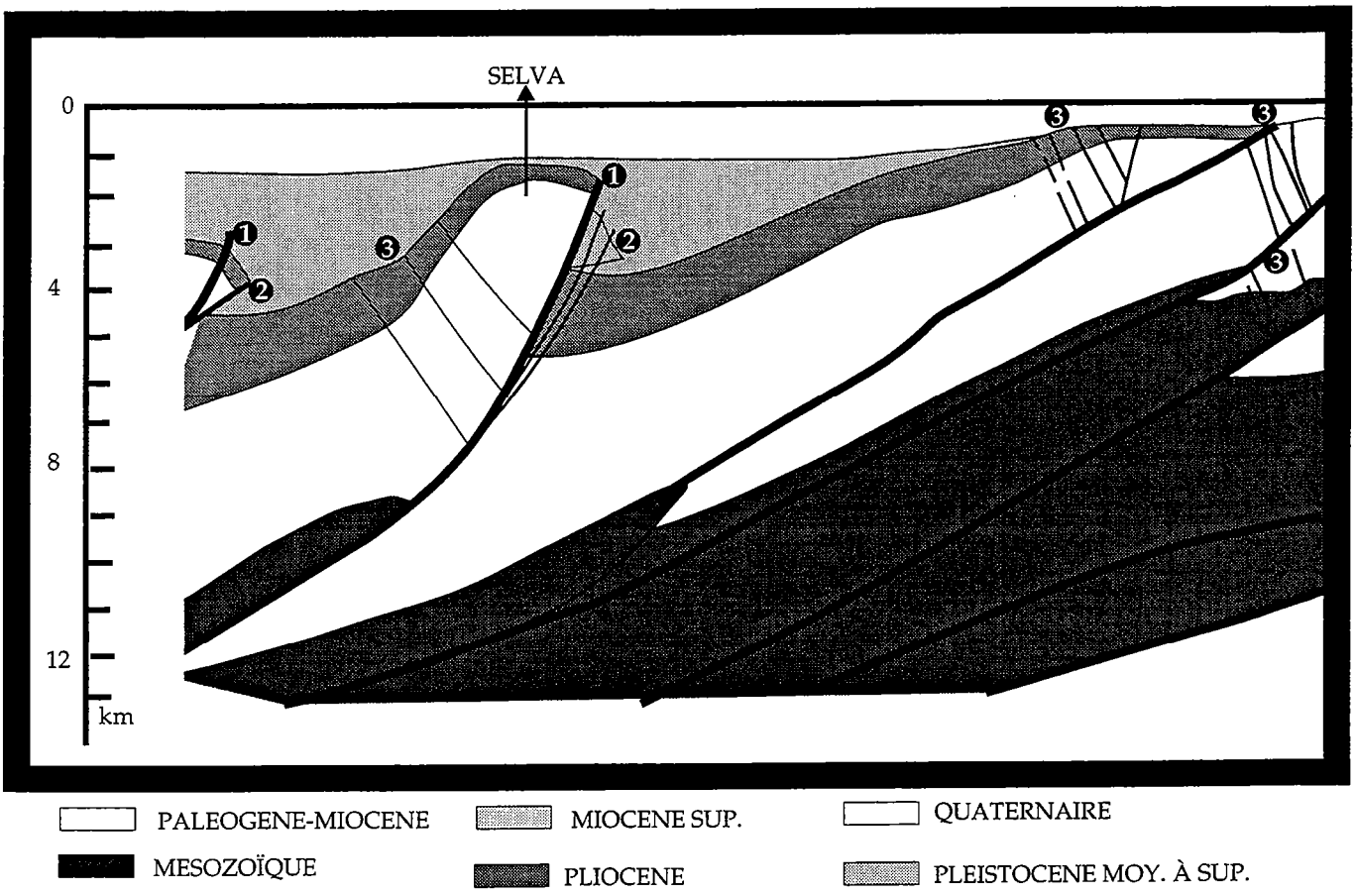


Fig. X-30 Influence de la sédimentation sur l'évolution des structures compressives.

Cet exemple naturel, extrait d'une ligne sismique à travers la plaine du Pô (voir Fig. X-1c), nous permet de résumer les principales caractéristiques de l'évolution synsédimentaire évoquées dans nos différents modèles analogiques.

❶ Nous notons pour les différents chevauchements principaux, une géométrie nettement concave de leurs segments supérieurs synsédimentaires (voir Chapitres III, IV, V et VII) . Cette évolution se poursuit très souvent par la mise en place des chevauchements que nous avons qualifiés de secondaires❷et qui structurent la bordure du bassin. Enfin, au dos des anticlinaux de rampes, nous avons la présence de nombreuses répliques❸qui résultent, au moins partiellement, de l'évolution synsédimentaire de l'anticlinal de rampe. Les modèles analogiques nous ont aussi montré que la mise en place de ces repliques sera facilitée par l'érosion de l'anticlinal (voir Chap. VII).

CONCLUSIONS

L'étude expérimentale de la compression en domaine continental nous a permis de générer des structures compressives mais surtout de révéler l'influence de la sédimentation, et plus précisement du cycle érosion-sédimentation sur leur évolution.
A travers les différentes séries d'expériences analogiques et à l'issue de la confrontation des données expérimentales avec des cas naturels nous pouvons retenir quelques résultats .

• *champ de failles*

1) Un segment de croûte au-dessus d'un niveau de décollement et coincé entre deux domaines stables va présenter préférentiellement, en compression, un champ de failles uniforme.
Toutefois, l'existence de nombreuses hétérogénéités mais aussi l'intensité du raccourcissement viennent très souvent compliquer cette distribution régulière des chevauchements.

2) La sédimentation intervenant sur un tel champ de failles va modifier la rythmicité spatiale des chevauchements. Les chevauchements amenés à contourner le matériau sédimentaire acquièrent alors en surface une géométrie concave (listrique).

3) A l'échelle de la lithosphère continentale, les premiers stades de la compression correspondent à un flambage qui peut affecter toute, ou une partie de la lithosphère.

4) Le chevauchement qui prend place au point d'inflexion du flambage, voit sa durée d'activité allongée par la sédimentation mais surtout l'action combinée érosion-sédimentation. Il s'ensuit alors le long du chevauchement un enfouissement quelques fois très profond des sédiments.

• *Les structures associées aux chevauchements*

5) Qu'il soit d'échelle crustale ou lithosphérique, le flambage aboutit très souvent à une structure flexurale de type avant-pays. C'est la structure la plus représentée des bassins compressifs. Sa géométrie, liée à son histoire flexurale, est

contrôlée par la charge induite par les chevauchements et la sédimentation. Son évolution aboutit très souvent à des bassins triangulaires asymétriques.

6) Dans les différents types de bassins compressifs, la sédimentation va accroître la subsidence et stabiliser l'essentiel du bassin qui ne se structure alors qu'à ses bordures.Toutefois, le niveau de décollement, intracrustal ou supracrustal, va faciliter la propagation de la déformation dans le bassin mais aussi le transport de ce dernier.

7) Les anticlinaux de rampes réagissent à la sédimentation par le développement sur leur dos de répliques antithétiques: ceci est facilité par l'érosion.
Erosion et sédimentation constituent alors des processus importants dans le contexte tectonique de raccourcissement horizontal et d'épaississement vertical de la croûte.

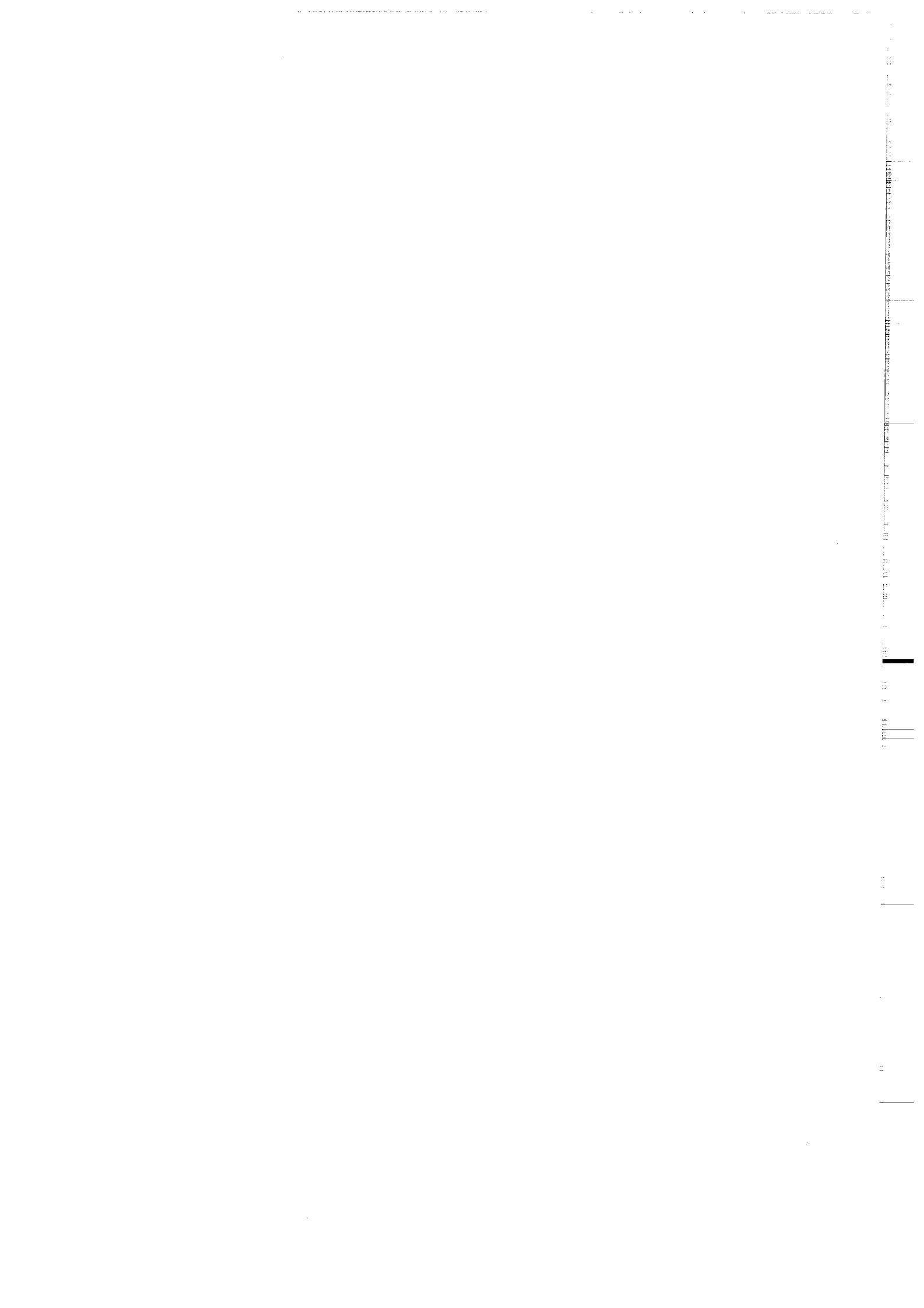
• ***aboutissement de l'évolution des structures compressives***

L'aboutissement de l'évolution de toutes ces structures compressives correspond quasiment à des structures beaucoup plus complexes:
ainsi, les différentes structures flexurales enfouissent, sous des compartiments chevauchants, les sédiments ou le bassin dans son ensemble. Le résultat de cette évolution est alors une sorte de piègeage des bassins compressifs, souvent sous des zones de plateaux.
Les bassins compressifs pourraient aussi, tout simplement, disparaître par érosion: ceci serait surtout le cas des bassins de type piggyback qui sont généralement peu subsidents.

Les régions orogéniques en général ne sont pas très accessibles. De plus, dans certaines de ces régions, des conditions socio-politiques y ont longtemps empêché tout accès. Toutes ces raisons expliquent certainement pourquoi les bassins compressifs sont restés très longtemps peu décrits (Cobbold et al 1993).

Perspectives
Il faudrait:
(mieux) prendre en compte les évolutions synsédimentaires dans toute description géométrique des structures compressives,
rechercher l'éventuelle présence des bassins compressifs sous les hauts plateaux,

au laboratoire, cerner les paramètres d'évolution des bassins triangulaires et enfin, intégrer dans l'étude des bassins compressifs, les phénomènes de rééquilibrage thermique.



BIBLIOGRAPHIE

Allemand, P., 1988. Approche experimentale de la mecanique du rifting continental. 3ème cycle, Rennes I.

Allen, M.B. and Sengör, A.M.ç., 1993. Formation of the Junggar, Turfan andAlakol basins, central Asia, as late Permian sinistral pull-apart basins. In: (Eds), In TERRA abstracts (EUG VII). Blackwell Scientific Publication, Strasbourg- France,

Allen, M.B., Windley, B.F., Chi, Z. and Jinghui, G., 1993. Evolution of the Turfan Basin, Chinese Central Asia. Tectonics, 12: 889-896.

Allen, M.B., Windley, B.F., Chi, Z., Zhong-Yan, Z. and Guang-Rei, W., 1991. Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China. J. Geol. Soc., 148: 369-378.

Allen, P.A., Crampton, S.L. and Sinclair, H.D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine foreland basin, Switzerland. Basin Research, 3: 143-163.

Allen, P.A., Crampton, S.L. and Sinclair, H.D., 1991. The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. Basin Research, 3: 143-163.

Allen, P.A., Homewood, P. and williams, G.D., 1986. Foreland basin: an introduction. In: P. A. Allen and P. Homewood (Eds), FORELAND BASINS. Blachwell Scientific Publications, Oxford London, EdinburghBoston, Palo, Alto, Melbourne, pp. 3-12.

Allmendinger, R.W., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. Geol. Soc. of Am. Bull., 97: 1070-1082.

Allmendinger, R.W., Brown, L.D., Oliver, J.E. and Kaufman, S., 1983. COCORP deep seismic profiles across the Wind River mountains, Wyoming. In: A. W. Bally (Eds), Seismic Espression of structural Styles. The AAPG, Tulsa
Oklahoma, pp. 3.2.1-29 to 3.2.1-33.

Allmendinger, R.W., Brown, L.D., Oliver, J.E. and Kaufman, S., 1983. COCORP deep seismic profiles across the Wind River Mountains, Wyoming. In: A. W. Bally (Eds), Seismic expression of structural styles. The AAPG, Tulsa, Oklahoma, pp. 3.2.1-29 to 3.2.1-34.

Amano, K. and Taira, A., 1992. Two-phase uplift of Himalayas since 17 Ma. Geology, 20: 391-394.

Angelier, J., Bergerat, F., Chu, H.-T. and Lee, T.-Q., 1990. Tectonic analysis and the evolution of a curved collision belt: the Hsüehshan Range, northern Taiwan. Tectonophysics, 183: 77-96.

Aramayo-Flores, R.F., 1989. El cinturon plegado y sobrecorrido del Norte Argentino. Boletin de Informaciones Petroleras, VI-17: 2-16.

Armijo, R., Tapponnier, P., Mercier, J.L. and Tonglin, H., 1986. Quaternary extension in southern Tibet: field observation and tectonic implications. J. geophys. Res., 91: 13,803-13,872.

Armijo, R., Tapponnier, P. and Tonglin, H., 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in southern Tibet. J. geophys. Res., 94: 2787-2838.

Armstrong, F.C. and Oriel, S.S., 1965. Tectonic development of Idaho-Wyoming thrust belt. The A.A.P.G., 49: 1847-1866.

Arthaud, F., Ogier, M. and Séguret, M., 1980/1981. Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure Nord. Bull. B.R.G.M., 2: 175-193.

Aubouin, J., Borrello, A.V., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R. and Vicente, J.-C., 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, (2), XV: 11-72.

Audebeaud, E., Laubacher, G. and Marocco, R., 1976. Coupe géologique des Andes du Sud du Pérou, de l'Ocean Pacifique au bouclier Brésilien. Geol. Rundschau, 65: 223-264.

Autran, A., Gérard, A. and Weber, C., 1976. La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. Bull. Soc. géol. France, 7: 1119-1132.

Avouac, J.P., Tapponnier, P., Bai, M., You, H. and Wang, G., 1993. Active thrusting and folding along the Northern Tien shan and late cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kasakhstan. J. Geophys. Res., 98: 6755-6804.

Baby, P., Herail, G., Lopez, J.M., Lopez, O., Oller, J., Pareja, J., Sempere, T. and Tufino, D., 1989. Structure de la zone subandine de Bolivie: influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements. C. R. Acad. Sci. Paris, 309: 1717-1722.

Bachmann, G.H. and Müller, M., 1992. Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin. Eclogae geol. Helv., 85: 519-530.

Ballard, J.-F., 1989. Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. 3ème cycle, Rennes I.

Bally, A.W., 1983. Seismic expression of structural styles-foreword. The Am. Assoc. of Petroleum Geologists. Atlas, 3:

Bally, A.W., 1983. Tectonics of Compressional Provinces. The Am. Assoc. of Petroleum Geologists. Atlas, 3:

Banks, C.J., 1986. "Passive roof" duplex geometry in the frontal structures of the kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. J. Struct. Geol., 8: 229-237.

Baumont, C., 1981. Foreland basin. Geophys. J. R. Astron. Soc., 65: 291-329.

Bellier, O., Sébrier, M., Gasse, F., Fourtanier, E. and Robles, I., 1989. Evolution géodynamique mio-pliocène et quaternaire des bassins de la cordillère occidentale du Nord-Pérou. Les bassins de Cajabamba, San Marcos et Namora (Département de Cajamarca). Géodinamique, 4: 93-118.

Benvenuto, G.L. and Price, R.A., 1979. Structural evolution of the hosmeer thrust sheet, southeastern British Columbia. Bull. of Canadian Petroleum Geology, 27: 361-394.

Berger, P. and Johnson, A.M., 1980. First-order analysis of deformation of a thrust sheet moving over a ramp. Tectonophysics, 70: T9-T24.

Bird, P., 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himaya. J. Geoph. Research, 83: 4975-4987.

Bloch, R.B., Von-Huene, R., Hart, P.E. and Wentworth, C.M., 1993. Style and magnitude of tectonic shortening normal to the San Andreas fault across Pyramid Hills and Kettleman Hills South Dome, California. Geological Society of America Bulletin, 105: 464-478.

Boliang, H., 1992. Petroleum geology and prospects of the Tarim (Talimu) basin, China. In: M. T. Halbouty (Eds), Giant oil and gas fields of the decade 1978-1988. AAPG, pp. 493-510.

Bombolakis, E.G., 1986. Thrust-fault mechanicsand origin of a frontal ramp. J. Struct. Geol., 8: 281-290.

Boulin, J., 1988. Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. Tectonophysics,, 148: 253-278.

Boulin, J., 1990. Neocmmerian events in central and western Afghanistan. Tectonophysics, 175: 285-315.

Boyer, S.E. and Elliot, D., 1982. Thrust systems. AAPG Bulletin, 66: 1196-1230.

Bradley, D.C. and Kidd, W.S.F., 1991. Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. Geological Society of America Bulletin, 103: 1416-1438.

Brewer, J.A., Cook, F.A., Brown, L.D., Oliver, J.E., Kaufman, S. and Albaugh, D.S., 1981. COCORP seismic reflection profiling across thrust faults. In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. Blackwell Scientific Publications, pp. 501-511.

Brewer, J.A., Smithson, S.B., Oliver, J.E., Kaufman, S. and Brown, L.D., 1980. The Laramide Orogeny: Evidence from COCORP Deep crustal seismic profiles in the Wind River Mountains, Wyoming. Tectonophysics, 62: 165-189.

Briais, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P. and Herbecq, A., 1990. Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. Annales Tectonicae, IV: 19-42.

Brun, J.-P., Comment la lithosphère continentale s'amincit. Le Courrier du CNRS, 76: 36-37.

Buchanan, P.G. and McClay, K.R., 1990. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. Tectonophysics, in press:

Burbank, D.W., Vergés, J., Munoz, J.A. and Bentham, P., 1992. Coeval hindward-and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. Geol. Soc. Am. bulletin, 104: 3-17.

Butler, K. and Schamel, S., 1988. Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. Journal of South America Earth Sc., 1: 109-120.

Butler, R.W.H., 1982. The terminology of structures in thrust belts. J. Struct. Geol., 4: 239-245.

Byerlee, J., 1978. Friction of Rocks. In: J. D. Byerlee and M. Wyss (Eds), Rock Friction and Earthquake Prediction. PAGEOPH, Stuttgard, pp. 615-626.

Cahill, T. and Isacks, B., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. Journal of Geophysical Research, 97: 17,503-17,529.

Cahill, T., Isacks, B.L., Whitman, D., Chatelain, J.L., Perez, A. and Ming-Chiu, J., 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy Province, Northestern Argentina. Tectonics, 11: 944-959.

Calais, E. and Mercier-de-Lepinay, B., 1991. From transtension to transpression along the northern Caribbean plate boundary off Cuba: implications for the recent motion of the Caribbean plate. Tectonophysics, 186: 329-350.

Calamita, F., 1990. Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy). Annales Tectonicae, IV: 83-117.

Carlson, C.G. and Anderson, S.B., 1965. Sedimentary and tectonic history of North Dakota part of Williston basin. The A.A.P.G., 49: 1833-1846.

Carter, N. and Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. Tectonophysics, 136: 27-63.

Castellarin, A., Cantelli, L., Fesce, A.M., Mercier, J.L., Picotti, V., Pini, G.A., Prosser, G. and Selli, L., 1992. Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines. Annales Tectonicae, VI: 62-94.

Cello, G. and Nur, A., 1988. Emplacement of foreland thrust systems. Tectonics, 7: 261-271.

Chen, Y., 1992. Evolution tectonique le long d'une transversale entre Inde et Sibérie. Université de Paris VII,

Chen, Y., Cogne, J.-P., Courtillot, V., Avouac, J.-P., Tapponnier, P., Wang, G., Bai, M., You, H., Li, M., Wei, C. and Buffetaut, E., 1991. Paleomagnetic study of Mrsozoic continental sediments along the Northern Tien Shan (China) and heterogeneous strain in Central Asia. J. Geoph. Research, 96: 4065-4082.

Chester, J.S., Logan, J.M. and Spang, J.H., 1991. Influence of layering and boundary conditions on fault-bend and fault-propagation folding. Geol. Soc. Am. Bull., 103: 1059-1072.

Choukroune, P., Séguret, M. and Galdeano, A., 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modèle de relation entre zone orogénique et mouvement des plaques. Bull. Soc. géol. France, 7: 600-611.

Cizek, P. and Tomek, C., 1991. Large-scale thin-skinned tectonics in the eastern boundary of the Bohemian massif. Tectonics, 10: 273-286.

Clowes, R.M., 1993. Variations in continental crustal structure in Canada from LITHOPROBE seismic reflection and other data. Tectonophysics, 219: 1-27.

Cobbold, P., Rossello, E. and Vendeville, B., 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. Bull. Soc. géol. France, 8: 453-460.

Cobbold, p.R. and Davy, P., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia. Bull. Inst. Univ. Uppsala, 14: 143-162.

Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji-Biyo, J.J. and De-Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. Sedimentary Geology, 86: 77-89.

Cobbold, P.R. and Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. Tectonophysics, 210: 255-271.

Cobbold, P.R., Sadybakasov, E. and Thomas, J.C., In press. Cenozoic transpression and basin development, Kyrghyz Tien-Shan, Central Asia. In: T. F. Roure Paris 1993. (Eds), Geodynamic Evolution of Sedimentary Basin. Paris,

Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J.F. and Balé, P., in press. Computerized x-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems.

Cooper, M.A. and Trayner, P.M., 1986. Thrust-surface geometry: implications of thrust-belt evolution and section-balancing techniques. J. Struct. Geology, 8: 305-312.

Copeland, P. and Harrison, T.M., 1990. Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by 40 Ar/39Ar analysis of detrial K-feldspar and muscovite, Bengal fan. Geology, v: 354-357.

Coward, M.P., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. J. Struct. Geol., 5: 113-123.

Coward, M.P. and Kim, J.H., 1981. Strain within thrust sheets. In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. Blackwell Scientific Publications, London, pp. 275-292.

Curnelle, R. and Dubois, P., 1986. Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. Bull. Soc. géol. France, 8: 529-546.

D'Onfro, P.S., Weinberg, D.M., Johnson, J.H. and Yancey, M.S., 1983. Drape fold, South ELK Basin, Wyoming.

Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Bull. Can. Petrol. Geol., 18: 332-406.

Davis, D., Suppe, J. and Dahlen, F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. J. Geoph. Research, 88: 1153-1172.

Davis, D.M. and Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. Tectonophysics, 119: 67-88.

Davis, P.N., 1983. Gippsland Basin, SouthEastern Australia. In: A. W. Bally (Eds), Seismic Expression of structural Styles. Tulsa
Oklahoma, pp. 3.3-19 to 3.3-24.

Davy, P., Choukroune, P. and Suzanne, P., 1990. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées. Bull. Soc. géol. France, 8: 219-228.

Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. Tectonophysics, 188: 1-25.

De-Paor, D.G. and Anastasio, D.J., 1987. The Spanish External Sierra: a case history in the advance and retreat of mountains. Nat. Geogr. Research, 3: 199-209.

De-Ruig, M.J., Smit, J., Geel, T. and Kooi, H., 1991. Effects of the Pyrenean collision on the Paleocene stratigraphic evolution of the southern Iberian margin (southeast Spain). Geol. Soc. Am. Bulletin, 103: 1504-1512.

Dean, S.L., Kulander, B.R. and Lessing, P., 1990. The structural geometry and evolution of foreland thrust systems, northern Virginia: alyternative interpretation and reply. Geol. Soc. Am. Bulletin, 102: 1442-1445.

Desegaulx, P. and Brunet, M.-F., 1990. Tectonic subsidence of the Aquitaine basin since Cretaceous times. Bull. Soc. géol. France, 8: 295-306.

Deville, E., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M. and Sartori, M., 1992. From oceanic closure to continental collision: a synthesis of the "Schistes lustrés" metamorphic complex of the Western Alps. Geol. Soc. Am. Bulletin, 104: 127-139.

Dewey, F.J. and Lamb, S.H., 1992. Active tectonic of the Andes. Tectonophysics, 205: 79-95.

Dewey, J.F., Cande, S. and III, W.C.P., 1989. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. Eclogae. geol. Helv., 82: 717-734.

Dewey, J.F., Shackleton, R.M., Chang, C.F. and Sun, Y.Y., 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. In: The Geological Evolution of Tibet. (phil. Trans. R. Soc. London, A 327: 379-413.

Dickinson, W.R., 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: W. R. Dickinson (Eds), Tectonics and sedimentation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Oklahoma,

Dixon, J.M. and Tirrul, R., 1991. Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession. J. Struct. Geol., 13: 3-20.

Doglioni, C., 1985. The overthrusts in the dolomites: ramp-flat systems. Eclogae geol. Helv., 78: 335-350.

Doglioni, C., 1990. Anatomy of an overthrust. Ann. Tectonicae, IV: 62-82.

Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchère, J. and Sebrier, M., 1990. Seismicity of the Huancayo basin (central Perou) and the Huaytapâllana fault. J. of South American Earth Sciences, 3: 21-29.

Dunne, W.M. and North, C.P., 1990. Orthogonal fracture systems at the limits of thrusting: an example from southwestern Wales. Journal of Structural Geology, 12: 207-215.

Elliott, D., 1976. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. Phil. Trans. R. Soc., 283. A: 289-312.

Elliott, D., 1976. The motion of thrust sheets. J. Geoph. Research, 81: 949-963.

England, P. and Houseman, G., 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research, 94: 17,561-17,579.

England, P. and Molnar, P., 1990. Right lateral shear and rotation as an explanation for strike-slip faulting in Eastern Tibet. Nature, 344: 140-142.

England, P.C. and Mckenzie, A., 1982. A thin viscious sheet model for continental deformation. Geophys. J. R. Astron. Soc., 70: 295-321.

Enkin, R.J., Yan, Z., Chen, Y. and Courtillot, V., 1992. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the permian to the present. J. Geophys. Res., 97: 13953-13989.

Fairhead, J.D., Okereke, C.S. and Nnange, J.M., 1991. Crustal structure of the Mamfe basin, West Africa, based on gravity data. Tectonophysics, 186: 351-358.

Faugère, E., 1985. La tectonique en extension intracontinentale. Etude de terrain (le Sud du Nevada, U.S.A) et modélisation analogique. n° 85-06; 194p, Mem. Sciences de la Terre, Acad. Paris, Univ. Pierre et Marie Curie.

Faugères, E. and Brun, J.P., 1984. Modélisation expérimentale de la distension continentale. C. R. Acad. Sc. Paris, 299: 365-370.

Feng, Y., Coleman, R.G., Tilton, G. and Xiao, X., 1989. Tectonics evolution of the west Junggar region, Xinjiang, China. Tectonics, 8: 729-752.

Fitches, W.R., Cave, R., Craig, J. and Maltman, A.J., 1990. The flexural-slip mechanism: discussion. Journal of Structural Geology, 12: 1081-1087.

Flemings, P.B. and Jordan, T.E., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. Geology, 18: 430-434.

Froidevaux, C., 1986. Basin and Range large-scale tectonics: constraints from gravity and reflection seismology. J. Geoph. Research, 91: 3625-3632.

Geiser, P.A., 1988. Mechanisms of thrust propagation: some examples and implications for the analysis of overthrust terranes. J. Struct. Geol., 10: 829-845.

George, A.D., 1992. Deposition and deformation of an Early Cretaceous trench-slope basin deposit, Torlesse terrane, New Zeland. Geol. Soc. Am. Bulletin, 104: 570-580.

Gire, A., 1990. Méthodologie ouverte de la modélisation. In: E. d. CNRS (Eds), La modélisation confluent des sciences. Centre Régional de Publication de Lyon, Lyon, pp. 55-70.

Gongjing, W., Xuchang, X., Tingdon, L., Qingyun, C., Junwen, C., Zouzhou, C., Huaizeng, D.X.G.R.H., Xun, L., Shune, M.L., Xianjie, S. and Qingfan, Y., 1993. Lithospheric structure and evolution of the Tibetan Plateau: the Yadong-Golmud geoscience transect. Tectonophysics, 219: 213-221.

Graham, R., Hossack, J., Deramond, J. and Soula, J.-C., 1987. Géométrie des surfaces de chevauchement. Bull. Soc. géol. France, 8: 169-181.

Graham, S.A., Hendrix, M.S., Wang, L.B. and Carroll, A.R., 1993. Collisional successor basin of western China: Impact of tectonic inheritance on sand composition. Geological Society of America Bulletin, 105: 323-344.

Guellec, S., Mugnier, J.-L., Tardy, M. and Roure, F., 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. Mém. Soc. géol. France, 1-20.

Guieu, G. and Roussel, J., 1990. Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provencal basin (Northwestern Mediterranean) in the light of Pyrenean Provencal orogeny. Tectonics, 9: 1113-1142.

Hamburger, M.W., Sarewitz, D.R., Pavlis, T.L. and Popandopulo, G.A., 1992. Structural and seismic evidence for intracontinental subduction in the Peter the first Range, central Asia. Geol. Soc. Am. Bulletin, 104: 397-408.

Harm, J.C., Cappel, H.N., Francis, D.C. and Shackelford, T.J., 1983. Summary of the geology of the Makran coast. In: A. W. Bally (Eds), Seismic Expression of Structural Styles. Tulsa, Oklahoma, pp. 3.4.2-173 to 3.4.2-177.

Harrinson, J.C. and Bally, A.W., in press. Cross-sections of the devonian to mississippian fold belt on Melville island, canadian arctic islands.

Harrison, T.M., Copeland, P., Kidd, W.S.F. and Yin, A., 1992. Raising Tibet. Science, 255: 1663-1670.

Hendrix, M.S., Graham, S.A., Carroll, A.R., Sobel, E.R., McKnight, C.L., Schulein, B.J. and Wang, Z., 1992. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformationin the Tian Shan: evidence from Mesozoïque strata of the North tarim, South Junggar, and Turpan basin, Northwest China. Geol. Soc. Am. Bulletin, 104: 53-79.

Hirst, J.P.P. and Nichols, G.J., 1986. Thrust tectonic controls on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. In: P. A. Allen and P. Homewood (Eds), Foreland Basins. Blackwell Scientific Publications, pp. 247-258.

Hoffman, P.F., Tirrul, R., King, J.E., St-Onge, M.R. and Lucas, S.B., 1988. Axial projections and modes of crustal thickning, eastern Wopmay orogen, northwestern Canadian shield. Geol. Soc. Am., 218: 1-29.

Hubbert, M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Bull. geol. Soc. Am., 62: 355-372.

Hynes, A., 1991. The gravity field of eastern Hudson bay: evidence for a flexural origin for the Hudson bay (Nastapoka) arc? Tectonics, 10: 722-728.

Ingersoll, R.V., 1988. Tectonics of sedimentary basins. Geol. Soc. Am. Bulletin, 100: 1704-1719.

Jackson, J.A., Fitch, T.J. and McKenzie, D.P., 1981. Active thrusting and the evolution of the Zagros fold belt. In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. Blackwell Scientific Publications, London, pp. 371-379.

Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. J. Struct. Geology, 9: 207-219.

Jegouzo, P. and Blais, S., 1993. Evidences structurales pour une reprise karélienne de la croûte archéenne de Finlande orientale. C. R. Acad. Sci. Paris, 316: 1295-1301.

Johnson, G.D., Raynolds, R.G.H. and Burbank, D.W., 1986. Late Cenozoic tectonics and sedimentarion in the north-western Himalayan foredeep: I. Thrust ramping and associated deformation in the Pitwar region. Spec. Publs int. Ass. Sediment., 8: 273-291.

Johnson, S.Y. and Nur-Alam, A.M., 1991. Sedimentation and tectonics of the Sylhet trough, Bangladesch. Geol. Soc. Am. Bulletin, 103: 1513-1527.

Jordan, T.E., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, Western United States. The A.A.P.G., 65: 2506-2520.

Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. and Drake, R.E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30-31°S, Andes mountains. The Journal of Geology, 101: 135-156.

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. and Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geol. Study of Am. Bull., 94: 341-361.

Keefer, W.R., 1965. Geologic history of Wind river basin, Central Wyoming. The A.A.P.G., 49: 1878-1892.

Khain, V.E., Sokolov, B.A., Kleshchev, K.A. and Shein, V.S., 1991. Tectonic and geodynamic setting of oil and gas basins of the Soviet Union. The Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 75: 313-325.

Khramov, A.N., Petrova, G.N. and Perchesky, D.M., 1981. Paleomagnetism of the Soviet Union. In: M. W. McElhinny (Eds), Paleoreconstruction of the continents. Washington, pp. 177-194.

Kirby, S.H., 1985. Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. Tectonophysics, 119: 1-27.

Klootwijk, C.T., Conaghan, P.J. and Powell, C.M., 1985. The Himalayan Arc: large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading. E. Plan. Sc. Letters, 75: 167-183.

Kneller, B.C., 1991. A foreland basin on the southern margin of Iapetus. Journal of the Geological Society, London, 148: 207-210.

Knipe, R.J., 1985. Footwall geometry and the rheology of thrust sheets. J. Struct. Geology, 7: 1-10.

Kominz, M.A. and Bond, G.C., 1986. Geophysical modelling of the thermal history of foreland basins. Nature, 320: 252-256.

Kono, M., Fukao, Y. and Yamamoto, A., 1989. Mountain building in the central Andes. J. Geoph. Research, 94: 3891-3905.

Korsch, R.J. and Lindsay, J.F., 1989. Relationships between deformation and basin evolution in the intracratonic Amadeus basin, central Australia. Tectonophysics, 158: 5-22.

Kusznir, N.J. and Park, R.G., 1982. Intraplate lithosphere strength and heat flow. Nature, 299: 540-542.

Lang, J., 1977. Evolution géodynamique de bassins intramontagneux tertiaires d'Afghanistan central (Bamyan, Yakwalang et vallée du Ghorband). Mém. h. sér. Soc. Géol. France, 8: 107-115.

Laubscher, H.P., 1961. Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. Eclogae Geol. Helv., 54: 221-281.

Le-Gall, B., 1990. Evidence of an imbricate crustal thrust belt in the southern British variscides: contributions of south-western approaches traverse (SWAT) deep seismic reflection profiling recorded through the English channel and the Celtic sea. Tectonics, 9: 283-302.

Le-Gall, B., 1992. The deep structure of the Ardennes Variscan thrust belt from structural and ECORS seismic data. J. Struct. Geology, 14: 531-546.

Lee, K.Y., 1985. Geology of the Tarim basin with special emphasis on petroleum deposits, Xinjiang Uygur Zizhiqu, Northwest China. U. S. Geological Survey, Report, 85-616: 55.

Lemoine, M. and Tardy, M., 1990. Les Alpes: une vision nouvelle. Le courrier du CNRS, 76: 43-44.

Letouzey, J., Werner, P. and Marty, A., 1990. Fault reactivation and structural inversion. Backarc and intraplate compressive deformations. Example of the eastern Sunda shelf (Indonesia). Tectonophysics, 183: 341-362.

Li, Y., 1990. An apparent polar wander path from the Tarim block, China. Tectonophysics, 181: 31-41.

Li, Y.-G. and Henyey, T.L., 1992. Aspects of the crustal structure of the western Mojave desert, California, from seismic reflection and gravity data. Journal of Geophysical Research, 97: 8805-8816.

Lillie, R.J., 1991. Evolution of gravity anomalies across collisional mountain belts: clues to the amount of continental convergence and underthrusting. Tectonics, 10: 672-687.

Lu Banggan (Chief Editor), 1987. Typical Seismic Section Atlas of China. Petroleum Industry Press,, Beijing, 260 pp.

Lucchi, F.R., 1986. The Oligocene to recent foreland basins of the northern Apennines. In: P. A. Allen and P. Homewood (Eds), Foreland Basins. Blackwell Scientific Publications, pp. 105-139.

Mackay, M.E. and Moore, G.F., 1990. Variation in deformation of the South Panama accretionary prism: response to oblique subduction and trench sediment variation. Tectonics, 9: 683-698.

Malavielle, J., 1984. Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaines de montagnes. Bull. Soc. géol. France, 7: 129-138.

Mandl, G., De-Jong, L.N.J. and Maltha, A., 1977. Shear Zones in granular material. Rock Mechanics, 9: 95-144.

Mandl, G. and Fernández-Luque, R., 1970. Fully developed plastic shear flow of granular materials. Géotectonique, 20: 277-307.

Mandl, G. and Shippam, G.K., 1981. Mechanical model of thrust sheet gliding and imbrication. In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. Geological Society of London. Blackwell Scientific Publications, London, pp. 79-98.

Mann, P. and Cobbold, P., 1991. Ramps basins: Definition, examples and tectonic significance. in prep,

Marocco, R. and Noblet, C., 1990. Sedimentation, tectonism and volcanism relationships in two Andean basins of southern Peru. Geol. Rundschau, 79: 111-120.

Martinez, C. and Séguret, M., 1990. Les bassins tertiaires de l'Altiplano sont-ils des bassins flexuraux intrachaîne?, "Geodynamique Andine", Grenoble France.

Martinod, J., 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 3ème cycle, Rennes I.

Martinod, J. and Davy, P., 1992. Periodic Instabilities during compression or extension of the lithosphere. 1 Deformation models from an analytical perturbation method. Journal of Geophysical Research, 97: 1999-2014.

Mattauer, M., 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-syacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In: M. P. Coward and A. C. Ries (Eds), Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, pp. 37-50.

McClay, K.R., 1981. What is a thrust? What is a nappe? In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. Blackwell Scientific Publications, pp. 7-9.

McClay, K.R., 1990. Extensional faults systems in sedimentary basins: a review of analogue models studies. Marine and Petroleum Geology, 7: 206-233.

McDougall, J.W., 1990. Strike-slip faulting in a foreland fold-thrust belt: the Kalabagh fault and western salt Range, Pakistan. Tectonics, 9: 1061-1075.

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the devolopment of sedimentary basins. Earth and planetary Science letter, 40: 25-32.

Mckenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. R. astron. Soc., 30:

McMannis, W.J., 1965. Résumé of depositional and structural hitory of western Montana. The A.A.P.G., 49: 1801-1823.

Medwedeff, D.A., 1989. Growth fault-bend folding at Southeast Lost hills, San Joaquin valley, California. The Am. Assoc. Petroleum Geologists Bulletin, 73: 54-67.

Medwedeff, D.A., in press. Geometry and kinematics of an active, laterally-propagating wedge-Thrust, Wheeler ridge, California. In: S. Mitra and G. Fisher (Eds), Structural Geology of fold and thrust belts. The Johns Hopkins University Press,

Mercier, J.-L., 1990. Les Andes centrales: Surrection et déformation. Le Courrier du CNRS, 76: 46-47.

Merle, O., 1989. Strain models within spreading nappes. Tectonophysics, 165: 57-71.

Merle, O. and Ballèvre, M., 1992. Late Cretaceous-early Tertiary detachment fault in the Western Alps. C. R. Acad. Sci. Paris, 315: 1769-1776.

Merle, O. and Vendeville, B., 1992. Modélisation analogique de chevauchements induits par des intrusions magmatiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 315-II: 1541-1547.

Meyerhoff, A.A. and Willums, J.O., 1976. Petroleum geology and industry of the people's Republic of China. United Nations ESCAP-CCOP Tech. Bull., 10: 103-112.

Meyers, J.B. and Rosendahl, B.R., 1991. Seismic reflection character of the Cameroon volcanic line: Evidence for uplifted oceanic crust. Geology, 19: 1072-1076.

Miletto, M. and Polino, R., 1992. A gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte basin (northwestern Italy). Tectonophysics, 212: 243-256.

Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. The Am. Asoc. Petroleum Geologists Bulletin, 74: 921-945.

Molnar, P., Burchfiel, B.C., Ziyun, Z., K'uangyi, L., Shuji, W. and Minmin, H., 1987. Geologic evolution of Northern Tibet: results of an expedition to Ulugh Muztagh. Science, 235: 299-305.

Molnar, P. and Tapponnier, P., 1975. Cenozoïc tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 189: 419-426.

Morley, C.K., 1986. A classification of thrust fronts. The Am. Assoc. Petroleum Geologists Bulletin, 70: 12-25.

Morley, C.K., 1987. A classification of thrust fronts: reply. The Am. Assoc. Petroleum Geologists Bulletin, 8: 739-741.

Morley, C.K., 1988. Out-of-sequence thrusts. Tectonics, 7: 539-561.

Morley, C.K., 1992. Tectonic and sedimentary evidence for synchronous and out-of-sequence thrusting, Larache-Acilah area, Western Moroccan Rif. J. Geol. Soc. London, 149: 39-49.

Mugnier, J.-L. and Endignoux, L., 1991. Cinématique et vitesse d'évolution des nappes superficielles: une simulation numérique. Rev. Franç. Géotech., 56: 23-32.

Mugnier, J.-L. and Marthelot, J.-M., 1991. Crustal reflections beneath the Alps and the Alpine foreland: geodynamic implications. Am. Geophys. Union, Geodynamics, 22: 177-183.

Mulugeta, G. and Koyi, H., 1987. Three-dimensional geometry and kinematics of experimental piggyback thrusting. Geology, 15: 1052-1056.

Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R. and Polino, R., 1990. Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. Geology, 18: 587-590.

Nishidai, T. and Berry, J.L., 1990. Structure and hydrocarbon potential of the Tarim basin (NW China) from satellite imagery. Journal of Petroleum Geology, 13: 35-58.

Noblet, C., Lavenu, A. and Marocco, R., Tectonics in the andes: a notion of continuum.

Noblet, C., Marocco, R. and Delfaud, J., 1987. Analyse sédimentologique des "couches rouges" du bassin intramontagneux de Sicuani (sud du Perou). Bull. Inst. Fr Et. And.,, 16: 55-78.

Ord, A. and Hobbs, B.E., 1989. The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. Tectonophysics, 158: 269-289.

Ori, G.G., 1982. Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, river Reno, Po plain (Northern Italy). Sedimentary Geology, 31: 231-248.

Ori, G.G. and Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. Geology, 12: 475-478.

Pêcher, A., Bouchez, J.-L. and Fort, P.L., 1991. Miocene dextral shearing between Himalaya and Tibet. Geology, 19: 683-685.

Peltzer, G., Tapponnier, P. and Cobbold, P.R., 1982. Les grands décrochements de l'Est asiatique: évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental. C. R. Acad. Sci. Paris, 294: 1341-1348.

Perroud, H. and Buffetaut, E., 1990. Une planète en évolution. Le Courrier du CNRS, 76: 39-40.

Pfiffner, O.A., 1981. Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic nappes (E Switzerland). In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. The Geological Society of London. Blackwell Scientific Publications, pp. 319-327.

Philippot, P., 1990. Opposite vergence of nappes and crustal extension in the french-italian western Alps. Tectonics, 9: 1143-1164.

Pickering, K.T., 1991. Tectonics and sedimentation. J. Geol. Soc. London, 148: 315-316.

Pieri, M., 1983. Three seismic profiles through the Po plain. The A.A.P.G., Tulsa, Oklahoma 74101, U.S.A.,

Pinet, N. and Cobbold, P.R., 1992. Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique subduction. Tectonophysics, 206: 371-388.

Pion, E., 1986-87. Evolution cinématique d'un bassin d'avant-pays. Exemple du bassin padan (Italie). DEA, Univ. de Grenoble.

Platt, J.P., 1988. The mechanics of frontal imbrication: a first-order analysis. Geologische Rundschau, 77: 577-589.

Poisson, A. and Lukowski, P., 1990. The Fortuna basin: a piggyback basin in the Eastern Beltic Cordilleras (SE Spain). Ann. Tectonicae, IV: 52-67.

Price, R.A., 1981. The cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. Blackwell Scientific Publications, London, pp. 427-448.

Price, R.A., 1986. The Southeastern Canadian cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphe. J. Struct. Geology, 8: 239-254.

Puigdefabregas, C., Munoz, J.A. and Marzo, M., 1981. Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: P. A. Allen and P. Homewood (Eds), Foreland Basins. Blackwell Scientific Publications, pp. 229-246.

Pujadas, J., Casas, J.M., Munoz, J.A. and Sabat, F., 1989. Thrust tectonics and paleogene syntectonic sedimentation in the Empordà area, Southeastern Pyrenees. Geodin. Acta, 3: 195-206.

Qinmin, W. and Coward, M.P., 1990. The Chaidam basin (NW China): formation and hydrocarbon potential. Journal of Petroleum Geology, 13: 93-112.

Ramsay, J.G., 1981. Tectonics of the Helvetic nappes. In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. The Geological Society of London. Blackwell Scientific Publications, pp. 293-309.

Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. Tectonophysics, 132: 281-295.

Richard, P., 1991. Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip. Journal of Structural Geology, 13: 459-469.

Rickard, M.J., 1989. Central Australia (Arunta complex and Amadeus basin)-history of work and outline of problems. Tectonophysics, 158: 1-4.

Rigassi, D., 1977. Genèse tectonique du Jura: une nouvelle hypothèse. Terreaux du Temple, Geneva,

Rizzini, A. and Dondi, L., 1978. Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian plain (Italy). Marine Geology, 27: 303-325.

Rizzini, A. and Dondi, L., 1979/1980. Messinian evolution of the Po basin and its economic implications (Hydrocarbons). Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 29: 41-74.

Roeder, D., 1988. Andean-age structure of eastern Cordillera (Province of La Paz, Bolivia). Tectonics, 7: 23-39.

Roure, F., Howell, D.G., Müller, C. and Moretti, I., 1990. Late Cenozoic subduction complex of Sicily. J. Struct. Geol., 12: 259-266.

Roure, F., Polino, R. and Nicolich, R., in prep. Late paleogene deformations beneath the plain: constraints on post-collisional alpine evolution.

Rowan, M.G. and Ratliff, R.A., 1988. Use of fault cut-offs and bed travel distance in balaced cross-sections: Discussion 1. Journal of Structural Geology, 10: 311-316.

Ruegg, J.-C., 1990. La géodésie spatiale. Le Courrier du CNRS, 76: 45.

Scott, D.L. and Rosendahl, B.R., 1989. North Viking Graben: An East African Perspective. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 73: 155-165.

Sengör, A.M.C., 1987. Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., 15: 213-244.

Sengör, A.M.C., Görür, N. and Saroglu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: K. T. Biddle and N. Christie-Blick (Eds), Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publications, pp. 227-264.

Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A. and Burtman, V.S., 1993. Evolution of the Altaïd tectonic collage and paleozoïc crustal growth in Eurasia. Nature, 364: 229-306.

Shaw, R.D., Etheridge, M.A. and Lambeck, K., 1991. Development of the late Proterozoic to Mid-Paleozoic, intracratonic Amadeus basin in central Australia: a key to understanding tectonic forces in plate interiors. Tectonics, 10: 688-721.

Sinclair, H.D., Coakley, B.J., Allen, P.A. and Watts, A.B., 1991. Simulation of foreland basin . Stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland. Tectonics, 10: 599-620.

Smith, W.H.F., 1993. On the accuracy of digital bathymetric data. Journal of Geophysical Research, 98: 9591-9603.

Soh, W., Pickering, K.T., Taira, A. and Tokuyama, H., 1991. Basin evolution in the arc-arc Izu collision zone, Mio-Pliocene Miura Group, central Japan. J. Struct. Geol. Soc., London, 148: 317-330.

Spear, F.S., Hickmott, D.D. and Selverstone, J., 1990. Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountains, New Hampshire. Geological Society of America Bulletin, 102: 1344-1360.

Stephenson, R.A. and Cloetingh, S.A.P.L., 1991. Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. Tectonophysics, 188: 27-37.

Stone, D.S., 1983. Seismic profile: North Fork Area, Powder river basin, Wyoming. In: A. W. Bally (Eds), Seismic Expression of Structural Styles. The AAPG, Tulsa, Oklmahoma, pp. 3.2.2-15 to 3.2.2-19.

Stone, D.S., 1983. Seismic profile: South ELK basin. In: A. W. Bally (Eds), Seismic Expression of Structural Styles. The AAPG, Tulsa, Oklahoma, pp. 3.2.2-20 to 3.2.2-24.

Suppe, J., 1980. Imbricated Structure of Western Foothills Belt, Southcentral Taiwan. Petroleum Geology of Taiwan, 17: 1-16.

Suppe, J., Chou, G.T. and Hook, S.C., submitted. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: K. R. McKlay (Eds), Thrust tectonics. Unwin Hyman,

Suppe, J. and Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. Eclogae geol. Helv., 83/3: 409-454.

Suppe, J. and Namson, J., 1979. Fault-bend origin of frontal folds of the Western Taiwan fold-and-thrust belt. Petroleum Geology of Taiwan, 16: 1-18.

Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, 100: 1666-1703.

Tankard, A.J., 1986. On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: examples from the Appalachian and Rocky Mountain basins. In: P. A. Allen and P. Homewood (Eds), Foreland Basins. Blackwell Scientific Publications, pp. 369-392.

Tapponnier, P., 1978. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. Bull. Soc. Geol. France, XIX: 437-460.

Tapponnier, P., 1990. La tectonique des continents. Le Courrier du CNRS, 76: 41-43.

Tapponnier, P. and al., e., 1981. The Tibetan side of the India-Eurasian collision. Nature, 294: 405-410.

Tapponnier, P. and Molnar, P., 1976. Sip-line field theory and large scale continental tectonics. Nature, 294: 319-324.

Tapponnier, P., Peltzer, G. and Armijo, R., 1986. On the mecanics of the collision between India and Asia. In: M. P. Coward and A. C. Ries (Eds), Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, pp. 115-157.

Tapponnier, P., Peltzer, G., dain, A.Y.L., Armijo, R. and Cobbold, P.R., 1982. Propagating extension tectonics in Asia: new insihts from simple experiments with plasticine. Geology, 10: 611-616.

Teng, L.S., 1990. Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan. Tectonophysics, 183: 57-76.

Thakur, V.C., 1981. An overview of thrusts and nappes of western Himalaya. In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. Blackwell Scientific Publications, London, pp. 381-392.

Thomas, J.C., Perroud, H., Cobbold, P.R., Bazhenov, M.L., Burtman, V.S., Chauvin, A. and Sadybakasov, E., 1993. A paleomagnetic study of tertiairy formation of the Kirghiz Tien-Shan and its tectonics implications. J. Geophys. Res., 98: 9571-9589.

Thomas, L.E., 1965. Sedimentation and structural development of Big Horn basin. The A.A.P.G., 49: 1867-1877.

Thompson, R.I., 1981. The nature and significance of large "blind" thrusts within the northern Rocky Mountains of Canada. In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. Blackwell Scientific Publications, pp. 449-462.

Trümpy, R., 1973. The timing of orogenic events in the central Alps, in gravity and tectonics. John Wiley, New York, 229-251.

Trümpy, R., 1980. Geology of Switzerland, a guide book. Part A: an outline of the Geology of Switzerland. Wepf. Basel, 104.

Turic, M., Aramayo-Flores, F., Gomez-Omil, R., Pombo, R., Sciutto, J., Robles, D. and Cáceres, A., Geología de las cuencas petroleras de la Argentina.

Turner, J.P., 1992. Evolving alluvial stratigraphy and thrust front development in the West Jaca piggyback basin, Spanish Pyrenees. J. Struc. Geol. Society, 149: 51-63.

Turner, J.P. and Hancock, P.L., 1990. Relationships between thrusting and joint systems in the Jaca thrust-top basin, Spanish Pyrenees. Journal of Structural Geology, 12: 217-226.

Turner, J.P. and Hancock, P.L., 1990. Thrust systems of the Southwest Pyrenees and their control over basin subsidence. Geol. Mag., 127: 383-392.

Underschultz, J.R., 1991. Tectonic loading, sedimentation, and sea-level changes in the foreland basin of north-west Alberta and north-east British, Canada. Basin Research, 3: 165-174.

Urreiztieta, M.d., Gapais, D., Corre, C.L., Rossello, E. and Cobbold, P.R., 1994. Cenozoic transpression and basin development at the southern edge of the Altiplano-Puna, NW Argentina. (soumis à) Earth Planet. Sci. Lett.,

Van-der-Wiel, A.M., Van-der-Bergh, G.D. and Hebeda, E.H., 1992. Uplift, subsidence, and volcanism in the southern Neiva Basin, Colombia, Part 2: Influence on fluvial deposition in the Miocene Gigante Formation. J. of South Am. Earth Sc., 5: 175-196.

Vann, I.R., Graham, R.H. and Hayward, A.B., 1986. The structure of mountain fronts. Journal of Structural Geology, 8: 215-227.

Vendeville, B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. 3ème cycle, Rennes I.

Vergés, J. and Munoz, J.A., 1990. Thrust sequences in the southern central Pyrenees. Bull. Soc. géol. France, 8: 265-271.

Vialon, P., Bonnet, J.-L., Gamond, J.-F. and Mugnier, J.-L., 1984. Modélisation des déformations d'une série stratifiée par le déplacement horizontal d'un poinçon. Application au Jura. Bull. Soc. géol. France, 7, XXVI: 139-150.

Villien, A. and Triboulet, S., Géométrie et nomenclature de structures en contexte de systèmes chevauchants.

Wang, Q.M., Nishidai, T. and Coward, M.P., 1992. The Tarim basin, NW China: formation and aspects of petroleum geology. Journal of Petroleum Geology, 15: 5-34.

Washington, P.A., 1987. A classification of thrust fronts: discussion. The Am. Assoc. Petroleum Geologists Bulletin, 71: 737-738.

Watson, M.P., Hayward, A.B., Parkinson, D.N. and Zhang, Z.M., 1987. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China. Marine and Petroleum Geology, 4: 205-225.

Weijermars, R., 1986. flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. Tectonophysics, 124: 325-358.

Weijermars, R. and Schmeling, H., 1986. Scaling of newtonian and non newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity). Phys. Earth. Planet. Inter., 43: 316-330.

Weltje, G., 1992. Oligocene to Early Miocene sedimentation and tectonics in the southern part of the Calabrian-Peloritan Arc (Aspromonte, southern Italy): a record of mixed-mode piggy-back basin evolution. Basin Research, 4: 37-68.

Wilkerson, M.S., Medwedeff, D.A. and Marshak, S., 1991. Geometrical modeling of fault-related folds: a pseudo-three-dimensional approach. J. Struct. Geology, 13: 801-812.

Willett, S., Beaumont, C. and Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. Geology, 21: 371-374.

Williams, G.D., Powell, C.M. and Cooper, M.A., 1989. Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: M. A. Cooper and G. D. Williams (Eds), Inversion Tectonics. Geological Society Special Publication, pp. 3-15.

Williams, P.F. and Price, G.P., 1990. Origin of kinkbands and shear-band cleavage in shear zones: an experimental study. Journal of structural Geology, 12: 145-164.

Willis, B., 1890. The mechanics of Appalachian structure. U S Geol. Survey 13th Ann. Rep., II: 211-281.

Willis, B., 1928. Dead sea problem: rift valley or ramp valley? Geol. Soc. Am. Bull., 39: 490-542.

Wiltschko, D.V. and J. A. Dorr, J., 1983. Timing of deformation in overthrust belt and foreland of Idaho, Wyoming, and Utah. The A.A.P.G., 67: 1304-1322.

Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.-Y. and Wang, G.-R., 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia. Geology, 18: 128-131.

Winslow, M.A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. In: K. R. McClay and N. J. Price (Eds), Thrust and Nappe Tectonics. Blackwell Scientific Publications, London, pp. 513-528.

Yaolin, S. and Yuanqing, Z., 1993. Some thermotectonic aspects of the Tibetan plateau. Tectonophysics, 219: 223-233.

Yeats, R.S. and Lillie, R.J., 1991. Contemporary tectonics ofthe Himalayan frontal fault system: fold, blind thrusts and the 1905 Kangra earthquake. Journal of Structural Geology, 13: 215-225.

Zaiyi, T., Guilin, C. and Liang, L., ////. Formation and evolution of Tarim basin. in Zaiyi, T., Guilin, C. and Liang, L., Eds. (Petroleum Exploration & Development Institute of MPI, ////),

Zhao, X., Coe, R.S., zhou, Y., wu, H. and wang, J., 1990. New paleomagnetics results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan. Tectonophysics, 181: 43-81.

Ziegler, P.A., 1992. Swiss Molasse Basin: geodynamics, resources, hazards: an introduction. Eclog. geol. helv., 83: 511-517.

Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpçao, M., Bell, S., Bergman, E.A., Blümling, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z.H. and Zhizhin, M., 1989. Global patterns of tectonic stress. Nature, 341: 291-298.

Zoetemeijer, R., Desegaulx, P., Cloetingh, S., Roure, F. and Moretti, I., 1990. Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro basin. J. Geoph. Research, 95: 2701-2711.

Zoetemeijer, R., Sassi, W., Roure, F. and Cloetingh, S., 1992. Stratigraphic and kinematic modeling of thrust evolution, northern Apennines, Italy. Geology, 20: 1035-1038.

Zonenshain, L.P., Kuzmin, M. and Natapov, L.M., 1990. Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis. Washington, 242.

Zuber, M.T., 1987. Compression of oceanic lithosphere: an analysis of intraplate deformation in the central indian basin. Journal of Geophysical Research, 92: 4817-4825.

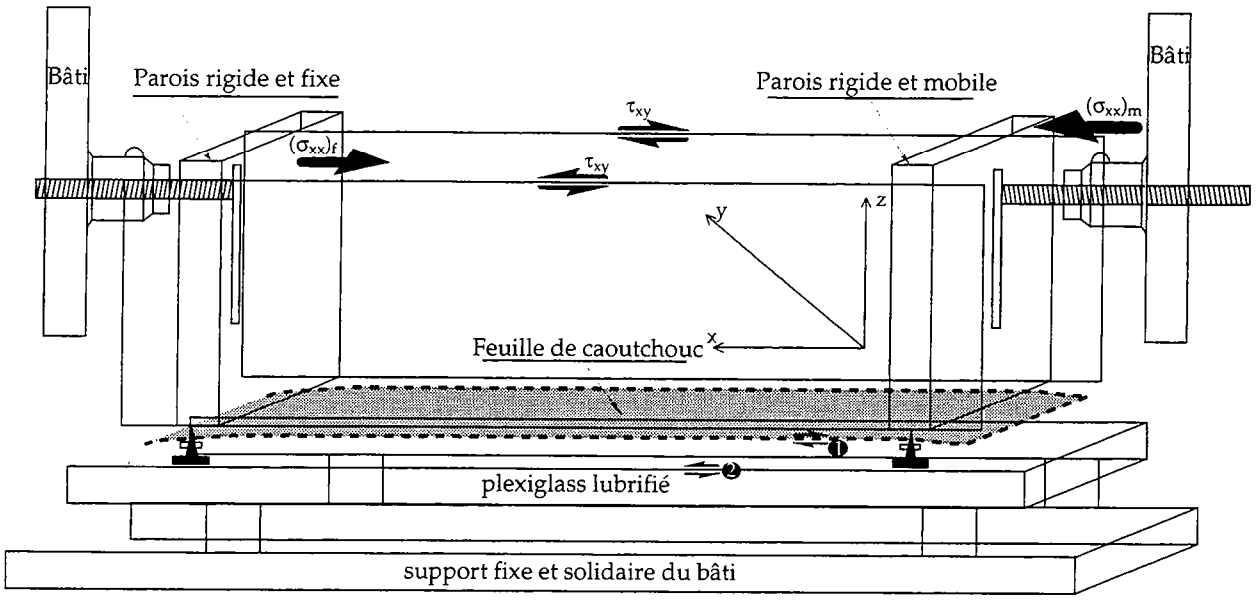
ANNEXE I

Conditions aux limites de l'enceinte expérimentale N°1: relations entre contraintes.

L'enceinte expérimentale est constituée de deux cloisons rigides qui peuvent être mobiles. Ces deux cloisons sont reliées entre elles par une feuille de caoutchouc. Le modèle construit dans l'enceinte préalablement étirée est en équilibre tant que les deux pistons demeurent fixes. Il ne s'exerce alors à ce moment que la contrainte lithostatique (σ_{zz}):

$\sigma_{zz} = \rho gz$ et à cet instant,
$\sigma_{zz} = \rho gz \geq \sigma_{xx} = \sigma_{yy}$

Aux premiers incréments de la déformation, les conditions aux limites intervenant dans cette enceinte sont liées:
aux différents frottements (sur les côtés et à la base du modèle),
à la structure de l'enceinte (présence de la feuille de caoutchouc),
et aux conditions cinématiques appliquées.



Avec: (m) relatif à la paroi mobile et (f) à la paroi fixe.
Les représentations ci-dessus permettent de résumer la distribution des contraintes autour de notre enceinte expérimentale.

Quelles relations existe-t-ils entre la contrainte normale $(\sigma_{xx})_m$ appliquée au modèle et les différents efforts cisaillants?

D'abord, à quoi correspondent ces différentes contraintes?
Nous imposons à l'enceinte préalablement étirée, une compression à travers la cloison mobile. Ceci correspond à une contrainte normale qui est notée:

$$(\sigma_{xx})_m$$

Une partie de cette contrainte se manifeste certainement au niveau du piston fixe et est notée

$$(\sigma_{xx})_f$$

Latéralement, des efforts cisaillants s'exercent entre le modèle et les parois en verre. Il s'agit de :

$$(\tau_{xy})$$

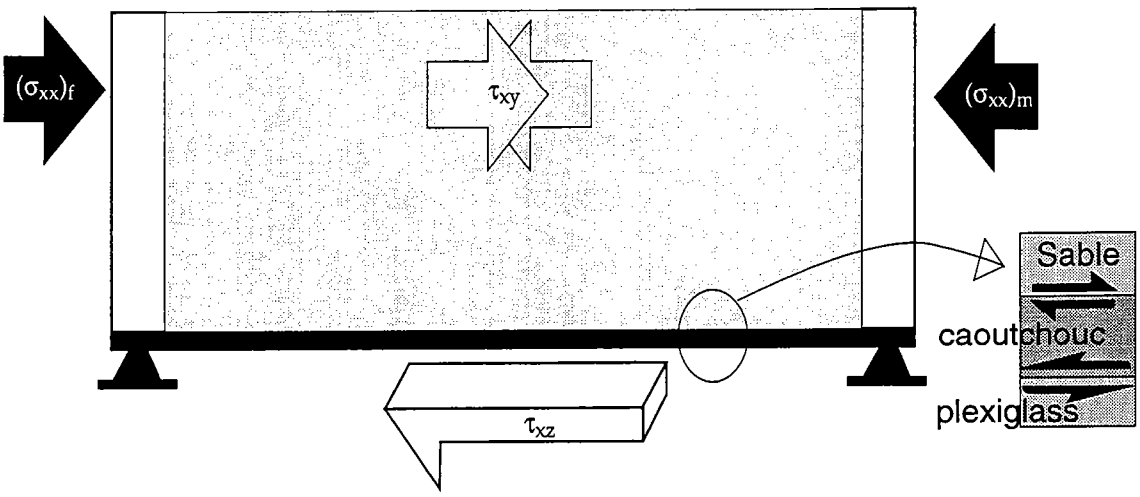
De même, à la base du modèle, il existe des forces de frottement:

- entre le modèle même (sable) et la feuille de caoutchouc notée (1),

-ainsi qu'entre la feuille de caoutchouc et le plexiglass lubrifié: (2). Ce dernier effort cisaillant aura tendance à retenir la feuille de caoutchouc dans son déplacement. Cet effort peut être minimisé par rapport au déplacement de la feuille de caoutchouc. De plus, le plexiglass est lubrifié.

Ainsi, les deux efforts cisaillants (1) et (2) correspondent effectivement à (τ_{xz}) qui s'applique sous le modèle.

Soit,



D'après les lois mécaniques (Jaeger & Cook, 1969), à la rupture du sable, avec:
μ (coefficient de friction) = 0,5
C_o (Cohésion) = 0, ceci dans les conditions de frottement sec,
et en admettant que $\sigma_1 = \sigma_{xx}$ et $\sigma_3 = \sigma_{zz}$,
on aura approximativement;

$$\sigma_{xx} = 3\sigma_{zz}$$

et, en supposant σ_{yy} médian entre σ_{xx} et σ_{zz} comme pour un milieu élastique en déformation plane, on peut alors écrire:

$$\sigma_{yy} = \frac{1}{2}(\sigma_{xx}+\sigma_{zz}) = 2\sigma_{zz}.$$

Juste au moment de la rupture, on peut écrire:

- à la base du modèle,

$$\tau_{xz} \leq \mu\sigma_{zz} = \frac{1}{3}\mu\sigma_{xx} \text{ d'ou,}$$

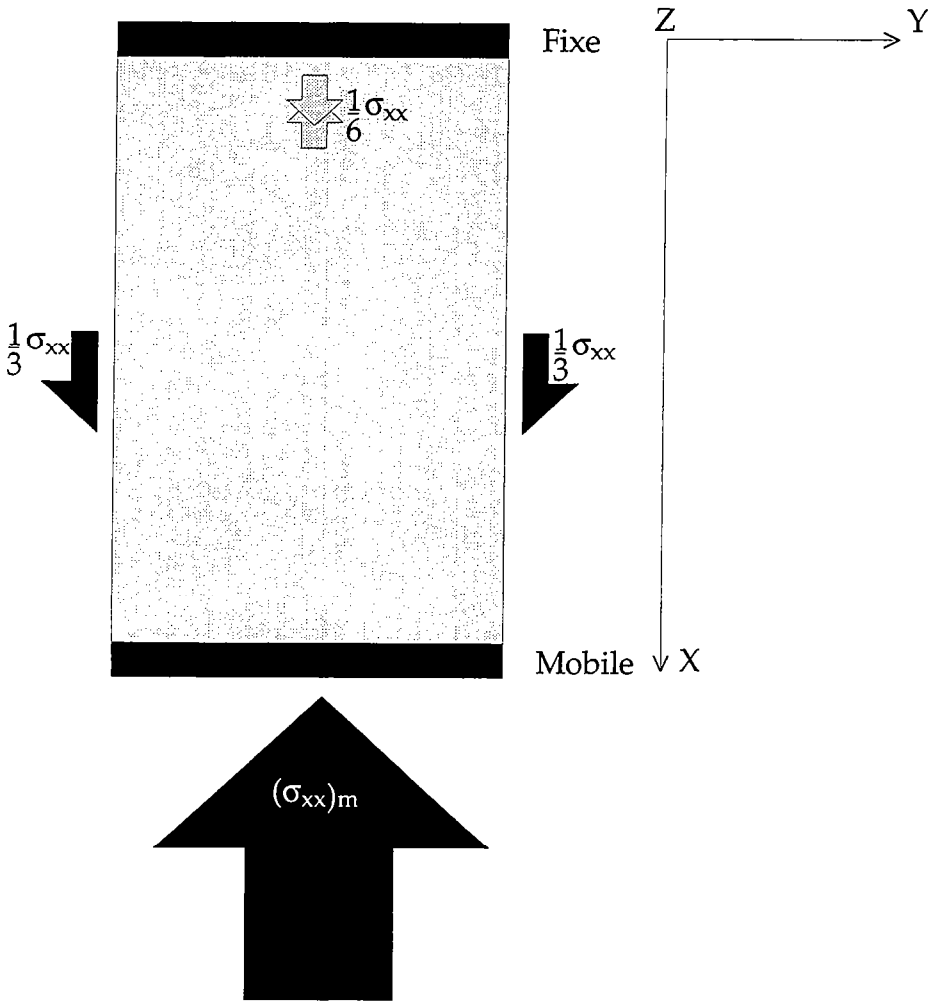
$$\boxed{\tau_{xz} \leq \frac{1}{6}\sigma_{xx}},$$

- de même, sur les côtés,

$$\tau_{xy} \leq \mu\sigma_{yy} = 2\mu\sigma_{zz} = \frac{2}{3}\mu(\sigma_{xx}) \text{ d'ou,}$$

$$\boxed{\tau_{xy} \leq \frac{1}{3}\sigma_{xx}}.$$

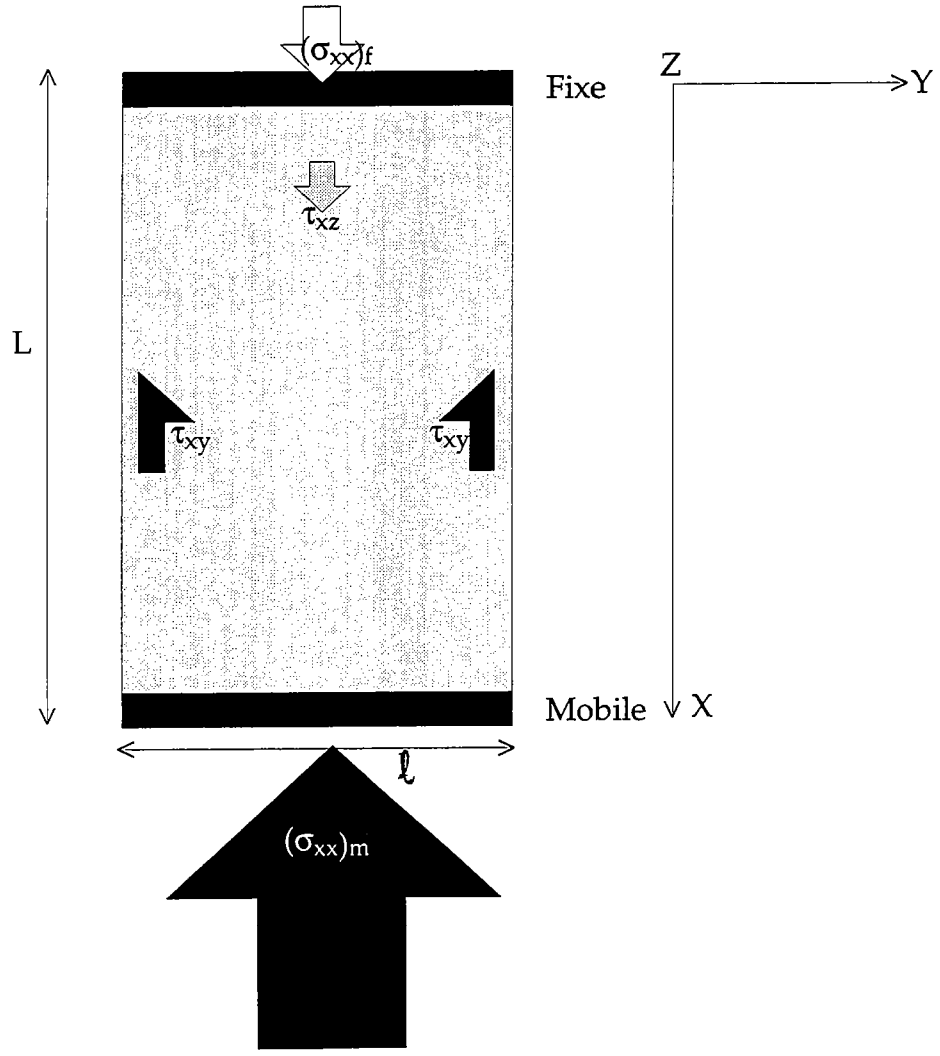
Ainsi, la proportion et la distribution des contraintes vues de dessus se représentent comme ci-dessous:



La déformation dans nos modèles est alors contrôlée par le mouvement de la cloison mobile à laquelle est appliquée la contrainte normale $(\sigma_{xx})_m$. Cette dernière est perturbée par les différents frottements (à la base et sur les côtés).

Les valeurs effectives de frottement dans nos modèles sont plus faibles que celles estimées ci-dessus car les parois latérales et le plexiglass ont été, à chaque expérience, lubrifiés avant la construction du modèle.

Il ne nous reste plus qu'à estimer maintenant que la contrainte qui s'exerce sur le piston fixe $(\sigma_{xx})_f$.



Toutes les contraintes s'exerçant effectivement sur le modèle sont projetées sur la feuille de caoutchouc.
L représente la longueur du modèle à l'instant où sont estimées les contraintes et ℓ la largeur du modèle.

Les modèles sont construits sur une surface de décollement correspondant à une feuille élastique de caoutchouc. Celle-ci se rétracte sur toute sa surface de façon relativement homogène et malgré la charge sus-jacente qui reste constante.

Toutefois, ce déplacement diminue progressivement vers le piston fixe. Tout ceci reste valable jusqu'à la mise en place des premiers accidents.

La contrainte au niveau du piston fixe correspond au résiduel de la contrainte normale appliquée. Il est donc nécessaire d'exprimer d'abord la variation de cette contrainte dans la direction X.

Dans la direction X, l'équilibre des forces appliquées au modèle s'écrit:

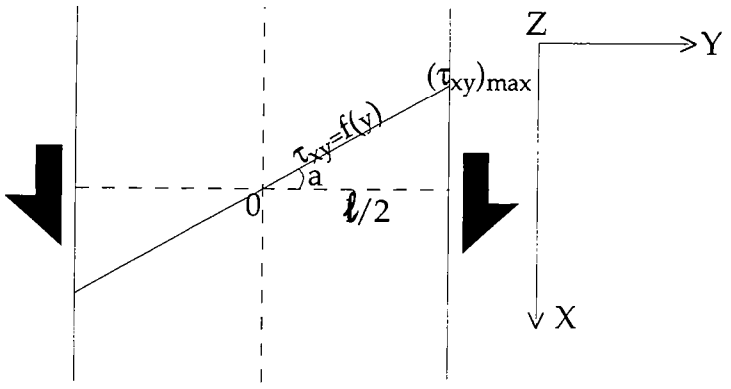
$$\frac{\partial(\sigma_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} - \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0 \text{ soit,}$$

$$\frac{\partial(\sigma_{xx})}{\partial x} = \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} - \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y}.$$

Cet équilibre exprime la variation longitudinale de la contrainte normale qui est fonction de la variation des différents efforts de frottement à travers le modèle.

* Variation de la contrainte cisaillante (τ_{xy}) suivant l'axe Y.

Supposons la variation de τ_{xy} linéaire. Elle est maximale de part et d'autre des parois à ($\ell/2$) et s'annule au centre de l'enceinte.



Posons $a = \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y}$ où a correspond à la pente ci-contre.

Ainsi,

$$a = \frac{(\tau_{xy})_{max}}{\frac{\ell}{2}} = \frac{2}{\ell}\mu\sigma_{yy} = \frac{2}{\ell}\sigma_{zz} = \frac{2\rho gz}{\ell}.$$ D'où,

$$\boxed{a = 2\frac{\rho gz}{\ell}}$$

* Variation de la contrainte cisaillante (τ_{xz}) suivant l'axe Z.

On peut aussi supposer la variation de τ_{xz} linéaire suivant H (épaisseur du modèle): τ_{xz} nulle en surface et maximale à la base du modèle.

Avec $b = \frac{\partial\tau_{xz}}{\partial z} = \mu\frac{\partial\sigma_{zz}}{\partial z} = \frac{1}{2}\rho g$,

$$\boxed{b = \frac{\rho g}{2}}$$

La variation de la contrainte σ_{xx} peut alors s'écrire:

$$\frac{\partial(\sigma_{xx})}{\partial x} = \frac{\rho g}{2} - \frac{2\rho gz}{\ell} = \rho g(\frac{1}{2} - \frac{2z}{\ell})$$ soit,

$$\boxed{\frac{\partial(\sigma_{xx})}{\partial x} = \rho g(\frac{1}{2} - \frac{2z}{\ell})}$$

La variation de la contrainte σ_{xx} est donc fonction des différents frottements. Ces derniers sont réduits par l'utilisation de lubrifiants, mais sont aussi négligeables quand le modèle est suffisamment large.

2°)- La contrainte résiduelle $(\sigma_{xx})_f$ sur le piston fixe peut alors s'écrire:

$$(\sigma_{xx})_f = (\sigma_{xx})_m - \frac{\partial\sigma_{xx}}{\partial x}$$ soit,

$(\sigma_{xx})_f = 3\rho gz - \rho g(\frac{1}{2} - \frac{2z}{\ell})L$ d'où:

$$\boxed{(\sigma_{xx})_f = \rho g(3z - (\frac{1}{2} - \frac{2z}{\ell})L)}$$

. Il s'exerce donc au niveau du piston fixe, une contrainte (σ_{xxf}) non négligeable.

. Dans nos modèles, l'utilisation de lubrifiants, diminuant les frottements latéraux va accroître cette contrainte.

. Le déplacement de la feuille de caoutchouc contribue également à entretenir cette contrainte résiduelle.

C'est cette contrainte qui va contrôler la mise en place de la famille de failles antithétiques dans nos modèles. Ce contrôle est bien effectif au cours des premiers incréments de la déformation. Mais, au-delà de ces premiers instants, le champ de failles en place rend plus complexe la distribution des contraintes.

D'une manière générale, $(\sigma_{xx})m$ est supérieure à $(\sigma_{xx})f$. Toutefois, $(\sigma_{xx})_f$ reste dans chaque expérience, suffisante pour générer une famille antithétique constituée de moins de failles que la famille synthétique: d'où l'asymétrie du champ de failles globale.

Ainsi, sur la figure III-7 par exemple, pour les paramètres mesurés, comme l'espacement entre failles ou même le nombre de failles (dans la famille antithétique), les deux premiers points de mesure sont généralement alignés. Mais au-delà de ces premiers points, les points qui suivent sont très souvent dispersés.

ANNEXE II

Sedimentary Geology, 86 (1993) 77–89
Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam

Sedimentary basins and crustal thickening

P.R. Cobbold *, P. Davy, D. Gapais, E.A. Rossello, E. Sadybakasov, J.C. Thomas, J.J. Tondji Biyo and M. de Urreiztieta

Géosciences (CNRS), Université de Rennes, 35042 RENNES Cedex, France

Accepted April 20, 1993

ABSTRACT

Cobbold, P.R., Davy, P., Gapais, D., Rossello, E.A., Sadybakasov, E., Thomas, J.C., Tondji Biyo, J.C. and de Urreiztieta, M., 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. In: S. Cloetingh, W. Sassi, F. Horvath and C. Puigdefabregas (Editors), Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution. Sediment. Geol., 86: 77–89.

We consider the development of sedimentary basins in a tectonic context dominated by horizontal shortening and vertical thickening of the crust. Well-known examples are foreland basins; others are ramp basins and buckle basins.

We have reproduced various styles of compressional basins in experiments, properly scaled for gravity. A multilayered model lithosphere, with brittle and ductile layers, floats on a model asthenosphere. A computer-driven piston provides shortening and thickening, synchronous with erosion and sedimentation. After a first stage of lithospheric buckling, thrust faults appear, mainly at inflection points. Slip on an isolated reverse fault is accompanied by flexure. Footwall flexure results in a foreland basin and becomes accentuated by sedimentation. Hangingwall flexure is less marked, but may become accentuated by erosion. Motion on a fault leads to hangingwall collapse at the surface. Either footwall sedimentation or hangingwall erosion tends to prolong the active life of a reverse fault. Slip on any pair of closely spaced reverse faults of opposite vergence results in a ramp basin. Simultaneous slip produces a symmetric ramp basin, whereas alternating slip results in a butterfly-shaped basin, with superposed foredeeps. Some well-developed ramp basins become pushed down, until bounding faults meet at the surface and the basin disappears from view. At this stage, the basin depth is equivalent to 15 km or more. Slip on any pair of widely spaced reverse faults of opposite vergence results in a pronounced central anticline, between two distinct foredeeps.

In Central Asia and in Western Europe, Cenozoic crustal thickening is due to continental collision. For Central Asia (Western China, Kyrgyzstan, Uzbekistan, Tajikistan), we have compiled a regional structure-contour map on the base of the Tertiary, as well as 4 regional sections. Foreland basins and ramp basins are numerous and associated with Cenozoic thrusts. Large basins (Tarim, Junggar, Fergana, Tajik) occur around and between mountain ranges, but smaller basins (Issyk-Kul, Naryn) occur within them. In Western Europe, the Alps and Pyrenees are surrounded by foreland basins, ramp basins or intermediate styles. In the Andes and its foreland, Neogene thrusts and compressional basins are due to subduction of oceanic lithosphere. In Colombia, they account for much of the Cordillera Oriental; in NW Argentina, for the Altiplano; in West-Central Argentina, for the Sierras Pampeanas. Compressional basins are also common in other areas of older crustal thickening.

Introduction

McKenzie (1978) developed a simple but powerful model for the formation of sedimentary basins, in a context of horizontal stretching and vertical thinning of the lithosphere. If thinning is rapid and vertically uniform, the reduction in fractional thickness of light continental crust, overlying heavier mantle material, results in immediate isostatic readjustment, with subsidence at the free surface and upwelling of deep mantle material. A second phase of subsidence then results from slow cooling of the upwelled material.

Later numerical models allow for realistic complications, such as flexure of the lithosphere (see Watts et al., 1982) and faults in the upper

* Corresponding author.

0037-0738/93/$06.00 © 1993 – Elsevier Science Publishers B.V. All rights reserved

Reproduit avec l'aimable autorisation d'Elsevier Publishers B.V.

crust (see Kusznir and Ziegler, 1992). Thus motion on a single normal fault and associated flexure of both hangingwall and footwall result in a half rift (Fig. 1). The width of the half rift is proportional to the effective thickness of the bending layer. Although it is fashionable to speak of elastic behaviour, this is not strictly necessary for flexure. Permanent bending and large strains may follow upon plastic yield. A full rift results from motion on two closely spaced normal faults of opposite vergences (Fig. 1). The footwalls acquire tilted shoulders, whereas flexure is inhibited within the down-dropped hangingwall block, if it is short (Kusznir and Ziegler, 1992). Full rifts are probably better-known than half rifts, yet they may be less common. Recent work on the East African rift system has shown it to be a string of half rifts, with alternating vergences (Rosendahl et al., 1986; Kusznir and Ziegler, 1992).

For many years now it has been recognized that sedimentary basins can also form in a compressional context (horizontal shortening and vertical thickening of the crust), where there is faulting and associated flexure. A foreland basin (or half ramp, Fig. 1) forms by footwall flexure, under a single reverse fault or thrust (Beaumont, 1981; Allen and Homewood, 1986; Letouzey, 1990). Because of its association with a single fault, a foreland basin is analogous to a half rift. In a compressional context, the structure analogous to a full rift valley is a ramp valley (Willis, 1928). It forms by motion on two reverse faults of opposite vergences (Fig. 1). If the faults are closely spaced, footwall flexure is inhibited and the resulting ramp basin has a flat bottom. A few natural examples of ramp basins have been described (Bally, 1982; Mann et al., 1991), but the terminology is little known.

Other compressional basins may perhaps initiate by buckling alone, but the subject is controversial (Martinod, 1991; Stephenson and Cloetingh, 1991). For elastic buckling, values of compressive stress are unrealistically large. Fluid buckling is inhibited by gravitational forces. Nevertheless buckling does occur in physical models, properly scaled for gravity, where a fluid asthenosphere is overlain by a multilayered lithosphere, containing an uppermost sand layer with Mohr-Coulomb frictional strength (Davy and Cobbold, 1988, 1991; Martinod, 1991; Martinod and Davy, 1992). Buckling is then due to the permanent strength of the sand layer, which increases with depth. If similar strength profiles hold for the upper crust, buckling stresses may be as high as

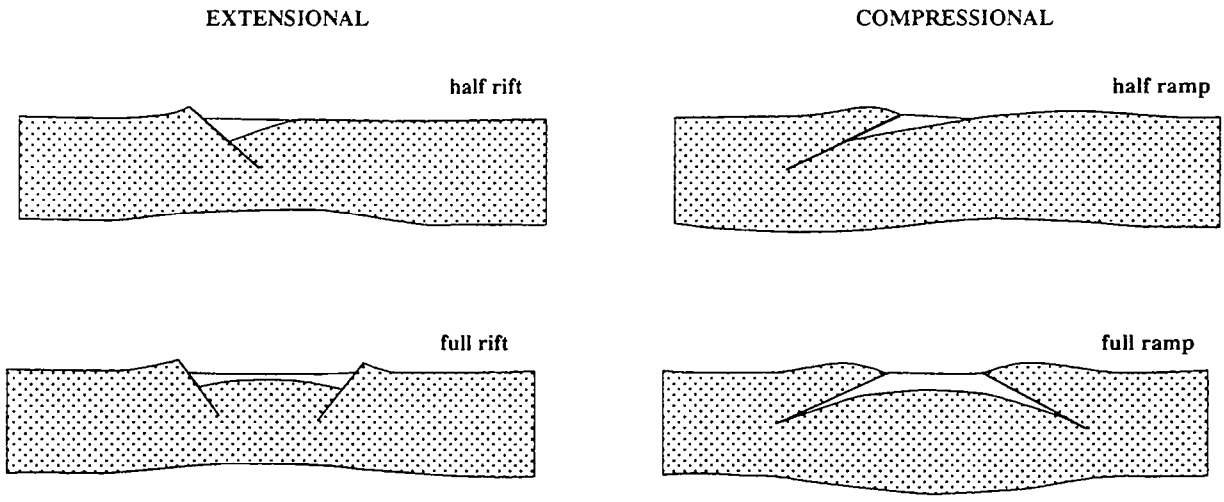


Fig. 1. Shape of sedimentary basins, according to tectonic context and number of bounding faults. Each basin is associated with either a single bounding fault (top), or with paired faults of opposite vergences (bottom). For extensional context (left), cross-sections of half rift or full rift (white) and of crust (stippled) are from the flexural cantilever models of Kusznir and Ziegler (1992, fig. 9). For compressional context (right), cross-sections of half ramp or full ramp and of crust are all schematic. Half ramp is another name for foreland basin.

100 MPa for continental lithosphere and 500 MPa for oceanic lithosphere (Stephenson and Cloetingh, 1991). Linearized theories of buckling then predict wavelengths of about 200 km for the whole lithosphere and about 30 km for the upper crust alone (Martinod, 1991; Martinod and Davy, 1992). Such wavelengths have indeed been observed, not only in physical models, but also in a few areas of oceanic and continental lithosphere (Martinod, 1991; Stephenson and Cloetingh, 1991; Burov et al., 1993a, b).

In early experiments with physical models, where the lithosphere contained both brittle and ductile layers, initial stages of buckling rapidly gave way to faulting. Thrust faults tended to initiate at the inflection points of earlier buckles. Motion on these faults led to the development of topographic lows, including foreland (half ramp) valleys and full ramp valleys (Davy and Cobbold, 1988, 1991; Martinod, 1991; Martinod and Davy, 1992) However, these features were far too small for detailed study and also there was no accompanying sedimentation or erosion.

In this paper, we first describe compressional basins obtained in more recent experiments, where we used larger physical models and incorporated sedimentation and erosion. Under these conditions, basins became much deeper. We then describe natural examples of compressional basins that we have studied in major areas of Cenozoic crustal thickening (Central Asia, Western Europe and the Andes). We compare the basin styles with those obtained in the physical models.

New physical models

We chose a length ratio of 7×10^5, so that a sedimentary basin, 7 km deep in nature, scaled down to 1 cm deep in a model. This was enough for proper observation of internal structures. We made our models 1 m long, to allow for serial formation of structures during progressive shortening (Fig. 2). To limit the volume and cost of model materials, we restricted model width to 30 cm. As a result, we had to pay particular attention to lateral boundary conditions, especially frictional resistance.

For proper scaling in a normal gravity field, the strength ratio must equal the product of the length ratio and the density ratio (Vendeville et al., 1987; Davy and Cobbold, 1988, 1991; Cobbold and Jackson, 1992). We chose a density ratio of 2.5. The strength ratio was therefore 1.8×10^6. Assuming that the upper crust obeys a Mohr-Coulomb yield criterion, where strength increases with depth, we modelled it using dry quartz sand, with a grain size of about 400 μm. This material has a very small cohesive strength and an angle of internal friction of about 40°. Its density of about 1.3 g cm^{-3} can be reduced by admixture of ethyl cellulose powder. Assuming that the lower crust is ductile, with an average effective viscosity of about 10^{20} Pa s, we modelled it using Silbione silicone putty (manufactured by Rhône-Poulenc, France). This material is an almost perfectly Newtonian fluid, with a viscosity of about 10^4 Pa s and a density of 1.16 g cm^{-3}. The viscosity ratio

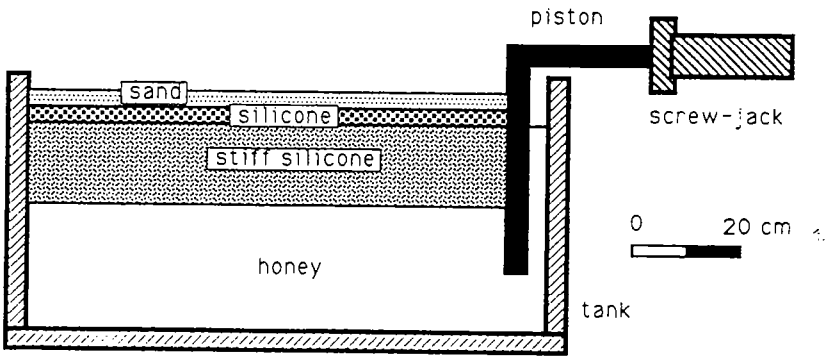


Fig. 2. Experimental apparatus and model in undeformed state. Longitudinal vertical section shows stratified model lithosphere (made of sand, silicone and stiff silicone) floating on model asthenosphere (honey). Lithosphere will shorten and thicken as piston advances (towards left), driven by screw jack.

was therefore 10^{16}. Together with the strength ratio, it set the time ratio at 10^{10}. To model the lithospheric mantle, we used a mixture of Silbione silicone putty and powdered galena, with a viscosity of 10^5 Pa s and a density of 1.3 g cm^{-3}. For the asthenosphere, we assumed linear viscous behaviour and modelled it using natural honey, with a viscosity of about 10^2 Pa s and a density of 1.35 g cm^{-3}. Our models were isothermal, with no allowance for the mechanical effects of thermal readjustments. They thus represented rapid tectonic deformations.

We built our models and deformed them within simple rectangular tanks with transparent plastic walls (Fig. 2). Before deformation, the model lithosphere floated stably upon the asthenosphere. Horizontal shortening was provided by a piston, driven by a computer-controlled screw-jack. Sidewall constraint resulted in thickening of the lithosphere. To render compressive stress as uniform as possible, we reduced friction at the sidewalls, by coating them with petroleum jelly. To prevent the petroleum jelly from percolating into the sand, we inserted between them thin sheets of silicone putty. To model syntectonic erosion, we episodically removed sand from topographic highs, using a vacuum cleaner fitted with a fine nozzle. To model sedimentation, we episodically sprinkled sand, by letting it fall freely from a container, as in an hour-glass. To model closed drainage systems, we deposited in topographic lows as much material as we eroded from topographic highs.

We have done about 30 experiments, for various initial thicknesses of lithospheric layers, rates of shortening and histories of sedimentation and

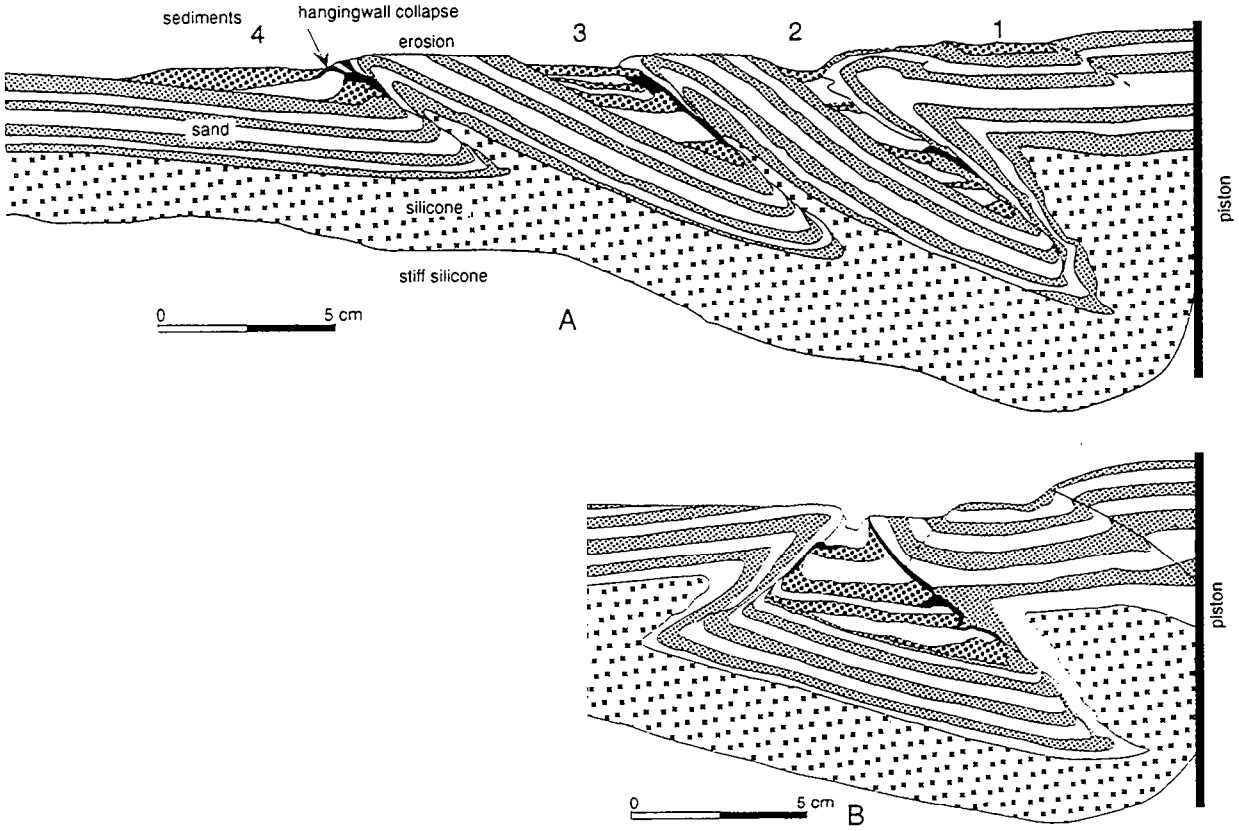


Fig. 3. Two models of compressional basins (final states). Model A shows crustal prism with stacked foreland basins, numbered (*1* to *4*) in order of appearance. Model B shows single ramp basin. Silicone (spaced crosses) represents ductile lower crust. Stratified sand layer (alternating fine stipple and white) represents brittle upper crust. It is offset across major reverse faults and truncated by hangingwall erosion (wavy lines). New sediments (alternating coarse stipple and white) were deposited intermittently within basins. Hangingwall collapse has resulted in footwall deposits (black).

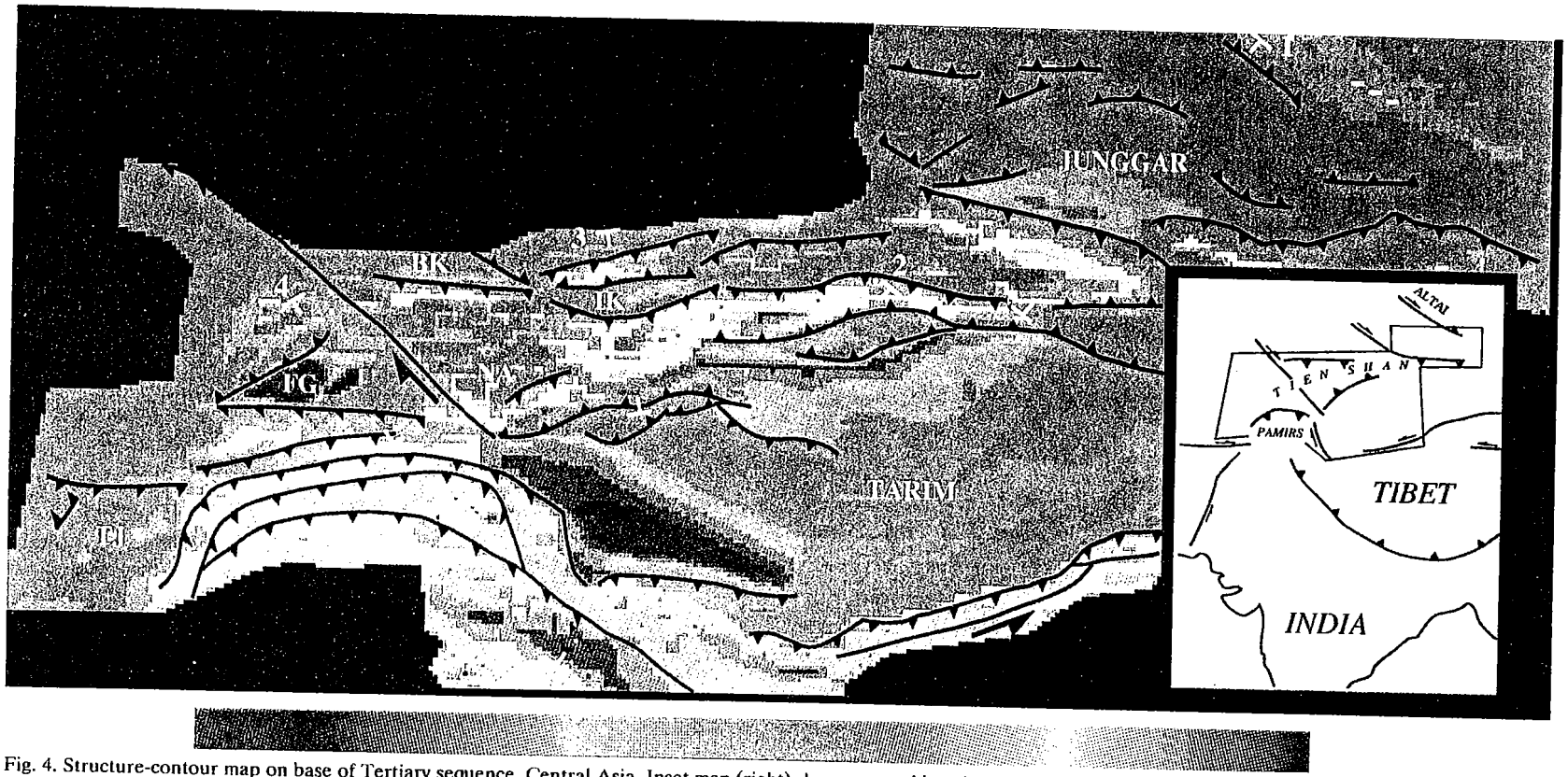


Fig. 4. Structure-contour map on base of Tertiary sequence, Central Asia. Inset map (right) shows general location and areas of high mountains (grey). Coloured map is digital, with pixels of 5′ × 5′, artificially coded for elevation above sea level (code bar ranges from −8 to +8 km). Projection is Mercator. Map covers most of Western China (Xinjiang), Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan. It is based on published data (see references in text), new data of our own and data from A.B. Hayward (pers. commun., 1992). Major basins (labelled in white) are Tarim, Junggar, Fergana (*FG*), Issyk-Kul (*IK*), Tajik (*TJ*), Bishkeck (*BK*) and Naryn (*NA*). Basin-bounding faults of Cenozoic age (black traces) have reverse and strike-slip components (triangles point in approximate direction of underthrusting). Section lines (ends labelled *1* to *4*, in white) locate regional sections through major basins (Fig. 5).

erosion. Here we summarize our main observations, leaving a detailed description of the experiments to a companion paper (Tondji Biyo and Cobbold, in prep.).

(1) In all experiments, progressive shortening was accommodated by reverse faulting and associated flexure (Fig. 3), but in some experiments, we detected buckling at early stages.

(2) As in earlier experiments (Davy and Cobbold, 1988, 1991; Martinod, 1991; Martinod and Davy, 1992), faults developed serially, often at the inflection points of earlier buckles, but the location, spacing, vergence and timing of faults was also seen to be dependent upon the distribution of heterogeneities. Some of these we induced deliberately, by varying the initial structure; others resulted from involuntary imperfections in layer thicknesses, sand packing or boundary conditions.

(3) Slip on an isolated reverse fault was always accompanied by flexure. The strains were almost entirely anelastic. Footwall flexure resulted in a foreland basin and became accentuated by sedimentation (Fig. 3A). Hangingwall flexure was less marked, but became accentuated by erosion in some instances. Motion on the fault led to hangingwall collapse at the surface.

(4) Either footwall sedimentation or hangingwall erosion tended to prolong the active life of a reverse fault. One possible reason for this is that footwall loading or hangingwall unloading transmits laterally, over a distance dependent on the flexural resistance. Hence in most instances there is a reduction in the normal stress acting upon a fault surface. The frictional resistance then decreases and the fault slips more readily. Another reason is that erosion reduces the thickness of the uppermost brittle layer, which is the strongest layer in any model (Davy and Cobbold, 1991).

(5) In general, the model lithosphere thickened in a non-uniform way. Frequently, it adopted a somewhat tapered profile, with greatest thicknesses next to the piston (Fig. 3A). This we attribute to a longitudinal gradient in compressive stress, balancing a small amount of sidewall friction. In many experiments, crustal prisms grew, by serial formation of thrusts and associated foreland basins, in piggyback sequence. Older thrusts and basins became progressively tilted. Sediments reached depths of burial equivalent to 30 km or more.

(6) In some experiments, slip on any pair of closely spaced reverse faults of opposite vergence resulted in a ramp basin (Fig. 3B). Simultaneous slip produced a symmetric ramp basin, whereas alternating slip resulted in a butterfly-shaped basin, with superposed foredeeps (not illustrated).

(7) Some well-developed ramp basins became pushed down, by horizontal compression and sediment load, until the bounding faults met at the surface and the basin disappeared from surface view. At this stage, the basin depth was equivalent to 15 km or more (Fig. 3B).

(8) Slip on any pair of widely spaced reverse faults of opposite vergence resulted in a pronounced central anticline, between two distinct foredeeps.

(9) Sediment onlap caused many a reverse fault to relocate into a higher position within its hangingwall. Our explanation is that the increase in thickness caused an increase in strength at the first location, inhibiting fault motion.

Cenozoic examples

Central Asia

In Central Asia (Fig. 4), Cenozoic deformation occurs throughout an area of at least 2000 km by 2000 km. It has been attributed to indentation of Asia by India, following continental collision (Argand, 1924; Molnar and Tapponnier, 1975; England and Houseman, 1986; Cobbold and Davy, 1988; Dewey et al., 1989). Deformation includes both crustal thickening and lateral extrusion, but thickening is responsible for much of the current topography, especially the Tibetan plateau and the Pamir and Tien Shan mountains (Argand, 1924; England and Houseman, 1986). Between and around them are large basins, containing Cenozoic sediments.

For Western China (Xinjiang), Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan, we have compiled a regional structure-contour map on the base of the Tertiary (Fig. 4). Across basins, we recorded the depth of Paleocene marine shelf sediments, or

Eocene shales, using seismic and borehole data. Across mountain ranges, we recorded the height of perched erosion surfaces, of Cretaceous to Palaeogene age (Sadybakasov, 1991; Cobbold et al., 1993). We also mapped major basin-bounding faults, finding them to have reverse and strike-slip components. From stratigraphic and structural relationships, we infer that crustal shortening and sedimentation operated together throughout the Cenozoic. The structure-contour map provides an immediate record of vertical motions since the Early Tertiary, when India collided with Asia. Provided the dips of thrust faults are known, the map provides a record of horizontal displacements as well. It can then be used for palinspastic restoration in map view, according to the method of Rouby et al. (1993a, b).

From the map and using the original data, we have also constructed regional sections through the major basins (Fig. 5). These show only the major faults and stratigraphic units (Cenozoic and Mesozoic). No attempts have been made, either to extrapolate major faults at depth, or to show details of thin-skinned detachments.

The largest basin in the region is Tarim (Figs. 4 and 5), with up to 8 km of continental Cenozoic sediments, mainly in marginal foredeeps, associated with reverse faults (Meyerhof and Willums, 1976; Lee, 1985; Tian et al., 1985; Lu, 1987; Watson et al., 1987; Nishidai and Berry, 1990; Windley et al., 1990; Graham et al., 1990; Allen et al., 1991; Wang et al., 1992). Uplift and erosion of the Tibetan plateau and Tien Shan mountains have provided the source material. The eastern Tarim is of symmetrical ramp-basin style. The western Tarim is a double foreland basin: there is a central uplift, where Pre-Cenozoic basement reaches the surface above a major Cenozoic thrust.

Almost as large is the Junggar basin, north of

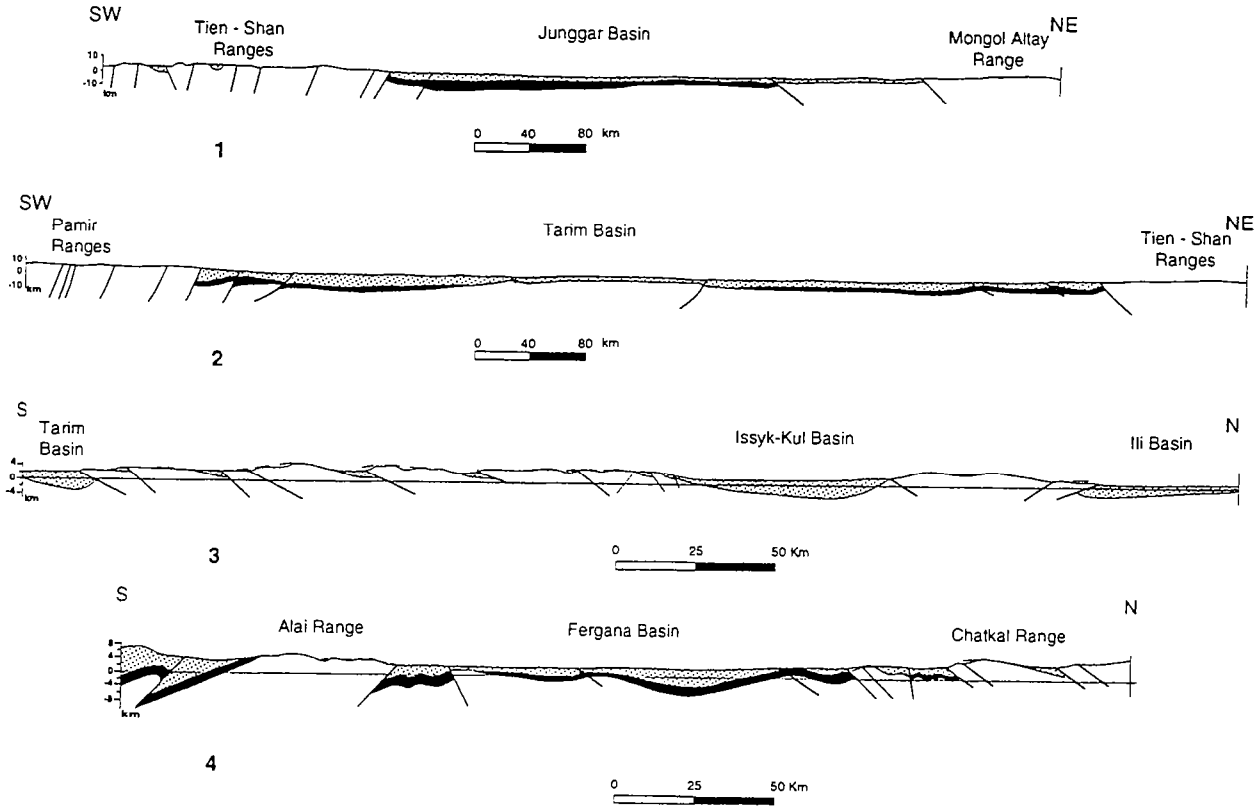


Fig. 5. Regional sections through Cenozoic basins of Central Asia. Sections are through major basins: Junggar (*1*), Tarim (*2*), Issyk-Kul and Ili (*3*) and Fergana (*4*). For section lines, see structure-contour map (Fig. 4). Sections show Cenozoic sediments (stippled), Mesozoic sediments (black), pre-Mesozoic basement (white), major reverse faults (continuous traces) and warped peneplain (dashed lines enveloping mountain ranges in sections *3* and *4*). In each section, vertical scale equals horizontal scale.

the Tien Shan (Figs. 4 and 5). This is mainly a foreland basin, associated with northward-verging boundary thrusts of the Tien Shan; but it is also bounded to the north by smaller faults with reverse and strike-slip components, at the edge of the Altai mountains (Meyerhof and Willums, 1976; Lu, 1987; Watson et al., 1987; Windley et al., 1990; Graham et al., 1990; Allen et al., 1991).

Around and within the western Tien Shan are smaller Cenozoic basins (Figs. 4 and 5), associated with crustal thickening and reverse faulting (Schulz, 1948; Kalvoda et al., 1987; Sadybakasov, 1991; Khain et al., 1991; Cobbold et al., 1993; Thomas et al., 1993). The basin style ranges from simple foreland to full ramp, with many intermediate or composite styles.

Fergana is a composite ramp basin (Figs. 4 and 5). The valley floor is mostly less than 400 m high, whereas the surrounding mountain ranges (Chatkal to the NW, Fergana to the NE, Alai to the S) reach 4000 m or more. On its western side, the basin contains up to 8 km of mainly Neogene sediment. Major reverse faults mark the edges of the basin, whereas minor ones offset the underlying basement (Cobbold et al., 1993). Although the position of the underlying Moho is not accurately known, a map based on detailed gravity measurements (every 5 min) shows a large negative gravity anomaly coinciding with the basin (Beekman et al., 1993). We infer that the Moho is depressed (as in Fig. 3B) and that the basin is not in local isostatic equilibrium, being loaded by surrounding mountain ranges.

Issyk-Kul (Figs. 4 and 5) is a simple, somewhat symmetric ramp basin, between parallel ranges of the Tien Shan (Cobbold et al., 1993). Tajik (Fig. 4) is a complex ramp basin, bounded on 4 sides by mountain ranges (Thomas et al., 1993). Bishkeck (Fig. 4) and Ili (Fig. 5) are foreland basins, next to northward-verging boundary thrusts of the Tien Shan (Cobbold et al., 1993). Naryn (Fig. 4) is a composite basin, spanning several reverse faults, both major and minor (Cobbold et al., 1993). On a smaller scale, all the western Tien Shan ranges contain small Cenozoic basins, associated with thrust faults (Figs. 4 and 5). Some of the ramp basins are partly, if not completely, hidden from surface view. Most boundary thrusts are active today. Late thrusts have usually appeared at the edges of ranges; but early thrusts, instead of being carried passively by new thrusts in piggy-back sequence, have had long active lifespans (Cobbold et al., 1993). Similar histories were observed in physical models (for example, Fig. 3A)

East of our structure-contour map, the entire Tibetan plateau (Fig. 4) appears to have grown northwards, by serial formation of reverse faults (Molnar, 1989). At its current northern edge are the Nan Shan mountains, with active boundary thrusts and an associated foreland basin. Well within the plateau is the Qaidam basin, bounded by conjugate thrusts of opposite vergences (Wang and Coward, 1990). The faults are still active today and Cenozoic sediments within the basin are being folded. Further south, the Tibetan plateau is higher and shortening is probably greater, but the deep crustal structure has not been sufficiently explored. Deep seismic profiling might show whether reverse faults at the surface hide Cenozoic basins at depth.

In conclusion, crustal thickening in Central Asia has involved large displacements on reverse faults, associated with basin development. Basin styles, ranging from foreland to ramp, are very similar to those obtained in physical models (Fig. 3). It is difficult to tell whether or not buckling (without faulting) has occurred in Central Asia. Martinod (1991) and Burov et al. (1993b) have analyzed topographic wavelengths, to see if they compare with those predicted by theory or experiment. We suggest that it would be more appropriate to consider, not current topography, but structure contours on the base of the Tertiary (Fig. 4). Even then, the contributions of reverse faults should be taken into account.

Western Europe

In Western Europe, Palaeogene crustal thickening (the Pyrenean phase) is probably due to collision of Africa with Eurasia, via Iberia, whereas Neogene crustal thickening (the Alpine phase) is probably due to collision of Adria with Eurasia.

All around the Western Alps, there are major

Cenozoic basins, associated with thrusts. The western Piemonte basin, with up to 10 km of Cenozoic sediments, is a major ramp basin, between boundary thrusts of the southern Alps (Roeder, 1990) and of the Apennines (Ricci Lucchi, 1986). At the surface, the Po plain is less than 200 m high; but below it, the seismic Moho sags to a maximal depth of 45 km, generating a negative gravity anomaly (Miletto and Polino, 1992). Apparently the basin is not in isostatic equilibrium, but held down in part by the weights of the hangingwalls (Alps and Apennines). The eastern Po plain and underlying Venetian basin have a similar, but less pronounced structure (Massari et al., 1986). The North Alpine basin of Switzerland contains up to 7 km of Cenozoic deposits. It is primarily a foreland basin, associated with the frontal Helvetic thrusts; but it also abutts against the backthrusted southern limb of the Jura mountains (Homewood et al., 1986; Pfiffner, 1986).

In Spain, the Ebro basin, with up to 3 km of Cenozoic sediments, is primarily a foreland basin, associated with southward-verging thrusts of the Pyrenees, but it is also bounded to the south by reverse faults of the Iberian range and the Catalan coastal range (Puigdefabregas et al., 1986; Casas-Sainz and Simon-Gomez, 1992).

Andes

The Andes lie along a convergent margin, where oceanic plates subduct eastwards beneath continental South America. So far, there is little evidence for continental collision in the Cenozoic, or even in the Mesozoic. The orogenic material has therefore been attributed mainly to plutonism, vulcanism and underplating of material along the subduction zone. Recent studies however have uncovered evidence for east–west shortening and crustal thickening, especially in the Neogene (see, for example, Jordan and Allmendinger, 1986; Baby et al., 1992)

We have compiled three sections (Fig. 6) using published data (Jordan and Allmendinger, 1986; Chebli and Spaletti, 1989; Butler and Schamel, 1988), supplemented by our own observations. The sections show that Cenozoic crustal thickening reaches well into the Andean foreland. Most of the thrusts are still active today.

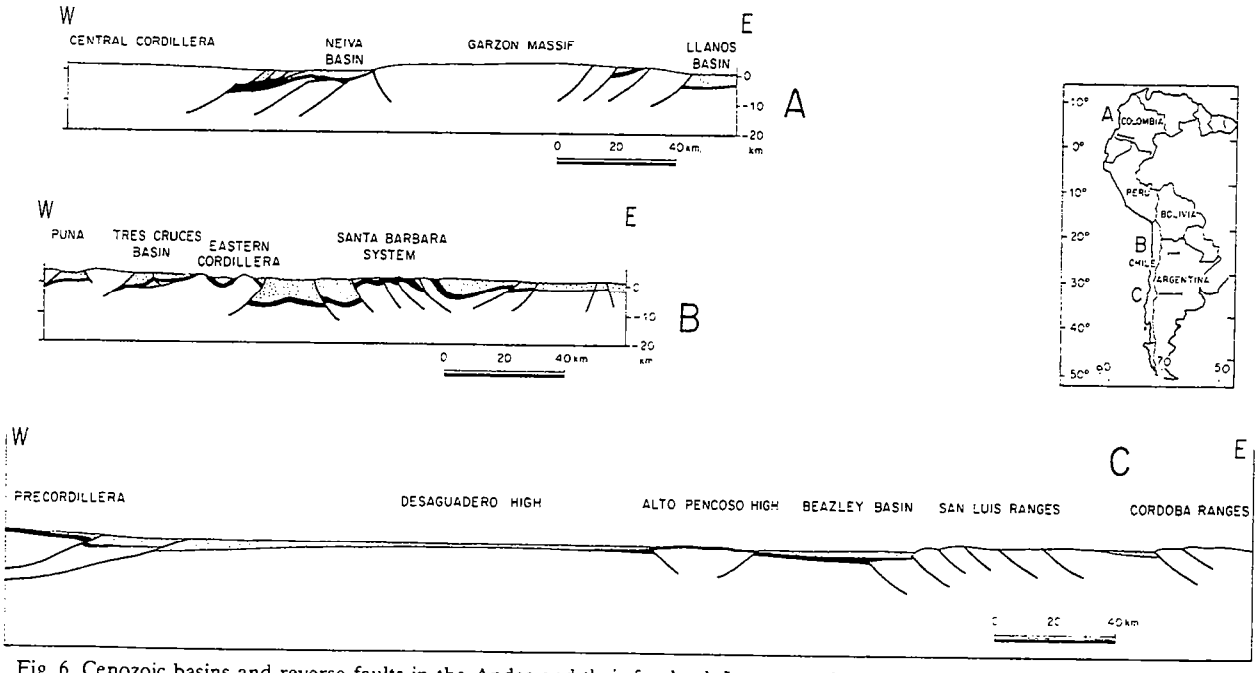


Fig. 6. Cenozoic basins and reverse faults in the Andes and their foreland. Inset map shows general location and lines of section. Sections A, B and C show Cenozoic sediments (stippled), Mesozoic sediments (black), pre-Mesozoic basement (white) and major reverse faults. For sources of data, see text.

In Colombia (Fig. 6A), the Magdalena–Neiva basin contains up to 5 km of Cenozoic sediments, trapped between boundary thrusts of the Cordillera Central and Cordillera Oriental (Butler and Schamel, 1988). Those of the Cordillera Central formed first and the basin is butterfly-shaped, as in analogue models. Towards the south, the boundary thrusts merge at the surface, hiding the basin beneath crystalline basement. This provides a good example of a hidden ramp basin. The Cordillera Oriental itself is a composite structure, spanning several major thrusts and minor Tertiary basins (Colletta et al., 1990). At its eastern edge, a fold-and-thrust belt bounds the Llanos foredeep, with its 4 km or more of continental Cenozoic sediments.

In northwestern Argentina (Fig. 6B), Bolivia and southern Peru, the high plateau (Altiplano) is a composite structure, where Cenozoic reverse faults separate basement ranges from intervening ramp basins, containing up to 10 km of Cenozoic continental sediments. Some of these ramp basins are almost hidden from surface view.

In west-central Argentina (Fig. 6C), the eastern edge of the Andean chain is a thrust belt, with its own foreland basin. Further east, the pre-Mesozoic basement has been uplifted as a series of ranges (Sierras Pampeanas), bounded by reverse faults. The ranges alternate with Cenozoic basins, ranging in style from foreland to ramp. This structural province reaches as far east as Cordoba, half way across the continent.

Pre-Cenozoic examples

Although these are often less amenable to study than Cenozoic ones, notable exceptions do occur.

In western China, continental sediments accumulated in asymmetric foredeeps (Fig. 5), against reverse faults of the Tien Shan ranges, not only during the Cenozoic, as documented above, but also during the Mesozoic (Hendrix et al., 1992). In general, crustal thickening and basin development seem to have occurred synchronously, throughout the entire period, since the Late Palaeozoic, when fragments of Gondwana were colliding and accreting with Eurasia.

Throughout the eastern foreland of the Rocky Mountains (Gries, 1990), thrusts of Laramide (Late Cretaceous) age are associated with well-preserved foreland basins (such as the Wind River) and ramp basins (such as the Big Horn). The structures probably formed in an Andean setting.

In southern Africa, Permo–Triassic sediments accumulated in the Karroo foredeep, next to northward-verging thrusts of the Cape Fold Belt (De Wit and Ransome, 1992). All the way from the Cape to the Zambezi River, basins alternate with basement highs. They may have formed in part by lithospheric buckling (Cobbold et al., 1992). Similar Late Palaeozoic basins are to be found on the other side of the Atlantic, in Brazil, Uruguay and Central Argentina (Cobbold et al., 1992). Once again, the setting was probably of Andean type.

How important are compressional basins?

Our field investigations have shown that sedimentary basins of various kinds have developed in all major areas of Cenozoic crustal thickening and in some areas of older thickening as well. Compressional basins formed in most of our experiments and we inferred that sedimentation and erosion provide mechanical aids to crustal thickening.

If so, why have relatively few examples of compressional basins been described so far? There are several possible reasons. First, the hangingwalls of emerging low-angle thrust faults tend to collapse easily, blurring the structural relationships at basin edges. Second, ongoing sedimentation may onlap and bury the hangingwalls, or scarp erosion may destroy them. Third, seismic images of basin edges may not be sharp, if footwall conglomerates contain few reflecting horizons, or if low-angle thrusts reflect and refract seismic waves, distorting or masking underlying reflectors. Fourth, well-developed ramp basins may become pushed down, out of sight of the surface geologist. Fifth, high plateaux are not the most obvious strategic targets for petroleum exploration. Sixth, Central Asia has long been one of the least accessible areas on Earth.

As these reasons disappear, we believe that more compressional basins will be discovered. They may become more important targets for oil exploration and they may influence the way geologists draw sections across areas of crustal thickening. There is a current tendency to assume a constant vergence for mountain chains, neglecting backthrusts. As deep seismic data accumulate, we believe that backthrusts and ramp basins will be given greater emphasis.

Foreland basins have been well studied and well modelled, numerically. Less is known about ramp basins and intermediate styles. As in our physical models, rates of subsidence for narrow ramp basins are likely to be high, because of additive contributions from paired bounding faults. Other aspects, remaining to be explored for ramp basins and intermediate styles, are thermal histories, migration pathways for hydrocarbons and internal traps, both structural and stratigraphic.

Acknowledgements

Fieldwork in Central Asia was funded by the CNRS (France) and the Academy of Sciences (ex-URSS), in Argentina by the INSU (France). The Institut Français du Pétrole and BP Exploration funded most of our physical modelling. We are grateful to Dr. R.H. Graham, Prof. N.J. Kusznir and Dr. B. Colletta for encouragement and helpful discussions.

References

Allen, M.B., Windley, B.F., Zhang, C., Zhao, Z-Y. and Wang, G-R., 1991. Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China. J. Geol. Soc. London, 148: 369–378.

Allen, P.A. and Homewood, P. (Editors), 1986. Foreland basins. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8, 453 pp.

Argand, E., 1924. La tectonique de l'Asie. Congrès Géologique International, Comptes Rendus de la XIII Session, Belgique, 1922, Premier fascicule, pp. 1–596.

Baby, P., Sempere, T., Oller, J. and Hérail, G., 1992. Evidence for major shortening on the eastern edge of the Bolivian Altiplano: the Calazaya nappe. In: R.A. Oliver, N. Vatin-Perignon and G. Laubacher (Editors), Andean Geodynamics. Tectonophysics, 205 (1–3): 155–169.

Bally, A.W., 1982. Musings over sedimentary basin evolution. Philos. Trans. R. Soc. London, A305: 325–338.

Beaumont, C., 1981. Foreland basins. Geophys. J.R. Astron. Soc., 65: 291–329.

Beekman, F., Burov, E.B., Cloetingh, S. and Bull, J.M., 1993. Folding of oceanic and continental lithosphere by the Indian–Eurasian collision: constraints from numerical modelling. European Union of Geosciences, 7th Meeting (EUG VII), Strasbourg, Abstr., p. 253.

Burov, E.B., Lobkovsky, L.I., Cloetingh, S. and Nikishin, A.M., 1993a. Continental lithosphere folding in Central Asia: constraints from tectonic modelling. European Union of Geosciences, Seventh Meeting (EUG VII), Strasbourg, Abstr., p. 255.

Burov, E.B., Lobkovsky, L.I., Cloetingh, S. and Nikishin, A.M., 1993b. Continental lithosphere folding in Central Asia (Part 2): constraints from tectonic modelling. Tectonophysics, in press.

Butler, K. and Schamel, S.J., 1988. Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. J. South Am. Earth Sci., 1: 109–120.

Casas-Sainz, A.M. and Simon-Gomez, J.L., 1992. Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). J. Struct. Geol., 14: 521–530.

Chebli, G. and Spaletti, L. (Editors), 1989. Cuencas sedimentarias Argentinas. Univ. Nac. Tucuman, Tucuman, 512 pp.

Cobbold, P.R. and Davy, P., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment, 2. Central Asia. Bull. Geol. Inst. Uppsala, N.S., 14: 143–162.

Cobbold, P.R. and Jackson, M.P.A., 1992. Gum rosin (colophony): a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere. Tectonophysics, 210: 255–271.

Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.R., Milani, E.J. and Szatmari, P., 1992. Permo–Triassic intracontinental deformation in SW Gondwana. In: M.J. de Wit and I.G.D. Ransome (Editors), Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karroo and Cretaceous Basins of Southern Africa. Balkema, Rotterdam, pp. 23–26.

Cobbold, P.R., Sadybakasov, E. and Thomas, J.C., 1993. Cenozoic basins and crustal thickening in the Kyrgyz Tien-Shan. In: F. Roure (Editor), Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins. Ed. Technip, Paris, in press.

Colletta, B., Hébrard, F., Letouzey, J., Werner, P. and Rudkiewicz, J.-L., 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In: J. Letouzey (Editor), Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. Ed. Technip, Paris, pp. 81–100.

Davy, P. and Cobbold, P.R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. Bull. Geol. Inst. Uppsala, N.S., 14: 129–141.

Davy, Ph. and Cobbold, P.R., 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. In: P.R. Cobbold (Editor), Experimental and Numerical Modelling of Continental Deformation. Tectonophysics, 188: 1–25.

Dewey, J.F., Cande, S. and Pitman, W.C., 1989. Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. Eclogae Geol. Helv., 82: 717–734.

De Wit, M.J. and Ransome, I.G.D (Editors), 1992. Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karroo and Cretaceous Basins of Southern Africa. Balkema, Rotterdam, 269 pp.

England, P. and Houseman, G., 1986. Finite strain calculations of continental deformation, 2. Comparison with the India–Asia collision zone. J. Geophys. Res., 91: 3664–3676.

Graham, S.A., Brassell, S., Carroll, A.R., Xiao, X., Demaison, G., McKnight, C.L., Liang, Y., Chu, J. and Hendrix, M.S., 1990. Characteristics of selected petroleum source rocks, Xinjiang Uygur Autonomous Region, Northwest China. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 74: 493–512.

Gries, R.R., 1990. Rocky Mountain foreland structures: changes in compression direction through time. In: J. Letouzey (Editor), Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. Ed. Technip, Paris, pp. 129–148.

Hendrix, M.S., Graham, S.A., Carroll, A.R., Sobel, E.R., McKnight, C.L., Schulein, B.J. and Wang, Z., 1992. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar and Turpan basins, northwest China. Geol. Soc. Am. Bull., 104: 53–79.

Homewood, P., Allen, P.A. and Williams, G.D., 1986. Dynamics of the Molasse Basin of western Switzerland. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), Foreland Basins. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 199–217.

Jordan, T.E. and Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina, a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. Am. J. Sci., 286: 737–764.

Kalvoda, J., Leonov, Yu.G. and Nikonov, A.A., 1987. Main features of the neotectonic evolution of the Pamirs–Thyan Shan and the Karakoram–Himalayas mountain ranges. Acta Montana, 77: 65–84.

Khain, V.E., Sokolov, B.A., Kleschev, K.A. and Shein, V.S., 1991. Tectonic and geodynamic setting of oil and gas basins in the Soviet Union. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 75: 313–325.

Kusznir, N.J. and Ziegler, P., 1992. The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple shear/pure shear flexural cantilever model. Tectonophysics, 215: 117–131.

Lee, K.Y., 1985. Geology of the Tarim Basin with special emphasis on petroleum deposits. Xinjiang Uygur Zizhiqu, Northwest China. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., 85–616, 55 pp.

Letouzey, J. (Editor), 1990. Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. Ed. Technip, Paris, 209 pp.

Lu Banggan (Chief Editor), 1987. Typical Seismic Section Atlas of China. Petroleum Industry Press, Beijing, 260 pp.

Mann, P., McLaughlin, P.P. and Cooper, C., 1991. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic, 2. Structure and tectonics. In: P. Mann, G. Draper and J.F. Lewis (Editors), Geologic and Tectonic Development of the North America–Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 262: 367–389.

Martinod, J., 1991. Instabilités périodiques de la lithosphère (flambage, boudinage) en compression et en extension. Mémoires et Documents du Centre Armoricain d'Etudes Structurales des Socles, 44, 283 pp.

Martinod, J. and Davy, P., 1992. Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere, 1. Deformation modes from an analytical perturbation method. J. Geophys. Res., 97 (B2): 1999–2014.

Massari, F., Grandesso, P., Stefani, C. and Jobstraibizer, P.G., 1986. A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy). In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), Foreland Basins. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 141–168.

McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett., 40: 25–32.

Meyerhof, A.A. and Willums, J.O., 1976. Petroleum geology and industry of the People's Republic of China. United Nations ESCAP-CCOP Tech. Bull., 10: 103–112.

Miletto, M. and Polino, R., 1992. A gravity model of the crust beneath the Tertiary Piemonte basin (northwestern Italy). Tectonophysics, 212: 243–256.

Molnar, P., 1989. The geological evolution of the Tibetan plateau. Am. Sci., 77: 350–360.

Molnar, P. and Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. Science, 189: 419–426.

Nishidai, T. and Berry, J.L., 1990. Structure and hydrocarbon potential of the Tarim Basin (NW China) from satellite imagery. J. Pet. Geol., 13: 35–58.

Pfiffner, O.A., 1986. Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), Foreland Basins. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 219–228.

Puigdefabregas, C., Munoz, J.A. and Marzo, M., 1986. Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), Foreland Basins. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 229–246.

Ricci Lucchi, F., 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: P.A. Allen and P. Homewood (Editors), Foreland Basins. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 8: 105–139.

Roeder, D., 1990. Tectonics of South Alpine crust and cover (Italy). In: J. Letouzey (Editor), Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. Ed. Technip, Paris, pp. 1–14.

Rosendahl, B.R., Reynolds, P.M., Lorber, P.M., Burgess, C.F., McGill, J.W., Scott, D., Lambiase, J.J. and Derksen, S.J., 1986. Structural expressions of rifting: lessons from Lake Tanganyika, Africa. In: L.E. Frostick, L.W. Renaut, I. Reid and J.J. Tiercelin (Editors), Sedimentation in the African Rifts. Geol. Soc. London Spec. Publ., 25: 27–38.

Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A., 1993a. Least-squares palinspastic restoration of regions of normal faulting. Application to the Campos basin (Brazil). Tectonophysics, in press.

Rouby, D., Cobbold, P.R., Szatmari, P., Demercian, S., Coelho, D. and Rici, J.A. 1993b. Restoration in plan view

of faulted Upper Cretaceous and Oligocene horizons and its bearing on the history of salt tectonics in the Campos Basin, Brazil. Tectonophysics, in press.

Sadybakasov, E., 1991. Neotectonics of High Asia. Nauka, Moscow, 181 pp.

Schultz, S.S., 1948. Analysis of the Neotectonics and Relief of the Tien Shan. Geografgiz, Moscow, 222 pp.

Stephenson, R.A. and Cloetingh, S.A.P.L., 1991. Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding. Tectonophysics, 188: 27–37.

Thomas, J.C., Gapais, D., Cobbold, P.R., Meyer, V. and Burtman, V.S., 1993. Tertiary kinematics of the Tajik depression (Central Asia): inferences from fault and fold patterns. In: F. Roure (Editor), Geodynamic Evolution of Sedimentary Basins. Ed. Technip, Paris, in press.

Tian, Z., Chai, G. and Lin, L., 1985. Tectonic evolution of the Tarim Basin and its hydrocarbon potential. Oil Gas Geol., 6(3): 250–258 (in Chinese).

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P. and Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ., 28: 95–107.

Wang, Q. and Coward, M.P., 1990. The Chaidam Basin (NW China): formation and hydrocarbon potential. J. Pet. Geol., 13: 93–112.

Wang, Q.M., Nishidai, T. and Coward, M.P. 1992. The Tarim Basin, NW China. Formation and aspects of petroleum geology. J. Pet. Geol., 15(1): 5–34.

Watson, M.P., Hayward, A.B., Parkinson, D.N. and Zhang, Zh.M., 1987. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China. Mar. Pet. Geol., 4: 205–225.

Watts, A.B., Karner, G.D. and Steckler, M.S., 1982. Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. Philos. Trans. R. Soc. London, A305: 249–281.

Willis, B., 1928. Dead Sea problem: rift valley or ramp valley? Geol. Soc. Am. Bull., 39: 490–542.

Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z-Y. and Wang, G-R., 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the Chinese Tien Shan range, central Asia. Geology, 18: 128–131.

BON DE COMMANDE

à retourner à : Arlette FALAISE

GEOSCIENCES-RENNES I

Université de Rennes

35042 - RENNES Cédex (France)

Tél : (33) 99.28.60.80 Fax : (33) 99.28.60.80

NOM .....

ORGANISME .....

.....

ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvroges suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total

Frais d'envoi : 20,00F par volume

par volume supplémentaire : 5,00 F

Total	
Frais d'envoi	
Montant total	

Nous acceptons les bons de commandes.

Si vous réglez par chèque veuillez établir votre chèque au nom de :

Monsieur l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I.

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Universite de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex tel : 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).** **85F.**

N°3 - **J. DURAND** - Le Grès Armoricain. Sedimentologie. Traces fossiles. Milieux de depôt. **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).** **Epuisé**

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 Protérozoique inférieur (1.9-2.4 Ga). **324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986).** **Epuisé**

N°8 - **Ph. DAVY** - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. **233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986).** **Epuisé**

N°9 - **Y. GEORGET** - Nature et origine des granites peralumineux a cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoides du Massif Armoricain (France) : Petrologie et geochimie. **250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).** **Epuisé**

N°10 - **D. MARQUER** - Transfert de matière et déformation progressive des granitoides. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). **287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).** **120 F.**

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 experimentale. **392 p., 181 fig., I tabl.,82 pl. (1987).** **Epuisé**

N°16 - **E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfures a Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistere). **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).** **Epuisé**

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 Francaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaine varisque ouest-européenne. **465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988).** **200F**

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, I 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., I 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., I 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 paléozoiques 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 a 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 a 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 a l'étude des propriétés physiques des mineraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO_2. **190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989).** **100 F.**

N°37 - 0. 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).** **130F .**

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 40Ar/39Ar : 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 : Géometrie 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 superieur. Calorimétrie à haute tempéerature et spectroscopie Raman à haute pression et haute témperature. **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 - **5. 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 Brieuc, 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., I tabl., 91 fig., 16 pl. photo., I carte H.Texte, (1993).** **I90F.**

N° 51 - **T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post- épaississement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy Rostrenen (Massif Armoricain, France). **350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993).** **I90F.**

N° 52 - **J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. **370 p., 30pl. photo., I 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'Ecoène 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.**

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

1er trimestre 1995

Résumé

Dans les régions orogéniques, l'accent a été très souvent mis sur la description des plis, des chevauchements et autres structures associées.

Si les bassins avant-pays sont mieux documentés, en revanche, les autres structures flexurales liées au raccourcissement sont très peu décrites. De plus, les relations entre structures compressives, en général, et le processus d'érosion-sédimentation ne sont quasiment pas abordées.

Le but de ce travail consiste donc à chercher:

1) dans un contexte de raccourcissement horizontal et d'épaississement vertical de la croûte, les relations entre l'érosion-sédimentation et les structures compressives,

2) pourquoi les structures flexurales (en particulier intrachaîne) sont si rarement décrites.

Une série d'expériences analogiques de compression crustale et supracrustale ou lithosphérique nous a permis de faire de nombreuses observations.

Un chevauchement mis en place, avec érosion au toit et sédimentation au mur, voit son activité se prolonger.

Au cours de cette évolution synsédimentaire, le chevauchement acquiert une géométrie listrique de plus en plus accrue.

Cette évolution peut aussi s'accompagner de la mise en place des structures chevauchantes secondaires où la propagation est très souvent rétrograde.

Ces chevauchements peuvent limiter une structure flexurale sur une seule de ces bordures. La subsidence y est accentuée par la sédimentation et l'évolution de cette structure asymétrique (de type avant-pays) peut aboutir à un enfouissement profond des sédiments le long des chevauchants limitrophes.

Les structures flexurales peuvent aussi se trouver limitées de part et d'autre par des chevauchements de vergences opposées et convergentes. On a ainsi, à chacune des bordures, une évolution proche de celle d'une structure d'avant-pays. Mais, dans ces conditions, en fonction de la distance entre failles opposées, les structures peuvent finir par se "suturer" en surface piégeant ainsi le bassin compressif (généralement intramontagneux) qui peut demeurer inconnu.

Mots clés:

modèles analogiques, chevauchements, érosion-sédimentation, lithosphère continentale, raccourcissement lithosphérique, flambage, bassin compressif.

Editions de GEOSCIENCES RENNES

Université de Rennes I

F - 35042 - RENNES Cédex