



**HAL**  
open science

# Sédiments et reliefs du front des systèmes chevauchants : modélisation et exemples du front andin et des Siwalik (Himalaya) à l'Holocène .

Pascale Leturmy

## ► To cite this version:

Pascale Leturmy. Sédiments et reliefs du front des systèmes chevauchants : modélisation et exemples du front andin et des Siwalik (Himalaya) à l'Holocène .. Tectonique. Université de Grenoble, 1997. Français. NNT: . tel-00634396

**HAL Id: tel-00634396**

**<https://theses.hal.science/tel-00634396>**

Submitted on 21 Oct 2011

**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.

**THESE DE DOCTORAT**

Présentée par  
**Pascale LETURMY**

Pour l'obtention du titre de  
Docteur  
de l'Université Joseph Fourier GRENOBLE I

Spécialité: Sciences de la Terre

**SEDIMENTS ET RELIEFS DU FRONT DES SYSTEMES CHEVAUCHANTS :  
MODELISATIONS ET EXEMPLES DU FRONT ANDIN ET DES SIWALIK  
(HIMALAYA) A L'HOLOCENE.**

Soutenue le 19 décembre 1997

Devant le Jury composé de :

Pierre TRICART  
Dominique FRIZON DE LAMOTTE  
Christian RAVENNE  
Jaume VERGES  
Monique FORT  
Georges MASCLE  
Jean-Louis MUGNIER

Président  
Rapporteur  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Directeur

**THESE DE DOCTORAT**

Présentée par  
**Pascale LETURMY**

Pour l'obtention du titre de  
Docteur  
de l'Université Joseph Fourier GRENOBLE I

Spécialité: Sciences de la Terre

**SEDIMENTS ET RELIEFS DU FRONT DES SYSTEMES CHEVAUCHANTS :  
MODELISATIONS ET EXEMPLES DU FRONT ANDIN ET DES SIWALIK  
(HIMALAYA) A L'HOLOCENE.**

Soutenue le 19 décembre 1997

Devant le Jury composé de :

Pierre TRICART  
Dominique FRIZON DE LAMOTTE  
Christian RAVENNE  
Jaume VERGES  
Monique FORT  
Georges MASCLE  
Jean-Louis MUGNIER

Président  
Rapporteur  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Directeur

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

## REMERCIEMENTS

Au terme de ces de trois ans passés à explorer les collines des Siwalik du Népal et les limites de l'informatique, je tiens à exprimer ma reconnaissance aux personnes qui m'ont accompagnée et soutenue.

Tout d'abord, je dois dire un grand merci à Jean-Louis Mugnier et Georges Mascle qui m'ont donné l'opportunité de travailler sur ce sujet, qui m'ont soutenu dans ma démarche scientifique et qui m'ont fait découvrir le Népal et sa géologie complexe. Je remercie Jean-Louis pour sa patience et son calme, pour ses conseils ainsi que pour tous les arguments qu'il a su opposer à mes doutes.

Je voudrais aussi remercier le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines et son directeur Marc Tardy de m'avoir accueillie pendant ses trois ans.

Dominique Frizon De Lamotte, Christian Ravenne et Jaume Verges ont accepté de rapporter de cette thèse. Je les en remercie d'autant plus qu'ils n'ont eu que peu de temps pour juger ce travail. Je témoigne également ici de ma reconnaissance qui va à Monique Fort en sa qualité d'examineur et à Pierre Tricart qui a présidé mon Jury.

Je tiens également à remercier Gérard Vidal, qui m'a patiemment et avec humour, appris les ficelles du traitement d'images SPOT, et les secrets de Traitim.

Bernard Delcaillau qui m'a transmis ses connaissances des Siwalik et de la géomorphologie, je regrette de n'avoir pu profiter de ces connaissances sur le terrain en février 1995.

Cette thèse n'aurait sans doute pas vu le jour sous cette forme sans Edouard Chalaron qui m'a transmis le virus des modèles au cours d'un mémoire de maîtrise qu'il avait encadré. Je le remercie pour ses conseils, son enthousiasme et ses blagues qui m'ont accompagnés depuis 5 ans.

Patrick Lefort qui m'a accueilli au sein de l'équipe IDYLHIM, ainsi que les participants à la mission GPS IDYLHIM95 particulièrement à D.R. Tiwari du DMG (Kathmandu) qui a fait équipe avec moi pour surveiller la station.

A Kathmandu j'ai croisé de nombreuses personnes toutes plus charmantes les unes que les autres. Je voudrais donc dire un grand merci à M. Upreti de l'Université qui m'a aidé dans mes démarches administratives; M. Bachial et M. Pandey du Department of Mine and Geology pour leur accueil et les discussions sur la géologie des Siwalik et toutes les personnes du DMG qui se sont montrées disponibles pour faciliter mes démarches; M. Favier et M. Kansakar du Department of Hydrology. Je tiens également à remercier mes équipes de porteurs et particulièrement Sarkiman le chef porteur de mes deux missions. Dévoués et souriants à longueur de journée ils ont réussi à transformer le camping dans la jungle en séjour

4 étoiles. Merci à Xavier manipulateur GPS à ses heures perdues et qui m'a suivi dans mes aventures entre Kusum et Kathmandu.

Je voudrais également remercier Claudine Meugniot, toujours prête à rendre service. Sans elle les tracasseries administratives seraient devenues un enfer pour moi, et de surcroît elle fait les meilleures confitures de Grenoble!

Merci à Etienne Jaillard qui a relu dans des temps records les chapitres de ma thèse.

Enfin au quotidien, il y a tout ceux qui vaquent dans la salle "info", et qui m'ont accompagnés jour après jours. Un grand merci à Olivier pour sa bonne humeur et à Chrystel, sa moitié Chambérienne, pour nos bavardages puis les e-mails qui ont suivis leur départ; à Philippe pour les discussions (et les accrochages) sur la Bolivie et l'équilibre; à Sébastien pour son humeur charmante et à Joëlle la Lyonnaise-Orléanaise-Grenobloise; à Marie pour ses sourires; à Yves pour sa bonne humeur; à Santa Man et Ananta les "Népalais Grenoblois" qui s'évertuent à m'apprendre leur langue.

A toutes les personnes du LGCA qui m'ont supporté (dans les deux sens du terme), je témoigne ma profonde amitié, et qu'ils me pardonnent de ne pas tous les citer.

Je n'oublie pas non plus les amis "extra-fac", non géologues, thésards ou non, qui ont su me faire oublier les aléas de la vie du thésard et qui ont également largement contribué au bon déroulement de ces trois ans. Encore merci au petit lutin qui tire sur la corde et qui a vécu la fin de la thèse au quotidien.

Pour terminer je dirai un grand merci à mes parents pour leur soutien permanent, ils m'ont comblé par leur bonheur le jour de ma soutenance.

## RESUME

Dans les systèmes chevauchants la tectonique, l'érosion et la sédimentation interagissent pour créer des reliefs et des bassins syntectoniques. Le but de ce travail est d'aider à mieux comprendre et quantifier le contrôle exercé par ces trois phénomènes sur 1) la morphologie des reliefs; 2) la localisation des dépôts sédimentaires et les types de dépôt; 3) la localisation de la déformation.

Dans ce but, et dans la première partie de mon travail, j'ai procédé au développement d'un modèle numérique comportant une simulation de la croissance incrémentale des plis par propagation de faille, couplée à une loi de diffusion rendant compte des transports superficiels (érosion et sédimentation). Ceci permet d'étudier la répartition de l'érosion et de la sédimentation en fonction de l'activité tectonique et des relations entre plissement/chevauchement. La mise en oeuvre des modélisations permet aussi une analyse de l'évolution des systèmes chevauchants. L'application à l'exemple du Subandin de Bolivie, montre que 1) L'évolution du prisme tectonique et la formation des grands bassins sont pour une grande part contrôlées par la géométrie du prisme initial ainsi que par celle du plan de décollement régional; 2) Les phénomènes superficiels qui permettent la formation de vastes bassins syntectoniques influencent la localisation de la déformation, en contrôlant la géométrie de la surface du prisme.

Dans la seconde partie de ce travail la méthodologie mise au point, est appliquée aux Siwalik de l'Ouest Népal. Dans cette région, où le système chevauchant est de mieux en mieux contraint par des études de terrain, on observe également de vastes bassins transportés inégalement répartis sur la zone d'étude. Les modélisations montrent que le paramètre contrôlant au premier ordre le développement des bassins transportés est le pendage du plan de décollement. Un fort pendage du plan de décollement, qui induit une forte épaisseur des écaillés tectoniques, favorise l'apparition de vastes bassins transportés. Dans le cas contraire, où le pendage du plan de décollement est faible, la forte pente de surface du prisme favorise l'érosion et les réactivations hors séquence. Ces résultats sont confirmés grâce aux coupes équilibrées effectuées dans l'Ouest Népal qui montrent que les bassins transportés se développent au-dessus d'un prisme tectonique épais (5500 m), alors que là où le système tectonique, incorporant des écaillés, n'est plus épais que de 4000 m, on observe des réactivations d'un chevauchement interne. Les modélisations montrent aussi que le développement latéral des structures frontales par le biais de plis par propagation de faille, contrôle les morphologies du synclinal et du crêt situés en position interne. Ceci est confirmé par une étude morphostructurale qui montre que la structure frontale est constituée de

tronçons assez courts qui se relaient et que la sédimentation et la morphologie du système sont contrôlés par ces relais.

Dans les Siwalik de l'Ouest Népal, existe une lacune de sismicité, et les vitesses de raccourcissement instantanées sont faibles (2-7 mm/an). L'étude des terrasses alluviales des bassins syntectoniques, montre 1) que le remplissage holocène du Dun de Deukhury est largement dépendant de la localisation de l'activité tectonique le long des chevauchements limitant ces bassins, et formant des "barrages tectoniques"; 2) que l'enregistrement des variations climatiques est masqué par l'importance des phénomènes tectoniques; 3) que les vitesses de surrection de ces terrasses alluviales, déduites de datations au C14, permettent de calculer des vitesses moyennes de raccourcissement de l'ordre de 15 à 20 mm/an pour la période holocène; 4) qu'il existe de nombreuses réactivations hors séquence, se localisant le long d'un chevauchement intermédiaire, le MDT. Les faibles déformations actuelles déduites de mesures GPS ne sont donc pas représentatives de la déformation de cette partie de la chaîne himalayenne sur une longue période.

Ces différences de vitesses entre déformations actuelles et déformations moyennes telles qu'elles sont enregistrées dans cette partie du Népal, témoignent d'un ralentissement momentané de la déformation qui pourrait être en accord avec une période intersismique d'un cycle sismique. Des périodes de relatif calme tectonique comme la période actuelle pourraient être suivies de période où l'activité tectonique est plus intense (le futur proche?).

L'alternance de la localisation du raccourcissement le long des structures chevauchantes, frontales ou en position plus interne, suivrait un cycle de quelques milliers d'années. Une étape du cycle serait caractérisée par une activité tectonique concentrée sur le chevauchement frontal; une autre étape verrait l'activité tectonique se répartir équitablement entre la structure frontale et un chevauchement en position interne.

## ABSTRACT

Fold and thrust belts are characterised by tectonic activity, erosion and sedimentation which act simultaneously to create relief and syntectonic basins. The aim of this work is a better understanding and quantifying of those three phenomena control on 1) Relief's morphology; 2) sedimentation localisation and kind of deposits; 3) tectonic activity localisation.

To reach this aim, I developed a numerical model involving a simulation of the growing of fault propagation folds coupled with a diffusion law simulating superficial processes (erosion/sedimentation). It is presented in the first part of the work. It allows to study erosion and sedimentation distribution according to tectonic activity and to relations between folding and thrusting. The use of this numerical model also allows to analyse thrust belts evolution. Its use in the case of the Subandean zone of Bolivia shows that 1) the fold and thrust belt evolution and the development of the large piggy-back basins are controlled by the geometry of the initial sedimentary wedge and by the geometry of the basal decollement; 2) Superficial transports that allow the formation of wide basins influence deformation localisation by controlling the surface geometry of the wedge.

In the second part of this work, I applied this new methodology to the Siwalik foothills in Western Nepal. In this area where the thrust system is known better and better as numerous field works have been done, wide piggy-back basins are developing with an unequal distribution. Modelling shows that the dip of the basal decollement is the major parameter that determines the development of those basins. A steep basal decollement, which is coupled with thick thrust sheets, favours the development of piggy-back basins. In the opposite case, that is a gentle dip of the basal decollement with thin thrust sheets, the steep surface slope favours erosion and out-of sequence reactivations. Those results have been confirmed by balanced cross sections realised through the Siwalik wedge of western Nepal. Actually those sections show that piggy-back basins are well developed when the wedge is made of thick thrust sheets (5500 m), while when the thrust system is thinner (4000 m) out of sequence reactivations of an internal thrust are observed. Modelling also shows that the lateral development of frontal fault propagation folds controls the syncline and the internal ridge morphologies. It is confirmed by a morphostructural study which brings out that the frontal structure in Siwalik, is composed of short segments which relay, and that the system morphology is controlled by those relays.

In Siwalik of west Nepal, there is a seismic gap, where instantaneous velocities are weak (2-7 mm/yr). The study of abandonment of alluvial terraces in syntectonic basins shows that 1) the Holocene infill in Deukhury valley depends on the tectonic activity localised along

thrusts neighbouring the basin and forming tectonic dams; 2) the recording of climatic changes is masked by the importance of the tectonic activity; 3) uplift velocities of those terraces deduced from C14 dating, allow to calculate mean shortening velocities around 15-20 mm/yr during the Holocene period; 4) there is numerous out-of sequence reactivations, localised along an intermediate thrust named MDT. Weak actual velocities deduced from GPS measurements do not represent tectonic activity of this part of the Himalayan chain during long periods.

Difference between actual velocities and mean velocities recorded in this Nepalese area, suggests a momentary slow down in which is in accord with an interseismic period of a seismic cycle. The present day would then be . Periods of tectonic quiescence could alternate with period with intense tectonic activity.

Alternation of localisation of shortening along the frontal structure or along more internal thrusts would follow a cycle of several thousand years. One step of this cycle would be characterised by all the shortening localised along the frontal structure, the other step would be characterised by a shortening equally distributed between the frontal structure and an internal thrust.

## INTRODUCTION

Dans les zones externes des chaînes de montagnes le système chevauchant est caractérisé par:

- a- Un plan de décollement régional, permettant la désolidarisation de la couverture (ou de la croûte supérieure) par rapport à son substratum;
- b- Des failles, le plus souvent à vergence externe, reliées à ce plan de décollement et qui permettent d'individualiser des écailles tectoniques;
- c- Des plissements, dont certains sont associés aux failles déjà mentionnées;

Le raccourcissement absorbé par ces structures engendre une surrection plus importante à l'aplomb des plis et des rampes. Cette surrection différentielle favorise à la fois l'érosion des zones qui montent le plus rapidement et la sédimentation dans les zones moins soulevées (voire subsidentes).

Les mouvements tectoniques, influençant la localisation des phénomènes superficiels (érosion et sédimentation), je me suis intéressée à leur signature, enregistrée dans: 1) la morphologie du relief à l'aplomb du système chevauchant; 2) l'organisation sédimentaire dans les bassins; 3) la répartition spatiale des volumes de sédiments déplacés. En retour les phénomènes d'érosion/sédimentation influençant la propagation des déformations, mon travail se propose d'utiliser leur localisation pour comprendre la localisation de la déformation, son enregistrement et son évolution en fonction de la géométrie du système chevauchant.

La compréhension des interactions entre tectonique, sédimentation et érosion nécessite d'étudier à la fois la géométrie du système chevauchant, les vitesses tectoniques et la répartition de l'activité le long des différentes structures, la localisation de la sédimentation et de l'érosion, les volumes impliqués dans les transports superficiels ainsi que les variations d'intensité pouvant résulter de variations climatiques. Pour ce faire j'ai particulièrement développé des aspects numériques pour étudier la répartition de l'érosion et de la sédimentation en fonction de l'activité tectonique et de la relation entre plissement et chevauchement. En effet les premiers stades de développement des fronts de chevauchements sont souvent caractérisés par des plis par propagation de faille. Cette constatation m'a amenée à développer un modèle numérique couplant les phénomènes tectoniques et les transports superficiels, en utilisant ce mode de déformation. Les résultats de ces modélisations sont appliqués dans un premier temps à l'exemple du Subandin de Bolivie (bien contraint du point de vue géométrie du système chevauchant par les études de subsurface menées par les compagnies pétrolières), puis à la chaîne himalayenne. Pour ce deuxième exemple Himalayen, j'ai associé aux modélisations une étude morphotectonique, et une étude de la sédimentation dans les bassins transportés. L'association de ces méthodes permet de préciser la géométrie du système chevauchant, de comprendre la localisation des dépôts syntectoniques et de définir la

répartition des déformations actuelles ainsi que de quantifier les mouvements pour la période Holocène.

Dans une première partie, je développe l'aspect modélisation et les applications à des exemples naturels. La seconde partie, concerne le développement de la chaîne des Siwaliks de l'Ouest Népal. Les différents chapitres de ce mémoire sont pour la plupart publiés, sous presse, soumis ou en préparation pour des revues scientifiques et sont donc présentés sous forme d'articles.

**PREMIERE PARTIE:**

**METHODES D'ETUDE ET**

**MODELISATIONS**

## CHAPITRE 1

### INTRODUCTION

#### 1- modèles cinématiques

Le concept d'équilibrage des coupes est développé depuis une quinzaine d'années à partir de l'assemblage de figures structurales élémentaires (par exemple: Bally et al., 1966; Dahlstrom, 1969; Boyer et Elliott, 1982) pour lesquelles un bilan équilibré des longueurs et ou des surfaces est réalisé. Cette méthode permet de proposer une solution géométrique pour une structure géologique, et suppose le choix d'un chemin cinématique entre l'état initial (avant déformation) et l'état actuel, qui est dépendant de la solution géométrique.

#### *Le mode de déformation*

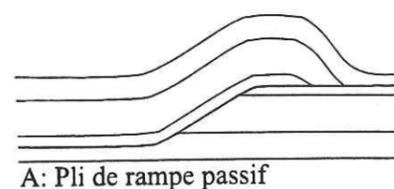
Dans la construction de telles coupes, le choix du modèle tectonique est important car il va guider l'interprétation que l'on fera des parties cachées d'une structure. Depuis l'étude de la Pine Mountain par Rich (1934), on sait que des plissements sont souvent associés au mouvement sur des failles à faible pendage. De nombreuses études ont été menées sur ce type de structures, et trois types de déformations sont aujourd'hui retenus pour expliquer ces plissements au toit des structures chevauchantes. Ce sont:

- a- Les plis de rampe passifs, dans lesquels on distingue les *fault-bend folds* (fig. I.1.1a) (Suppe, 1983) où les épaisseurs des couches sont conservées, et les plis en cisaillement vertical simple (fig. I.1.b) (Jones and Linsser, 1986) où les épaisseurs verticales sont conservées.
- b- Les plis par propagation de faille (fig. I.1.1b) qui se développent à la terminaison d'une faille aveugle (Suppe et Medwedeff, 1984; Jamisson, 1987).
- c- Les plis d'amortissement sur décollement (Jamisson, 1987) (fig. I.1.1c), se développent également à la terminaison d'une faille, mais à la différence des plis par propagation de faille ils ne sont pas associés à une rampe.

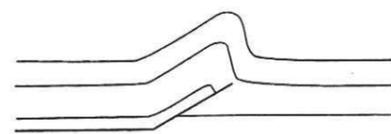
Ces grands types de déformation peuvent également se succéder sur une même structure, et aboutir à des géométries plus complexes (Jamisson, 1987; Mercier, 1992)

#### *La séquence des chevauchements*

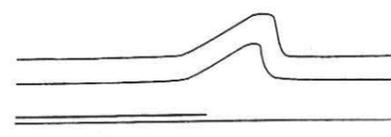
Sur une même coupe on reconnaît le plus souvent plusieurs chevauchements. L'imbrication des structures implique une séquence de mouvement le long de failles. Trois grands types de séquence sont reconnus (Butler, 1982; Boyer et Elliott, 1982):



A: Pli de rampe passif



B: Pli par propagation de faille



C: pli d'amortissement

Figure I.1.1: Les modes de déformation associant un pli et une surface de glissement

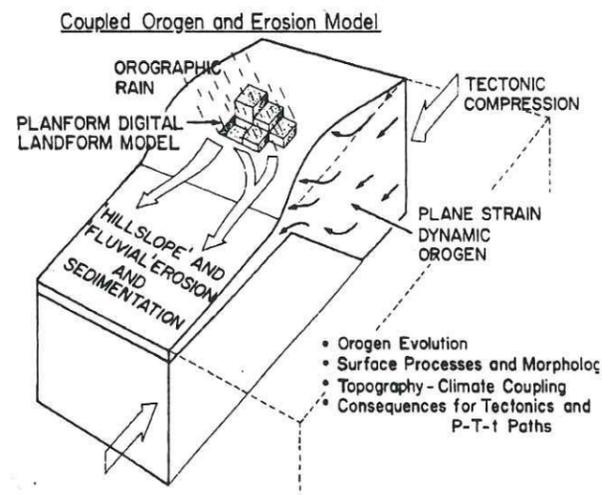


Figure I.1.2: Conceptual illustration of the coupled plane-strain tectonic and surface processes model. Orogenic evolution is controlled by interplay of deformation, driven by tectonic compression, with surface transport by hillslope and fluvial processes. (In Beaumont et al., 1992)

- a- La séquence prograde, où la déformation se propage vers l'extérieur du système. Ce type de séquence induit le transport passif des structures les plus internes par des chevauchements à la fois plus externes et plus récents;
- b- La séquence rétrograde, au cours de laquelle des failles en position de plus en plus internes se forment au cours de la déformation;
- c- La séquence désordonnée, qui implique la notion de chevauchements ou de réactivations de ces chevauchements "hors séquence".

L'étude de la géométrie et de la cinématique des systèmes chevauchants a permis une approche mathématique analytique. Ainsi la déformation en pli passif d'une écaille au toit d'un chevauchement est décrite par des relations géométriques (Suppe et al., 1983); de la même façon la formation d'un pli par propagation de faille suit des lois qui permettent de construire la structure à chaque stade de son évolution (Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Suppe et al., 1992; Mitra, 1986; 1988; 1990; Jamisson, 1987). Un système chevauchant impliquant plusieurs écailles tectoniques peut être assimilé à un prisme tectonique. La déformation au sein du système tectonique tient compte de la géométrie globale du prisme. Des lois d'équilibres, impliquant la mécanique des roches ont pu être établies (Dahlen et al., 1983). Elles décrivent l'état d'équilibre du prisme à chaque instant en fonction de ses paramètres géométriques (surface topographique, pendage de la surface de décollement) et de ses paramètres mécaniques (cohésion, densité, coefficients de friction, pression de fluides).

Ces règles analytiques autorisent la modélisation de la cinématique des structures chevauchantes (Endignoux, 1989; Endignoux et Wolf, 1990; Endignoux et Mugnier, 1990; Mugnier et Endignoux, 1990; Suppe and Medwedeff, 1990; Zoetemeijer et Sassi, 1991; Zoetemeijer, 1992; Mercier, 1992).

## 2- Couplage de modèles cinématique-érosif-sédimentaire.

Si un système chevauchant peut être décrit par sa cinématique, il faut pour mieux contraindre son évolution, tenir compte des paramètres externes pouvant influencer son profil d'équilibre et par conséquent les mouvements des écailles le long des failles. En effet dans le cas des prismes tectoniques intra-continentaux, les phénomènes superficiels (érosion/sédimentation) (fig. I.1.2) sont synchrones de la déformation. Ils modifient la géométrie du prisme en déplaçant la matière des reliefs vers les dépressions, et contribuent à modifier son équilibre. Les phénomènes d'érosion/sédimentation peuvent être décrits en première approximation par une simple équation de diffusion (Todten, 1976; Pinet et Souriau, 1988; Beaumont et al., 1988, 1992; Souriau et al., 1992; Martinez, 1993). Cette loi de diffusion est une approximation correcte qui permet de modéliser des transports de matière à courte distance quand l'érosion se produit sous l'effet de précipitations dans des matériaux

meubles (Kooi et Beaumont, 1994). Cette solution analytique des transports superficiels, couplée à un modèle cinématique et à un modèle mécanique a permis de mettre au point un modèle numérique décrivant l'évolution des prismes intra-continentaux (Chaloron, 1994).

Les transports fluviaux viennent relayer la diffusion le long des flancs des collines et induisent des déplacements superficiels sur de très grandes distances (Beaumont et al., 1992). Cependant la diffusion le long des flancs de collines est le processus le moins efficace (c.a.d. celui qui ralentit l'érosion) dans la succession des deux agents de transport (Souriau 1995). Des modèles complexes ont été réalisés pour tenir compte des agents fluviaux (Kooi and Beaumont, 1994; Koons, 1995; Van der Beek et al., 1997; Chaloron et al., soumis). Dans notre travail, nous n'avons tenu compte que du seul agent retardateur de l'érosion, afin de ne pas alourdir l'approche numérique et compte tenu de la difficulté rencontrée pour calibrer la valeur des multiples paramètres pris en compte dans les modèles pré-cités.

### 3- Un modèle dans le sens direct.

La modélisation d'un système chevauchant décrit par une coupe équilibrée peut être envisagée de deux façons:

- a- dans le sens direct : dans ce cas on part de l'état initial pour aboutir à la géométrie finale (Endignoux et Mugnier, 1990; Zoetmeijer et Sassi, 1990).
- b- dans le sens inverse : dans ce cas on part de la géométrie finale pour obtenir une géométrie initiale (Moretti et al., 1990)

Les modèles numériques qui sont présentés dans la suite de cette première partie se font dans le sens direct. Couplés à un ajustement par essai/erreur des paramètres mécaniques et des paramètres contrôlant l'intensité des phénomènes superficiels, ils permettent une simulation des structures tectoniques. Sur la figure I.1.3, j'ai représenté la démarche suivie:

- a- La coupe équilibrée permet le rétablissement d'une géométrie initiale par dépliage des structures. Les trajectoires des failles sont alors des discontinuités pré-définies.
- b- On choisit des paramètres mécaniques, et des vitesses appropriées à la simulation du prisme tectonique.
- c- On raccourcit la structure d'une valeur que l'on estime sur la coupe équilibrée. Le raccourcissement est réalisé de façon incrémentale.
- d- La géométrie finale modélisée est comparée à la géométrie cible c.a.d. à la coupe équilibrée.
- e- Cette comparaison nous permet alors 1) de valider (ou non) la géométrie profonde à partir des informations superficielles (reliefs, bassins sédimentaires et géométrie des corps sédimentaires); 2) De valider (ou non) les paramètres choisis à l'étape b); 3) de prédire une évolution cinématique de l'ensemble des structures.

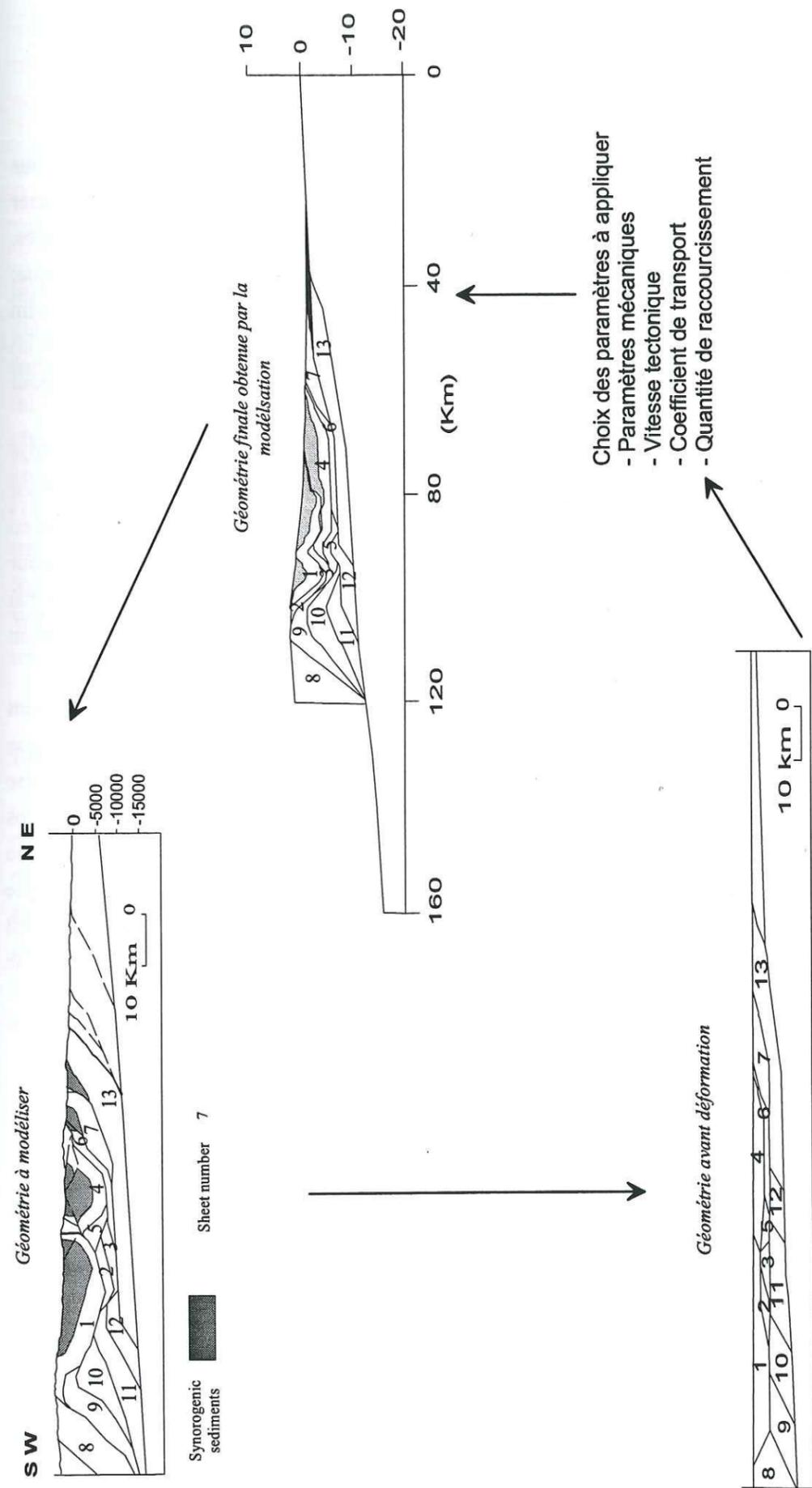


Figure I.1.3: Principes de modélisation dans le sens direct. Les données de terrain servent à la construction d'une coupe équilibrée d'une coupe équilibrée. La géométrie de cette dernière est utilisée pour définir les discontinuités du modèles le long desquelles les écailles tectoniques pourront se déplacer. Après avoir choisi les différents paramètres caractérisant le système tectonique le programme calcul une géométrie finale qui est comparée à la géométrie cible c.a.d. la coupe équilibrée.

#### 4- Position de mon travail

La modélisation de la cinématique des chevauchements et son couplage avec des phénomènes superficiels est particulièrement développée à l'Université de Grenoble. Mugnier et Vialon (1984) ont développé des modèles cinématiques à partir de l'équilibrage des coupes. Endignoux et Mugnier (1990) ont ensuite développé un modèle numérique de cinématique; Endignoux (1989), a couplé le modèle cinématique avec un modèle thermique. Enfin Chalaron (1991, 1994) a couplé un modèle cinématique avec un modèle mécanique et un modèle de transport superficiel. J'ai utilisé les acquis de cette équipe dans mon travail pour développer un aspect plus géométrique.

Le modèle de Chalaron (1994) couplant cinématique et phénomènes superficiels, utilise un mode de déformation en cisaillement vertical simple. De nombreux exemples de terrain sur des structures jeunes et/ou ayant absorbé peu de déformation montrent que la déformation en pli par propagation de faille est très courante. C'est à partir de cette constatation, et pour étudier le développement des structures les plus frontales des systèmes chevauchants que j'ai développé un modèle numérique couplant la cinématique de ces structures de propagation avec un modèle de transport superficiel de la matière.

A partir de ce modèle qui est présenté dans le deuxième chapitre, et en utilisant également le modèle de Chalaron (1994), j'ai pu comparer les différents modes de déformation ainsi que leur impact sur les sédiments déplacés au voisinage d'une structure simple. Dans le troisième chapitre je présente les résultats de l'étude de l'influence des paramètres dépendant du temps (vitesses de raccourcissement frontal, coefficient de transport superficiel) sur la morphologie des reliefs. Enfin dans un dernier chapitre j'ai appliqué ces modèles à l'étude d'un exemple naturel: le Subandin de Bolivie. Ces modèles ont également été utilisés pour étudier le front de la chaîne Himalayenne dans l'ouest Népal et les résultats sont présentés dans la deuxième partie.

## CHAPITRE 2

### LES PLS PAR PROPAGATION DE FAILLE.

Les plis asymétriques avec un flanc très redressé, voire inversé, sont communément associés à des failles. De telles structures peuvent être engendrées par: a) la formation d'un pli qui est ensuite déformé par une faille; b) la formation d'une faille et ensuite d'un pli; c) par la formation synchrone d'un pli et d'une faille; dans ce cas on parle de pli par propagation de faille. Ce type de structure est également invoqué dans le cas où seul un pli asymétrique est observé; la faille est dans ce cas aveugle et sous-jacente à la structure. Ces structures en pli par propagation de faille (parfois appelées pli d'amortissement) ont été reconnues par Gallup (1951), Dahlstrom (1969) et Faill (1969). Depuis une quinzaine d'année, leur géométrie est très étudiée (Williams and Chapman, 1983; Suppe, 1983; Suppe et Medwedeff, 1984, 1990; Suppe et al., 1992; Mitra, 1986, 1988, 1990; Jamisson, 1987; Chester, 1988; Erslev, 1991; Wilkerson et al., 1991; Mosar et Suppe, 1992) dans le but d'expliquer les observations de terrain par des modèles géométriques.

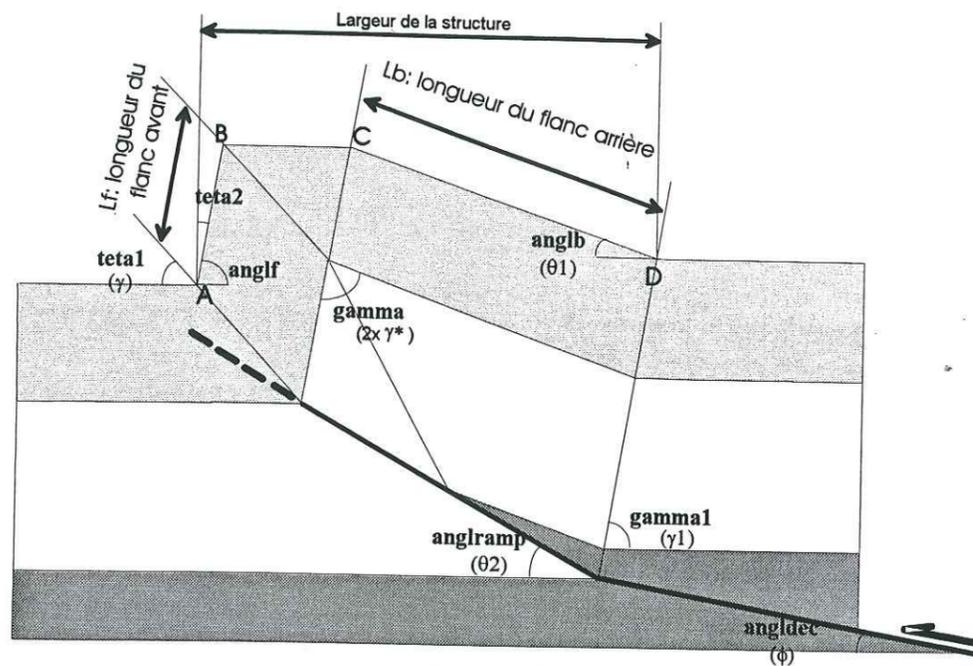
#### 1- Géométrie des plis par propagation de faille : modèle à épaisseur constante.

Il est possible de décrire la géométrie des plis par propagation de faille (fig. I.2.1) par des relations angulaires fondamentales qui lient le pendage de la faille  $\theta_2$ , le pendage du plan de décollement  $\phi$  et l'angle inter-flancs ( $2\gamma^*$ ) (fig. I.2.2). Ce modèle permet de conserver les épaisseurs et les longueurs des couches ainsi que la forme générale du pli durant toute la durée de la déformation. Par contre la largeur du pli en surface ainsi que sa hauteur évoluent avec le taux de raccourcissement (fig. I.2.3). Ceci est dû au fait que la faille croit progressivement, ce qui nécessite une charnière mobile au niveau du synclinal externe.

Les relations angulaires entre  $\theta_2$ ,  $2\gamma^*$ , et  $\phi$  permettent de calculer les caractéristiques du pli pour un raccourcissement donné, et nous les utiliserons par la suite dans l'élaboration du modèle numérique. Elles sont les suivantes:

$$\text{Le ratio } \frac{s}{s_0} = \frac{\sin(\gamma_1 + \theta_1)}{\sin(\gamma_1 + \theta_2)} \text{ permet de calculer le déplacement sur la rampe (s)}$$

avec  $s_0$ : raccourcissement à l'arrière,  $s$ : déplacement sur la rampe;  $\gamma_1$ : angle entre le plan axial de la charnière synclinale à l'arrière du pli et le plan de décollement;  $\theta_1$ :  $\theta_2 - \phi$ .



En gras: nomenclature utilisée dans le programme, et mentionnée dans les annexes A1 à A4  
 Entre parenthèses: nomenclature de Suppe (1983) et Suppe et Medwedeff (1990), utilisée dans les équations du chapitre I.2

La largeur de la structure fait référence à la figure I.2.3

A, B, C, D: sont les charnières appelées dans le texte.

Figure I.2.1 Géométrie schématique d'un pli par propagation de faille, (théorie du plan axial fixe). (D'après Suppe et Medwedeff, 1990)

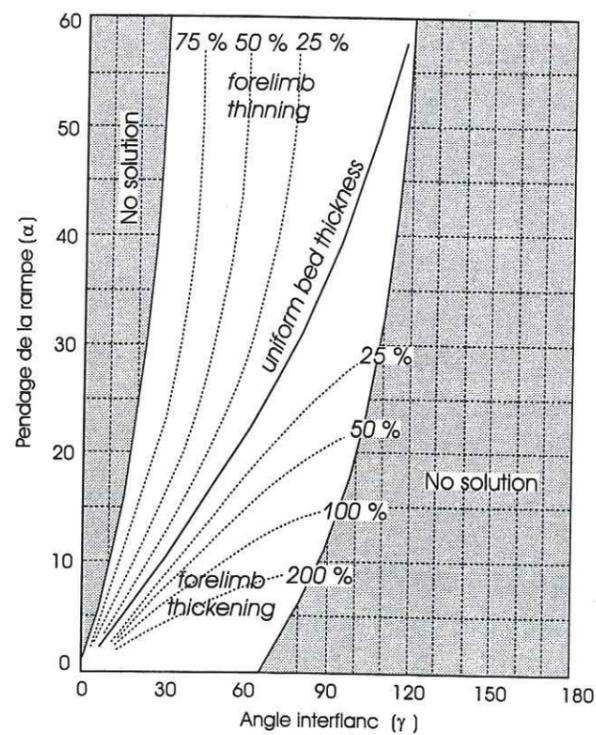


Figure I.2.2: Relations entre le pendage de la rampe et l'angle inter-flancs d'un pli par propagation de faille. (D'après Jamison, 1987)

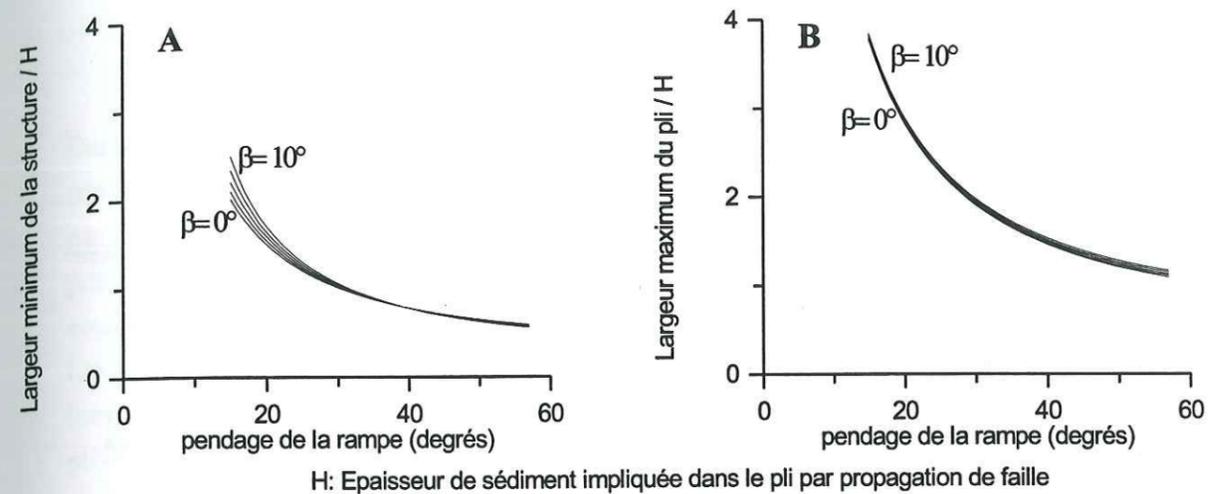


Figure I.2.3: Relations entre la largeur du pli de propagation, la hauteur de sédiments impliquée et le pendage de la rampe. A: Largeur minimum à l'affleurement de la structure correspondant à l'initiation du pli. B: Largeur maximum du pli de propagation à l'affleurement correspondant à la fin de la propagation de la faille qui a atteint la surface.

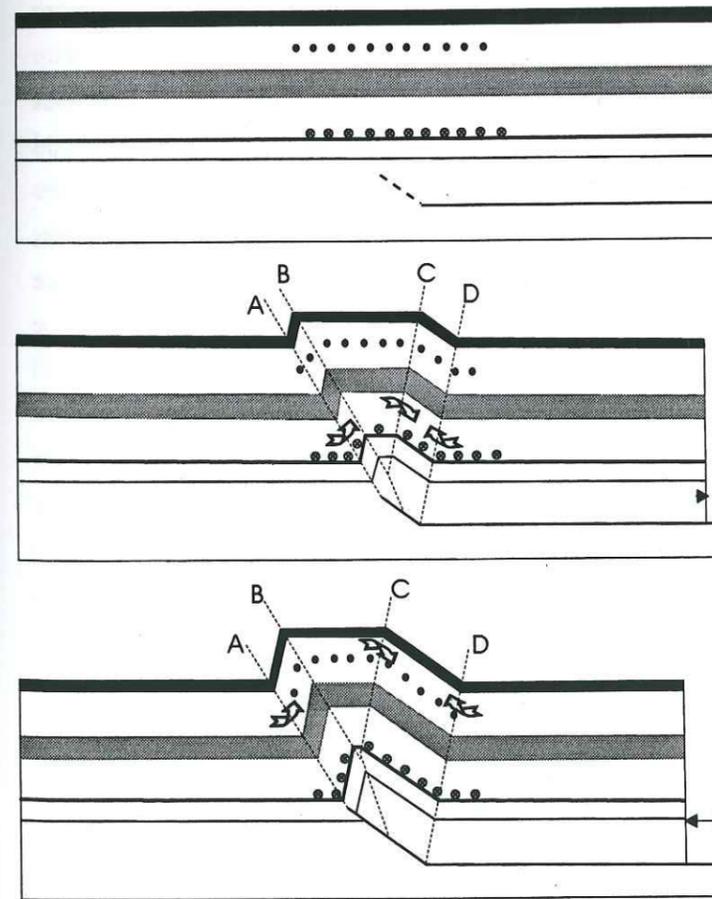


Figure I.2.4: Cinématique du transfert de matière au travers des charnières d'un pli de propagation à plan axial fixe (D'après Al Saffar, 1990).

La longueur du flanc avant (Lf) est: 
$$\frac{Lf}{h} = \frac{\frac{\sin(2\gamma - \theta_2 - \gamma^*)}{\sin \gamma^* \times \sin(2\gamma - \theta_2)}}{\frac{1}{\sin \theta_2} - \frac{1}{\sin(2\gamma - \theta_2)}} \times s$$

avec h: épaisseur de la série au dessus du plan de décollement;  $\gamma$ : angle entre la charnière synclinale à l'avant du pli et l'horizontale.

La longueur du flanc arrière (Lb) est 
$$\frac{Lb}{h} = \left( \frac{\cot \gamma^* - \cot \gamma_1}{\frac{1}{\sin \theta_2} - \frac{1}{\sin(2\gamma - \theta_2)}} + \frac{\sin(\gamma_1 + \theta_2)}{\sin \gamma_1} \right) \times s$$

Dans les équations précédentes, la terminologie des angles correspondent à celle de Suppe et Medwedeff 1990. Ces angles sont reportés sur la figure I.2.1.

Ces relations géométriques sont généralement valables dans le cas des déformations superficielles en compression. Malgré tout elles peuvent ne pas être satisfaisantes dans le cas de flancs très redressés ou inverses des pli de propagation, du fait de la déformation extrême.

## 2- Cinématique des plis par propagation de faille : modèle à épaisseur constante.

Les plis par propagation de faille se développent à la terminaison d'une faille aveugle, et croissent simultanément avec la faille. Le déplacement sur la rampe est décroissant à partir de la rupture de pente et s'annule à la terminaison de la faille. La déformation est alors absorbée dans les couches supérieures par la formation d'un pli anticlinal. Celui-ci est formé de deux charnières en surface qui fusionnent en profondeur. La surface axiale en profondeur se branche à la terminaison de la faille et se déplace avec la croissance de cette dernière. Le synclinal en arrière est caractérisé par la présence d'une surface axiale qui est fixe par rapport au mur de la faille. Le synclinal avant est caractérisé par une charnière mobile se déplaçant vers l'avant du système. La genèse de ces structures suppose que la cinématique ait été suffisamment lente pour permettre la formation d'un pli qui accomode les déformations sur la rampe. Si l'on considère que les épaisseurs restent constantes ce type de déformation implique un transfert de matériel au travers des charnières (fig. I.2.4). Dans le cas des plis à angle de rampe fort ( $\theta_2 > 29^\circ$ ) sans flanc inverse à l'avant, le matériel se déplace de la partie sommitale vers le flanc externe au travers du plan axial A. Dans le cas d'une rampe à faible pendage ( $\theta_2 < 29^\circ$ ) c.a.d. avec un flanc avant à pendage inverse, le matériel se déplace du flanc externe vers la partie sommitale; cette cinématique théorique n'est pas géologiquement confirmée car les couches situées dans la partie sommitale du pli ne montrent généralement pas de déformation importante (Suppe and Medwedeff, 1990).

Dans le cas le plus simple, le pli se propage jusqu'à ce que la faille atteigne la surface. Dans certains cas la propagation de la structure peut être interrompue par une cassure au travers de la structure, de nombreuses géométries sont alors possibles, et elles ont été décrites par Suppe et Medwedeff (1990) et Al Saffar (1993). S'il existe un niveau de décollement potentiel et que la faille s'y propage on parle de "décollement breakthrough". Par contre si les couches supérieures sont plus faciles à casser qu'à plisser, on parle de "anticline breakthrough", "syncline breakthrough", ou de "steep limb breakthrough", suivant la localisation de la faille qui traverse le pli. Al Saffar (1993) a également mis en évidence des plis par propagation de faille de deuxième génération, où le déplacement est reporté le long du plan axial de l'anticlinal.

Lorsque par propagation, la faille a atteint la surface, le mode de déformation change, et le pli déjà formé est simplement déplacé passivement (fig. I.2.5) (Jamisson, 1987; Mercier, 1992, 1996)

## 3- Géométrie et cinématique des plis par propagation de faille : modèle à plan axial fixe.

Dans ce modèle proposé par Suppe et Medwedeff (1990), le plan axial de la charnière anticlinale situé entre le haut du pli et le flanc avant est considéré comme fixe. Ceci implique qu'il n'y ait pas de transfert de matériel entre la partie sommitale du pli et le flanc avant. Les relations angulaires sont, comme dans le cas du premier modèle, une fonction du pendage de la faille, mais ce type de déformation nécessite un épaississement du flanc avant si la rampe a un fort pendage, et au contraire un amincissement du flanc avant pour une rampe à faible pendage.

## 4- Géométrie latérale des plis par propagation de faille.

De nombreux exemples de structures en pli de propagation présentant des variations latérales de la géométrie ont été décrites (Fischer and Woodward, 1992; Mitra, 1988). Ces variations sont interprétées de deux manières:

1) Elles reflètent des variations temporelles de l'évolution du pli. Dans ce cas les variations dans la géométrie de la structure représentent divers stades d'évolution du pli. Deux modèles sont proposés pour expliquer ces structures. Le premier est celui de Mitra (1990) (fig. I.2.6a), qui pour expliquer des variations géométriques du pli observées sur le terrain, propose que la géométrie du flanc avant et l'angle inter-flancs évoluent dans le temps. Cet auteur invoque des variations temporelles, liées à l'augmentation du raccourcissement, de l'épaisseur du flanc avant, ou du pendage de ce même flanc pour expliquer les variations latérales observées sur le terrain et propose donc que la forme du pli au début du raccourcissement ne soit pas conservée. Le second modèle est basé sur le modèle de Suppe et Medwedeff (1990), et

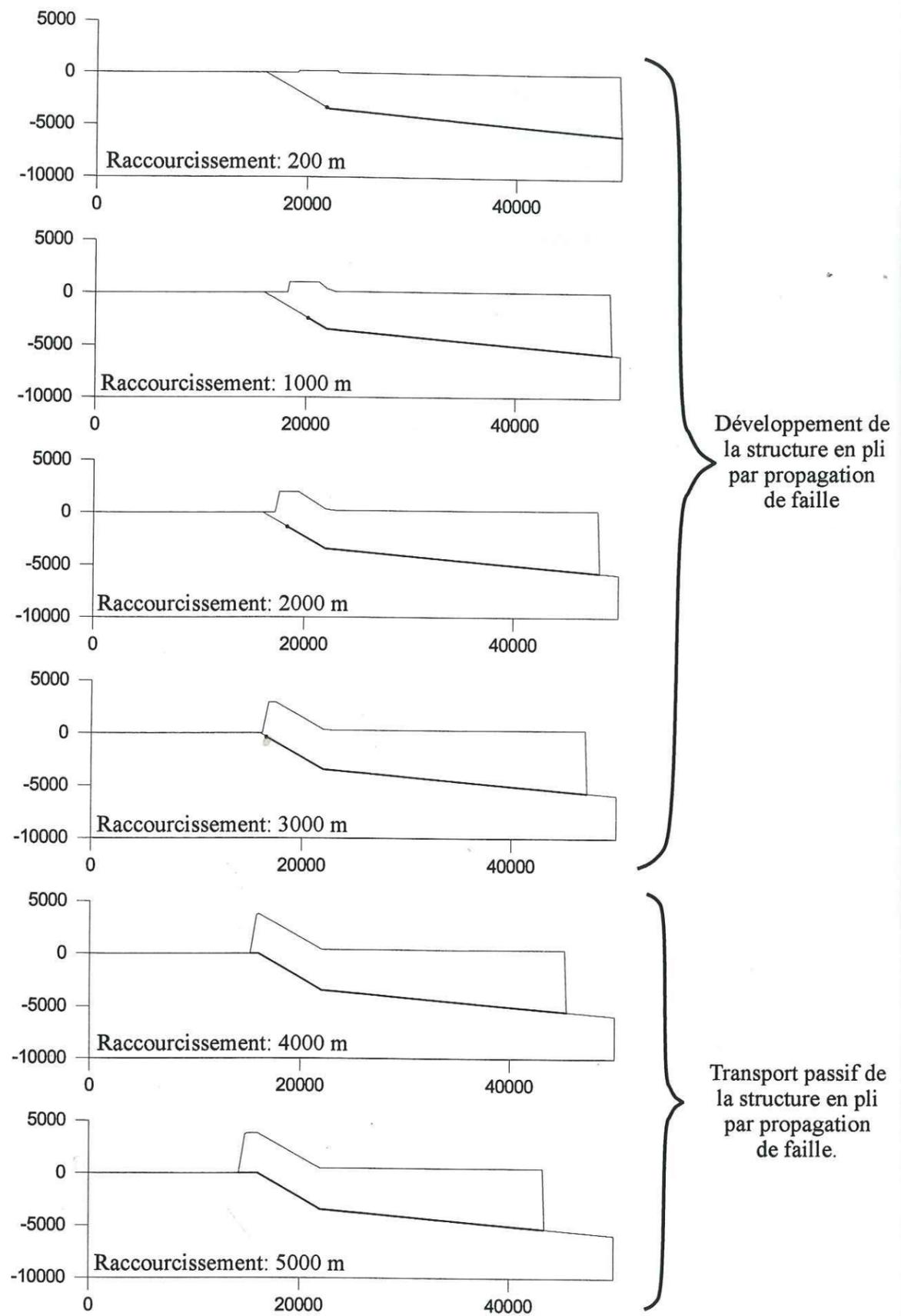


Figure 1.2.5: Evolution d'un pli par propagation de faille et déplacement passif sur la rampe lorsque la faille a atteint la surface. Sur ces représentations issues des calculs utilisant l'algorithme présenté dans le chapitre suivant la portion de faille propagée est soulignée en gras et la terminaison de la faille est représentée par un cercle plein.

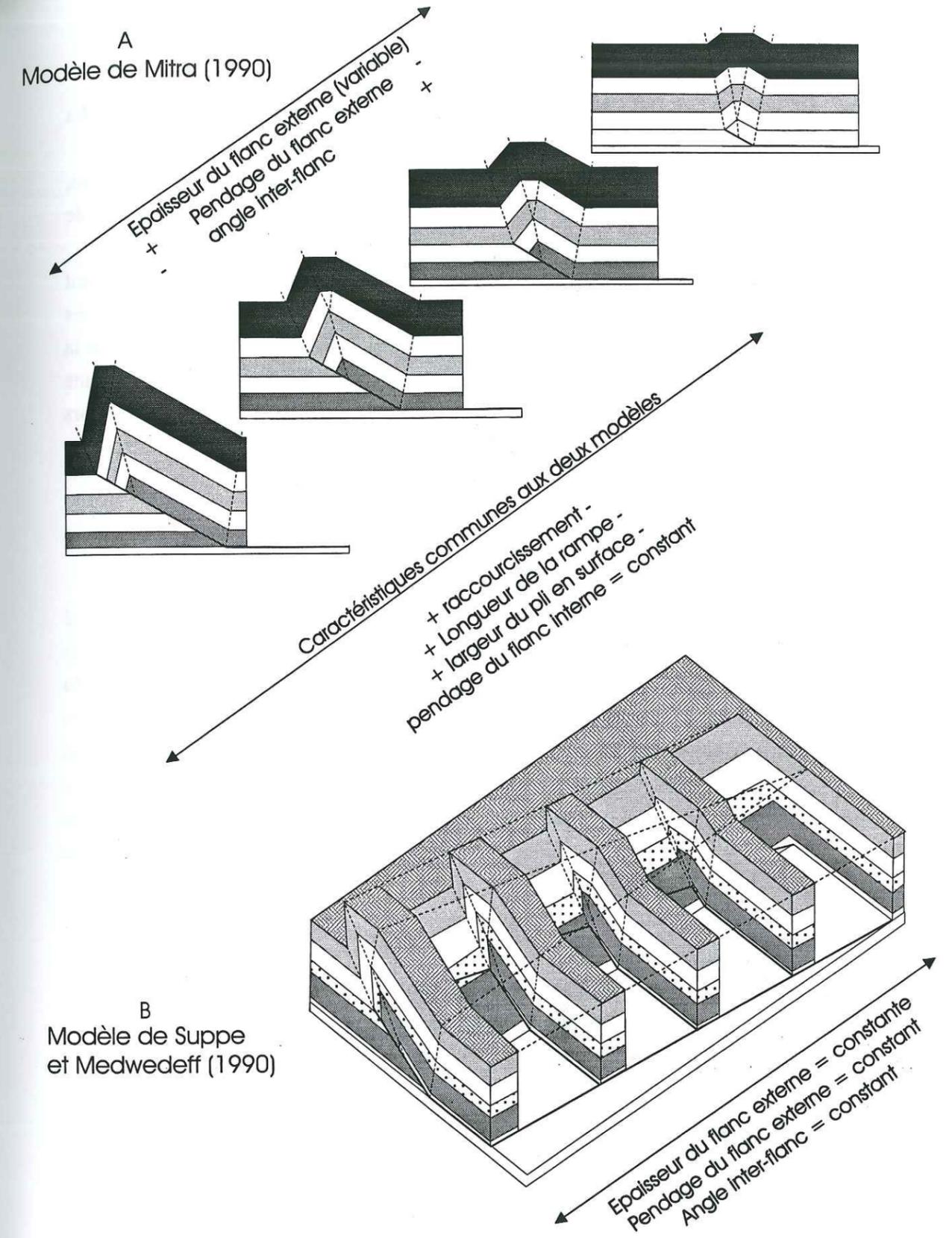


Figure 1.2.6: Géométrie latérale des plis par propagation de faille: comparaison des modèles de A- Mitra (1990), considère que les variations latérales de la géométrie d'un pli par propagation de faille reflètent une évolution de la géométrie du flanc avant et de l'angle inter-flancs de la structure. B- Suppe et Medwedeff (1990) considèrent que les variations latérales des plis par propagation de faille sont liées à un amortissement du raccourcissement. (D'après Al Saffar, 1993)

considère que latéralement la structure absorbe de moins en moins de raccourcissement. La coupe la moins évoluée se trouve à l'extrémité de la structure (fig. I.2.6b).

Des géométries, évoluant latéralement de la même façon que dans le modèle de Mitra, peuvent également être expliquées par les modèles de Suppe et Medwedeff (1990) ou de Jamisson (1987) si le pendage de la faille change progressivement.

2) Les variations latérales de la géométrie des plis par propagation de faille ont également été expliquées par le fait qu'elles reflètent des variations spatiales des propriétés intrinsèques du système tectonique (Fischer and Woodward, 1992). Dans certains cas les variations de la géométrie ne sont pas compatibles avec les différents stades de raccourcissement d'une structure en pli par propagation de faille et Fischer et Woodward suggèrent qu'elles sont alors le témoin de variations dans les propriétés physiques des roches impliquées dans les chevauchements.

#### 5- Programmation du développement incrémental des plis par propagation de faille.

Pour modéliser le développement incrémental des plis par propagation de faille présenté dans la suite j'ai retenu le modèle de pli par propagation de faille à épaisseur et à angle inter-flancs constants et un mode de propagation latérale reflétant une variation latérale du raccourcissement. J'ai écrit l'algorithme cinématique présenté ci-dessous en utilisant les travaux de Suppe and Medwedeff (1990). Ils proposent une solution analytique décrivant la topographie des plis par propagation de faille pour une géométrie de rampe et de plan de décollement et une valeur de raccourcissement connus. Cet algorithme (fig. I.2.7) adapte la solution analytique à une grille découpée en mailles régulières et permet le couplage du modèle cinématique avec un modèle de diffusion.

##### 5-1- Algorithme cinématique

L'algorithme cinématique comprend deux types de procédures, les premières sont seulement utilisées en début de programme (procédure définition des paramètres et procédure calcul des angles caractéristiques) tandis que les autres sont utilisées en boucle dans le programme.

*La définition des paramètres* concerne les paramètres temps (vitesse de raccourcissement horizontal  $V_{racc}$ ) ainsi que les paramètres géométriques de la rampe et du plan de décollement associés au pli (pendage et profondeur d'ancrage).

*Le calcul des angles caractéristiques* utilise les formules de Suppe and Medwedeff (1990) décrivant un pli par propagation de faille en fonction de la géométrie initiale (cf. Annexe A1). Ces angles sont invariants dans le temps, si l'on considère que les paramètres mécaniques des roches impliquées sont propices à une évolution du pli de propagation jusqu'au stade où la faille s'est propagée jusqu'à la surface.

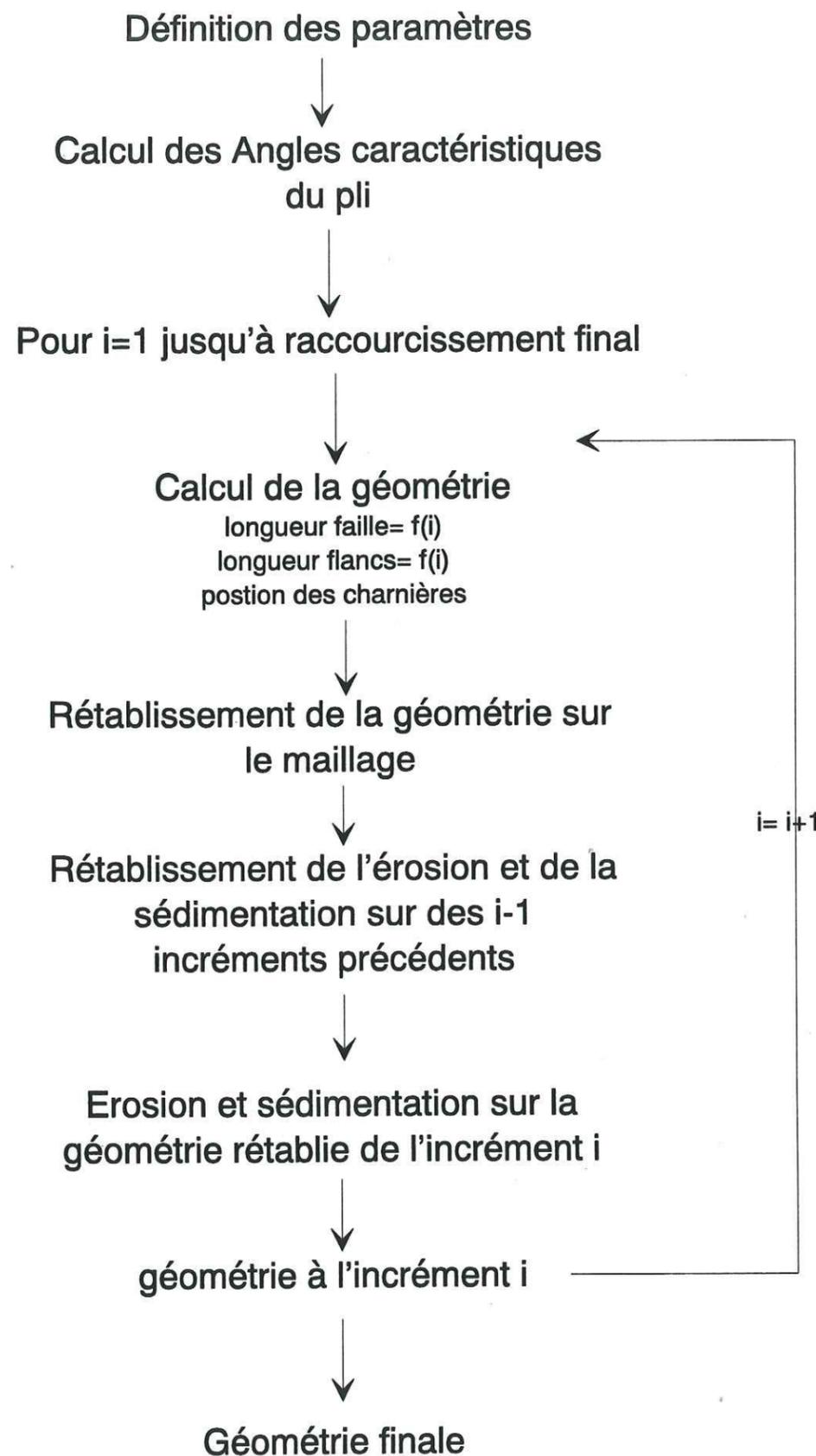


Figure I.2.7: Algorithme de modélisation de la cinématique des plis par propagation de faille couplée à un modèle de transport superficiel de la matière.

Le reste du programme est une boucle où le raccourcissement augmente par incréments successifs. Chaque incrément de raccourcissement correspond à la taille d'une maille de la grille. A chaque itération on recalcule le déplacement sur la rampe, la longueur de la rampe et la longueur des flancs ce qui détermine la nouvelle géométrie du pli. Cette géométrie est recalculée à chaque itération à partir de la géométrie de l'état initial, et ne prend pas en compte les épaisseurs érodées et sédimentées sur l'écaille.

Pour une quantité unitaire de raccourcissement, les relations entre les différents paramètres sont:

Le déplacement sur la rampe est fonction du pendage de la rampe, du plan de décollement et du cisaillement induit par le glissement couche sur couche à l'arrière du modèle. Le programme est écrit pour un cisaillement à l'arrière nul (cf. Annexe A2).

La longueur de la rampe est fonction de l'importance du déplacement sur celle-ci et de l'angle du flanc avant du pli (cf. Annexe A2).

La longueur des flancs est calculée à partir des angles caractéristiques et du glissement sur la rampe (cf. Annexe A3).

La position des charnières est calculée à partir des données précédentes (cf. Annexe A4). La charnière A (la plus externe) est directement fonction de la longueur de la rampe, la charnière D dépend de l'épaisseur de la série impliquée dans le chevauchement et du pendage du plan de décollement, enfin les deux charnières B et C du sommet du pli sont déduites respectivement, de la position des charnières A et D ainsi que des longueurs respectives des flancs avant et arrière du pli.

### 5.2- Algorithme Erosion/Sédimentation

Pour simuler les phénomènes superficiels synchrones de la déformation, le programme utilise une équation de diffusion linéaire. La validité de cette méthode ainsi que l'influence des échelles sont discutées dans le chapitre 3 de cette première partie. D'après les travaux de Todten (1976), cette équation équivaut à un flux de matière proportionnel à la pente locale, au travers d'une surface verticale. Pour le calcul incrémental et en 3 dimensions des transports superficiels nous utilisons la méthode de Beaumont et al. (1992). Cette approche est elle aussi basée sur une équation linéaire, où le volume de sédiments déplacé  $(Q_s)_{ij}$ , d'une cellule  $i$  vers une cellule  $j$  est fonction de la différence d'altitude entre les deux cellules de côté  $Cl$  (fig. I.2.8), et du coefficient de transport  $K_s$ . Nous utilisons l'équation:

$$(Q_s)_{ij} = K_s Cl / 2 (\Delta H / \Delta L) \Delta t$$

où  $\Delta L$  est la distance entre le centre des cellules  $i$  et  $j$  en m,  $\Delta t$  le pas de temps en années. Pour une maille élémentaire les changements d'altitude  $Ds_i$  du relief induits par ces transports sont:

$$(D_s)_i = Cl^{-2} \sum_{i=1}^8 Q_{s_i}$$

La méthode nécessite d'utiliser un pas de temps petit, qui respecte la condition [Beaumont et al., 1992]:  $\Delta t \ll Cl^2 / K_s$

La procédure d'érosion / sédimentation du programme comprend trois parties:

- La première partie consiste à calculer les volumes déplacés sur la grille, à partir de la géométrie de l'enveloppe topographique.
- La seconde procédure répartit les sédiments entre l'écaille tectonique et l'autochtone.
- Les volumes déplacés sont enregistrés dans des fichiers annexes pour conserver la géométrie des bassins à chaque incrément.

### 5-3- Couplage de l'algorithme cinématique avec l'algorithme des transports superficiels et adaptation de la géométrie à une grille régulière.

L'utilisation d'une grille discrète pour décrire la géométrie du système chevauchant nécessite le rétablissement de la géométrie en pli par propagation de faille sur cette grille (fig. I.2.9).

#### Procédure "Rétablissement de la géométrie sur le maillage".

La position horizontale des points singuliers (charnières synclinales et charnières anticlinales) d'une géométrie en pli par propagation de faille ne coïncide pas forcément avec une limite de maille de la grille. Dans ce cas le point singulier est déplacé vers la limite de maille horizontalement la plus proche (fig. I.2.9a). Cette méthode implique:

- une approximation de la position des charnières synclinales qui peut induire une approximation sur la largeur de la structure.
- une approximation de la position des charnières anticlinales impliquant soit de conserver l'altitude du pli mais de modifier la pente des flancs; soit de conserver le pendage des flancs mais en changeant l'altitude de la structure.

La détermination de la position des charnières anticlinales est essentielle car elle peut fortement modifier la morphologie de la structure. Dans le cas où l'on conserve le pendage des flancs, la charnière est déplacée d'une valeur horizontale ( $\Delta x$ ) n'excédant pas une valeur égale à la moitié de la taille d'une maille. Par contre l'approximation sur l'altitude ( $\Delta h$ ) va dépendre de la relation  $\Delta h = \tan(\text{anglf}) \times \Delta x$ , où  $\text{anglf}$  est l'angle du flanc. Les plis par propagation de faille ayant souvent un flanc avant à fort pendage voire à pendage subvertical, l'approximation sur l'altitude qui est liée à la tangente va tendre vers l'infini. Dans le cas où l'on conserve l'altitude de la structure pour déterminer la position des charnières anticlinales, l'approximation du pendage du flanc dépend de la relation  $\Delta \text{anglf} = \frac{\Delta x}{h}$  où  $h$  est l'altitude du

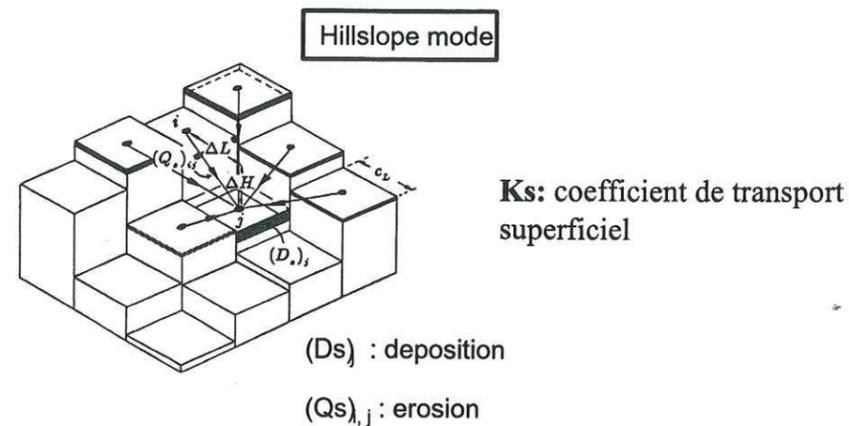


Figure I.2.8: Principe de modélisation des processus superficiels par une loi de diffusion linéaire

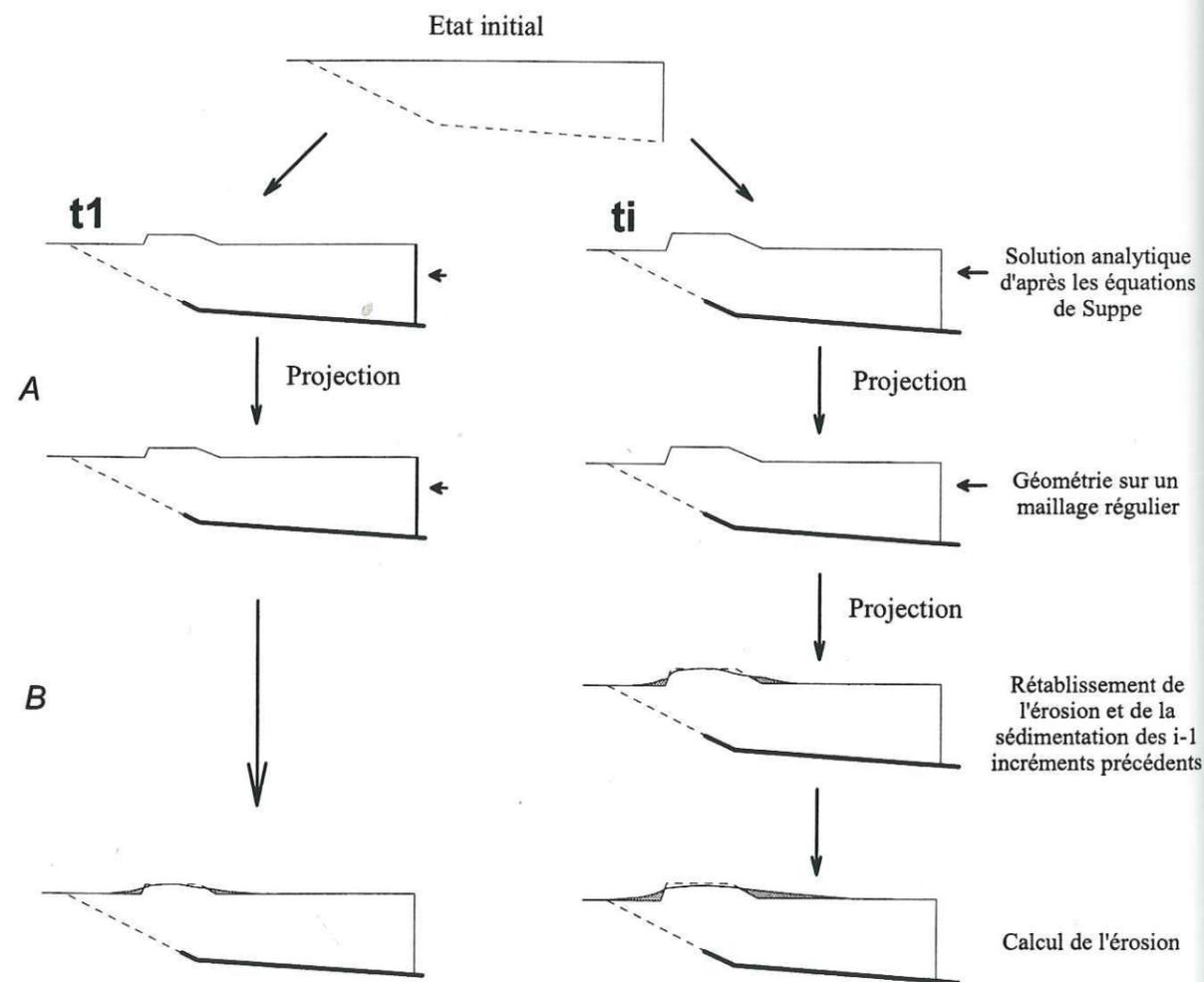


Figure I.2.9: Couplage de l'algorithme cinématique et de l'algorithme des transports superficiel, et adaptation de la géométrie à une grille régulière

pli. Cette approximation va donc diminuer proportionnellement à l'altitude du pli et va tendre vers 0 avec la croissance du pli. C'est cette dernière méthode qui est utilisée par le programme.

*Procédure "Rétablissement de l'érosion et de la sédimentation des i-1 incréments précédents"*

La solution analytique de Suppe and Medwedeff (1990) est applicable à une géométrie simple. L'érosion et la sédimentation déplaçant des volumes au sein d'une écaïlle compliquée également sa géométrie, et implique qu'à chaque incrément la géométrie du pli par propagation de faille doit être recalculée à partir de la géométrie initiale (cette méthode permet en outre de ne pas cumuler les erreurs induites par l'approximation de la position des charnières cf. paragraphe précédent). Ainsi, avant de calculer les sédiments déplacés pour l'incrément  $i$ , il faut rétablir les sédiments déplacés pour les  $i-1$  incréments précédents (fig. I.2.9b). Dans la suite de ce paragraphe, le terme "sédiments déplacés" regroupe à la fois les sédiments érodés sur une maille et les sédiments déposés sur une maille.

Dans cette procédure chaque cellule de la grille est traitée particulièrement, et trois cas de figure se présentent:

a- La cellule se trouve en avant de la charnière synclinale frontale du pli, sa position n'a pas changé entre l'incrément  $i-1$  et l'incrément  $i$ . L'épaisseur des sédiments déplacés sur cette maille n'a pas changé entre les deux incréments.

b- La cellule s'est déplacée sur un des flancs du pli, sur le plat du pli, ou bien au dessus du plan de décollement. L'épaisseur de sédiments déplacés sur cette maille se déplace de la même façon, la valeur verticale est inchangée mais la position horizontale de cette colonne est déplacée d'un incrément.

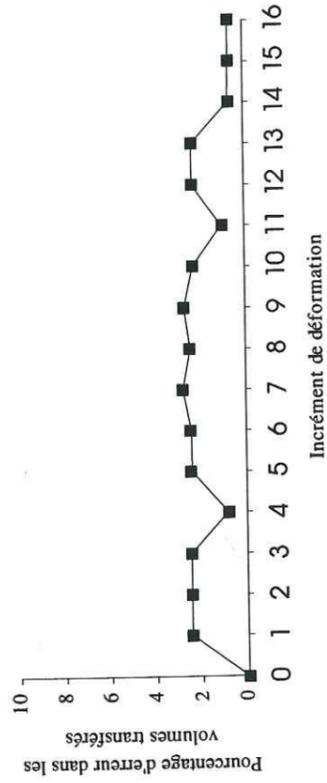
c- La cellule a traversé une charnière anticlinale ou une charnière synclinale. Dans ce cas la colonne est basculée par rapport à sa position à l'incrément  $i-1$ , et il faut recalculer les positions exactes du sommet de la colonne de sédiments déplacés.

A partir de la position corrigée des colonnes de sédiments déplacés lors des  $i-1$  incréments précédents, les épaisseurs verticales au dessus de chaque maille de la grille sont recalculées. Une fois que chaque cellule s'est vue attribuer une valeur de sédiments déplacés pour les  $i-1$  incréments précédents, les transports superficiels pour l'incrément  $i$  sont calculés.

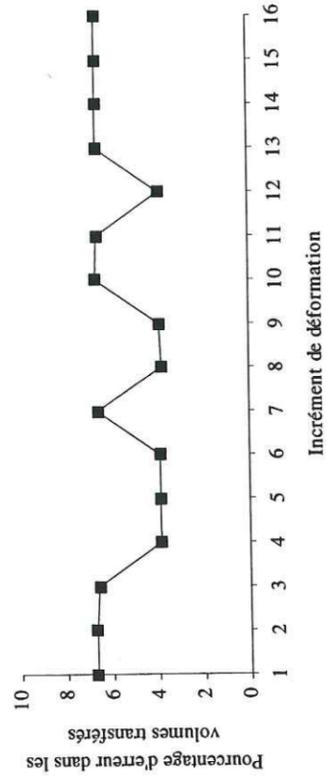
*Evaluation de l'erreur induite par le maillage régulier.*

Les erreurs induites par les transformations décrites précédemment vont concerner la position des charnières et des colonnes déplacées/basculées. Les calculs numériques ainsi réalisés vont induire une approximation sur la largeur de la structure et sur le pendage des flancs du pli. Cette approximation va engendrer une différence entre le volume du pli modélisé et le volume du pli théorique. Cette différence est minimisée par le fait que la géométrie est recalculée à chaque incrément à partir de la géométrie initiale. Les graphiques de la figure I.2.10 montrent les erreurs induites pour différentes géométries de plis par

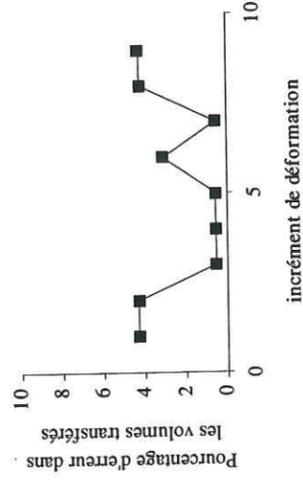
Erreur calculée pour une géométrie initiale avec une rampe à 30° et un plan de décollement à 0°



Erreur calculée pour une géométrie initiale avec une rampe à 30° et un plan de décollement à 5°.



Erreur calculée pour une géométrie initiale avec une rampe à 40° et un plan de décollement à 0°



Erreur calculée pour une géométrie initiale avec une rampe à 40° et un plan de décollement à 5°

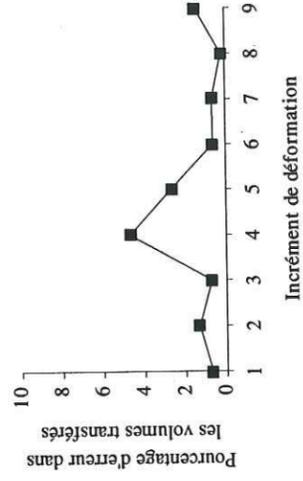


Figure I.2.10: Variations du volume du pli entre la solution analytique de Suppe et Medwedeff (1990) et le pli de propagation calculé par le modèle et adapté à une grille de mailles régulières. Sur les graphiques présentant les erreurs pour différentes géométries de l'écaïlle initiale, il apparaît que les erreurs ne se répètent pas d'un incrément à l'autre.

propagation de faille. Cette erreur est estimée en comparant le volume transféré à l'arrière (tel qu'il a été défini par Goguel, 1948) et le volume du relief qui doivent être égaux puisque nous nous plaçons dans l'hypothèse de la conservation des volumes durant la déformation et les transferts de matière. L'erreur est le plus souvent inférieure à 5 %, les variations de cette erreur sont dues à la variabilité de l'approximation de la position horizontale de la charnière. Pour un modèle utilisant des mailles de 250 m de côté la valeur horizontale de l'approximation est comprise entre 0 et 125m .

#### 5.4- Programmation de la propagation latérale des plis par propagation de faille

De nombreux exemples naturels montrent des structures en pli par propagation de faille qui s'amortissent latéralement. Dans le programme présenté, il est possible d'introduire un dernier paramètre qui est la vitesse de propagation latérale ( $V_{lat}$ ) de la structure (fig. I.2.11). Pour le calcul, cette vitesse a été exprimée en fonction de la vitesse de raccourcissement horizontal ( $V_{racc}$ ), c.a.d. que la valeur introduite est  $V_{lat} / V_{racc}$ .

Sur une grille de (n colonnes) × (p lignes), la déformation de l'écaïlle tectonique est calculée pour chacune des colonnes. Le programme calcule la valeur du raccourcissement en fonction de la vitesse de propagation latérale, pour chaque colonne et pour chaque incrément. Deux cas se présentent:

- a-  $N^{\circ} \text{ colonne} > \text{incrément} \times V_{lat}$ : la structure s'est propagée jusqu'à cette ligne, la valeur du raccourcissement est incrémentée sur cette colonne pour calculer la géométrie du pli.
- b-  $N^{\circ} \text{ colonne} < \text{incrément} \times V_{lat}$ : la propagation latérale de la structure n'a pas atteint cette colonne, il n'y a aucune déformation.

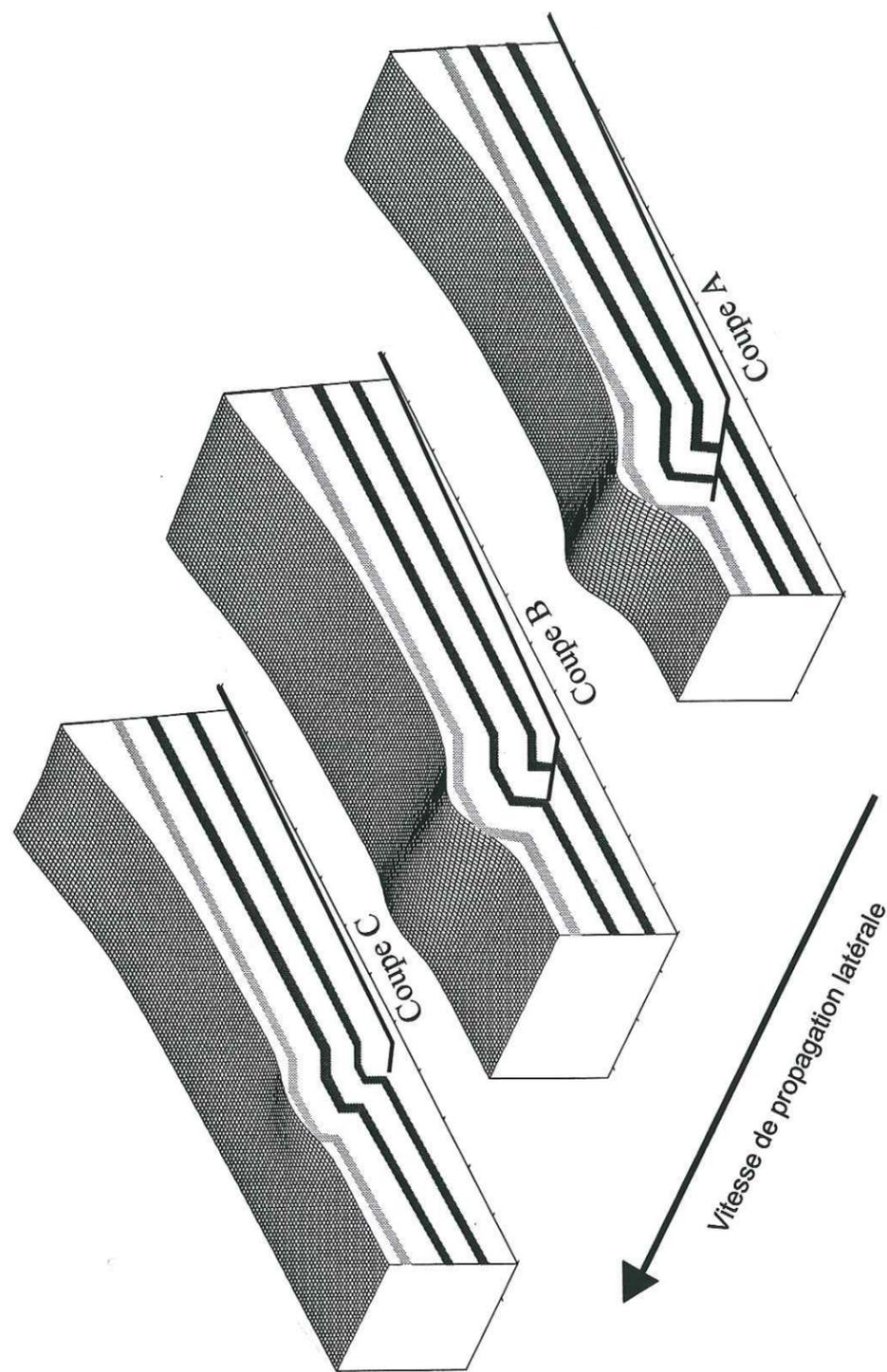


Figure 1.2.11: Représentation en 3 dimensions de la modélisation de la propagation latérale des plis par propagation de faille. Le mode de calcul choisi considère que les variations latérales de la géométrie d'un pli par propagation de faille correspondent à des variations latérales du taux de raccourcissement de la structure. Des coupes sériées (A, B et C sur la figure) représentent alors des stades d'évolutions différents (de la coupe A à la coupe C, la structure est de plus en plus jeune).

### CHAPITRE 3

#### LES PARAMETRES QUI CONTROLENT LE RELIEF D'UN CRET TECTONIQUE.

##### A- INFLUENCE DES VITESSES DES PROCESSUS SUPERFICIELS ET DES VITESSES TECTONIQUES AU VOISINAGE D'UN ANTICLINAL DE RAMPE

Cette étude a été développée lors d'une analyse portant sur "Erosion et sédimentation au voisinage d'un anticlinal de rampe: Apport d'un modèle numérique." (P. Leturmy, J.L. Mugnier, E. Chalaron), publiée au Bulletin de la Société Géologique de France (1995 t. 166, n°6, p 783-795). C'est cet article qui est présenté dans la partie A de ce chapitre.

##### Résumé

Un modèle numérique a été développé pour étudier les interactions entre tectonique chevauchante, basculement lithosphérique à grande longueur d'onde, et transport superficiel par érosion/sédimentation. Les algorithmes décrivant chacun des processus sont appliqués incrémentalement sur un maillage régulier, et permettent de prédire l'évolution de la topographie d'une structure chevauchante active, à partir d'une géométrie initiale et de paramètres dépendants du temps (basculement lithosphérique, vitesse de raccourcissement tectonique, capacité de transport). Pour un système chevauchant constitué d'une écaïlle unique, nous avons étudié l'influence de ces paramètres sur l'évolution des reliefs et des bassins ainsi que l'influence de la taille de nos modèles sur la valeur des paramètres à utiliser et plus particulièrement sur la valeur du coefficient de transport. Nos expériences montrent que l'altitude des reliefs et les volumes érodés sont fonction du rapport vitesse de raccourcissement / capacité de transport ( $V/K_s$ ). Aussi dans une zone tectoniquement active la capacité de transport ne peut être déduite uniquement des volumes déplacés et le rôle des vitesses de déformation est fondamental, lors de l'étude de l'érosion d'un relief. L'évolution d'une structure anticlinale modélisée pour des valeurs ( $Cl, V/K_s$ ) est homothétique d'une structure modélisée pour des valeurs ( $Cl/r, r.V/K_s$ )  $Cl$  et  $r$  étant respectivement la taille d'une maille du modèle et le rapport d'échelle entre les deux structures. Nos modèles numériques d'anticlinaux de rampe prédisent un remaniement des sédiments déposés lors de l'activité tectonique. Dans le bassin transporté, des onlaps se forment à la limite du relief en cours de surrection et du côté interne du bassin. Les onlaps les plus externes du bassin transporté ne sont plus visibles sur une géométrie finale, car ils sont érodés au fur et à mesure lors de la surrection de l'écaïlle sous-jacente. Ce type d'érosion pourrait affecter le système chevauchant

frontal de l'Himalaya (Siwalik), ce qui rend difficile la datation du début de la formation des anticlinaux frontaux. Pour l'anticlinal du Mohand, à l'avant du bassin transporté de Dehra Dun, nous proposons que sa formation ait débuté il y a 1 Ma, et qu'elle se soit réalisée avec une vitesse de 5 mm/an et une capacité de transport comprise entre 50 m<sup>2</sup>/an et 150 m<sup>2</sup>/an. Pour déterminer l'organisation sédimentaire et les faciès déposés de part et d'autre de l'anticlinal, on considère que la granulométrie des sédiments continentaux est fonction de la pente de dépôt. On trouve alors que lorsque la formation de l'anticlinal s'effectue de manière discontinue et cyclique, l'enregistrement sédimentaire montre également une cyclicité, mais de plus longue période.

#### Extended abstract

We developed a numerical model to study tectonic-erosion coupling. Tectonic activity (in our case thrusting), lithospheric tilting, and superficial processes (erosion and sedimentation) are interdependent. Here we study their effects on an external zone of a collisional belt. The elevation produced with the tectonic activity controls erosion and sedimentation localisation and the volume of sediments which are removed; superficial processes influence the spatial distribution of the different types of sediments; and the change in topographic profile will influence the tectonic activity. Algorithms that describe the processes are: simple vertical shear [Jones and Linsser, 1986] to modelize tectonic activity, superficial diffusion on short distance [Flemming and Jordan, 1989] to simulate erosion and sedimentation, and we use a simple rotation around a horizontal axe for the lithospheric tilting. They are applied step by step on a regular grid with square cells, where discontinuities are pre-localised; and they allow us to predict a topographic and a sedimentary evolution for an active thrusting wedge. With a simple tectonic system constituted with only one sheet, we can test the influence of time parameters (tectonic velocity, superficial coefficient, tilting velocity) on the relief associated with the frontal ramp and the influence of the cells size. All our experiences are realised for 10% of shortening and we found that the size of the anticline and volume of eroded sediments are a function of the ratio horizontal velocity / diffusion coefficient. Therefore the influence of tectonic velocity is a fundamental factor, in sedimentary transfer which have been studied in a tectonically active zone. In our models, the cells size influences the transferred volumes and the spatial sediments distribution. Therefore we have to adapt the Ks value to keep a final geometry when we change the size of the cells. We also found that a modelled anticline structure with parameters values (Cl, V/Ks), is a similarity of a structure modelled with values (Cl/r, r.V/Ks), and we have shown that we can obtain the same geometric evolution with different couples (V, Ks), but with a constant V/Ks ratio. We performed a sedimentary analysis, by considering that grain deposit coarseness is a function of slope deposit. With this analysis, we found that syntectonic sediments are removed and that the onlaps formed in the

piggy-back basin are eroded during the development of the structure. Those results can be applied to the Himalayan frontal thrust system where the Dun of Dehra Dun associated with the Mohand anticline is a simple structure which can be compared with our models. The ratio V/Ks has to be less than 10<sup>-5</sup> m<sup>-1</sup> to fit the topographic elevation, and the basin infilling which have been predicted by our model agrees with to the sedimentary evolution of the Dehra-Dun basin. We also recognise a cyclicity in sedimentary bodies geometry, that is controlled by tectonic activity. This cyclicity suggests that the topography of a growing ramp anticline does not reach a steady-state geometry. Those sedimentary cycles are longer than the steps used for the tectonic activity. And we also notice that the more the tectonic pulses become less frequent, the more time lines tend to be parallel to the facies limits. So we can say, according to these experiences, that tectonic activity is a preponderant factor in the foreland basin infilling: it controls the position of depot centre, of sediments type repartition, and of cycles in large sedimentary sequences.

#### 1- Introduction

Les zones externes des chaînes de collision sont caractérisées par plusieurs phénomènes qui interviennent simultanément: 1) une activité tectonique principalement localisée le long de chevauchements, 2) une érosion qui affecte les roches surélevées au toit des failles, 3) une sédimentation au pied ou à l'arrière de ces structures. Ces trois phénomènes sont dépendants les uns des autres: d'une part la surrection induite par l'activité tectonique contrôle la localisation de l'érosion et les volumes affectés; d'autre part les transports superficiels (érosion et sédimentation) vont influencer la répartition et le type de dépôts syntectoniques. Enfin, les changements de la topographie induits par les transports superficiels de matière influencent la localisation de la déformation. Au total ces interactions contrôlent l'évolution géologique enregistrée dans les sédiments syn-orogéniques.

De manière à mieux comprendre l'interaction entre ces phénomènes, nous développons une approche numérique couplant le déplacement tectonique d'écailles chevauchantes, les transports superficiels par érosion/sédimentation et les mouvements à grande longueur d'onde de la lithosphère. Ces modélisations réalisées dans le sens direct fournissent des géométries comparables à celles des systèmes tectoniques des zones externes des chaînes actives en terme de topographie, de géométrie des failles, et d'organisation géométrique des corps sédimentaires.

Dans cette étude nous utilisons un système tectonique simple constitué d'un anticlinal de rampe isolé à l'avant d'une chaîne de montagne (fig. I.3.1). De telles structures sont le siège d'une tectonique active dans des contextes régionaux tels que celui de l'Himalaya [Yeats and Lillie, 1991], de Taiwan [Suppe, 1981], ou de la zone externe des Apennins [Zoetmeijer et al., 1992] et fournissent des cas exemplaires pour analyser l'influence des vitesses respectives des

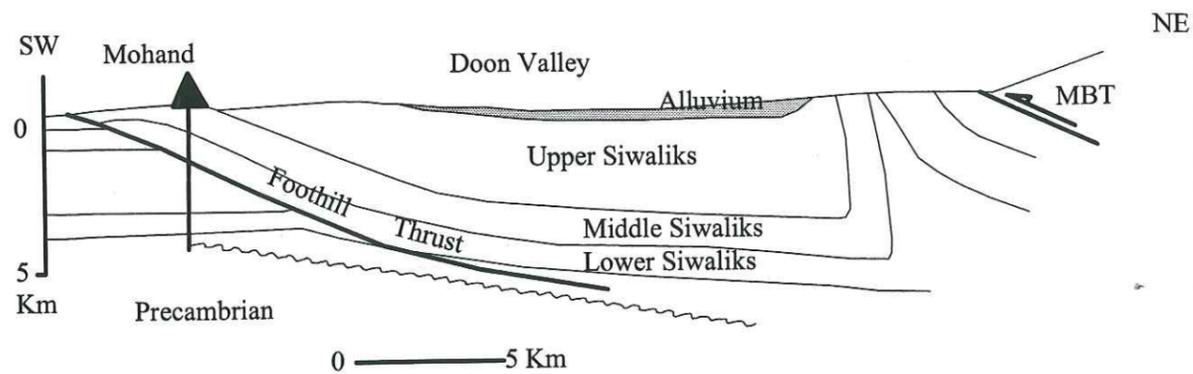
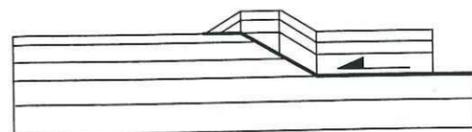
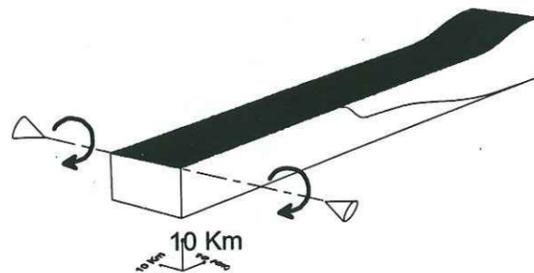


Figure 1.3.1: Coupe allant du front himalayen au Main Boundary thrust à travers la vallée de Dehra Dun, réinterprétée de Raiverman et al. (1983), dans Yeats and Lillie (1991).

A) CISAILLEMENT VERTICAL SIMPLE



B) BASCULEMENT DU SOCLE



C) TRANSPORTS SUPERFICIELS A COURTE DISTANCE

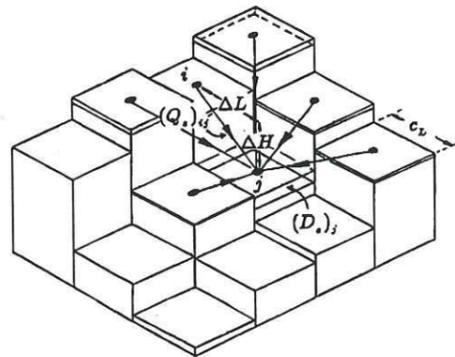


Figure 1.3.2: A- Principes de la déformation des écailles chevauchantes dans un algorithme en cisaillement vertical simple. B- Géométrie de l'écaille et du socle étudiés. Ce dernier est soumis durant chaque modélisation à un basculement incrémental. L'axe de rotation est perpendiculaire au raccourcissement et se situe à la limite externe du système tectonique. C- Principe de la diffusion à courte distance, calculée en 3D sur un réseau de mailles carrées. Les volumes déplacés sur chaque écaille sont fonction des pentes avec les huit mailles voisines et de la valeur du coefficient de transport.

différents phénomènes (vitesse de raccourcissement, vitesse de basculement du socle et efficacité des transports superficiels) sur l'enregistrement sédimentaire. Cette analyse de systèmes tectoniques simples et actuels est un préliminaire nécessaire à la compréhension des phénomènes contrôlant l'agencement sédimentaire accompagnant des systèmes tectoniques plus complexes et/ou plus anciens.

2- Méthodologie

Nous utilisons une méthode de modélisation dans le sens direct, basée sur une utilisation incrémentale d'algorithmes numériques développés par Chalaron et Mugnier [1993], Chalaron et al. [in press (a)]. Celle-ci nous permet de coupler l'étude de plusieurs phénomènes tels que les mouvements de tectonique chevauchante, les phénomènes de transport superficiel par érosion / sédimentation, et les mouvements de grande longueur d'onde de la lithosphère.

Dans la problématique qui nous intéresse, nous nous sommes attachés à réduire le nombre de paramètres à introduire pour le calcul numérique. Nous étudions donc l'évolution au cours du temps d'un système tectonique simple, composé d'une écaille et d'un relief à l'arrière, et nous utilisons pour chacun des phénomènes des hypothèses simplificatrices. Pour chacun d'eux, les algorithmes utilisés sont (fig. 1.3.2): le cisaillement vertical simple [Jones et Linsser, 1986], la diffusion superficielle à courte distance [Beaumont et al., 1992], et un basculement du socle. Ces algorithmes sont appliqués à une géométrie initiale où les discontinuités cinématiques sont pré-localisées. La géométrie est définie sur une "grille" rectangulaire subdivisée en mailles carrées (fig. 1.3.2b), et nous lui appliquons un raccourcissement qui augmente à chaque fois de la valeur de la taille d'une maille.

A la suite de chaque calcul numérique, nous analysons la géométrie finale obtenue, ainsi que l'évolution pas à pas du système tectonique. Outre l'analyse géométrique et morphologique des structures calculées, des programmes annexes nous permettent de faire une analyse des remplissages syntectoniques et de déterminer l'évolution des vitesses de sédimentation et de la granulométrie des faciès.

L'analyse présentée a été effectuée sur des modèles cylindriques, mais il faut noter que nous pouvons également utiliser une géométrie avec une surface du plan de décollement gauche. Une telle géométrie conduit à utiliser un modèle d'érosion tridimensionnel, et non une loi de diffusion analytique sur des coupes. Cette méthode permet de prendre en compte les apports latéraux qui deviennent important dans le cas d'une géométrie tridimensionnelle.

2.1- La cinématique de l'écaille chevauchante.

Les systèmes chevauchants sont définis par des failles à vergence externe reliées à un plan de décollement régional, et individualisant des écailles tectoniques [Butler, 1982; Boyer et Elliott, 1982; Platt, 1988]; la déformation des écailles est induite par leur déplacement sur

les failles sous-jacentes. Différents modèles cinématiques directs, ont déjà été testés [Jones et Linsser, 1986; Endignoux et Mugnier, 1990; Zoetmeijer et Sassi, 1991] et permettent une simulation de l'évolution de ces structures tectoniques.

Dans l'algorithme utilisé, la déformation induite par le déplacement le long du plan de décollement et des chevauchements est simulée par la méthode du cisaillement vertical simple [Jones et Linsser, 1986] (fig. I.3.2a), c'est à dire que nous considérons que les épaisseurs verticales sont conservées. Les déformations plicatives résultent des variations de pendage des failles, et n'affectent donc que les formations situées au toit de la faille.

Les résultats que nous présentons dans la suite de cet article, sont obtenus pour un système tectonique bien particulier. Non seulement ces résultats sont dépendants de la géométrie de la faille, mais ils sont également fonction de la déformation imposée par cisaillement vertical de l'échelle déplacée à la géométrie de l'accident sous-jacent. Si nous avons utilisé une faille avec un pendage différent [Avouac et Peltzer, 1993] et/ou une cinématique différente (en pli de propagation ou en "kink"), les volumes déplacés en surface seraient modifiés. La cinématique en cisaillement vertical simple minimise le basculement des couches [Moretti et al., 1990], aussi nos modèles fournissent une estimation minimum de l'influence de la tectonique dans les transports superficiels au voisinage d'un anticlinal de rampe.

### 2.2- La cinématique à grande longueur d'onde.

Le comportement élastique des plaques lithosphériques [Turcotte et Schubert, 1982; Karner et Watts, 1983] induit une flexion de celles-ci lorsqu'elles sont soumises à des charges. Pour des lithosphères continentales non déformées, la longueur d'onde de cette flexion est de plusieurs centaines de kilomètres, ainsi ces mouvements de la lithosphère sont assimilés à un simple basculement du socle (fig. I.3.2b) dans notre algorithme; celui-ci se fait autour d'un axe de rotation perpendiculaire au raccourcissement et situé à l'avant du système. Cette approximation est acceptable car on étudie des structures de petite taille comparées à la longueur d'onde de la flexure de la lithosphère. Un seul paramètre, la vitesse de basculement du socle, est nécessaire pour caractériser l'évolution du substratum du système chevauchant. Celle-ci est considérée comme constante dans nos modélisation. Cependant elle peut varier aussi bien du point de vue intensité que du point de vue sens. Nous utilisons une vitesse de basculement positive lors de l'accroissement de la flexion, ce qui est généralement le cas dans les bassins d'avant-chaîne; cette vitesse peut être momentanément négative en cas de décharge isostatique [Burbank, 1992] ou lors d'un changement de géométrie de l'épaississement crustal au coeur de la chaîne [Mugnier, 1993].

### 2.3- Les transports superficiels

L'érosion et la sédimentation dans les systèmes tectoniques actifs sont des phénomènes importants et une approche par modélisation permet de mieux comprendre les différents processus interagissant. Todten [1976] suggère que l'érosion par glissement de pente ainsi que le dépôt dans les bassins suit une équation de diffusion où le flux de matière  $s$  au travers une surface verticale est proportionnel à la pente locale;

$$s = -K_s \Delta h \quad [1]$$

où  $\Delta h$  est la différence d'altitude et  $K_s$  la capacité de transport en  $m^2/yr$ .

Depuis de nombreux modèles bi et tridimensionnels, basés sur ce principe, ont été proposés [Moretti et Turcotte, 1985; Flemming et Jordan, 1989; Beaumont et al., 1988, 1992]. L'équation de diffusion est une approximation correcte des transports superficiels, quand une érosion se produit sous l'effet de précipitations dans des matériaux meubles [Kooi et Beaumont, 1994]. Cela permet de modéliser les effets cumulés des processus de transport de surface (fig. I.3.2c). Son utilisation n'est plus tout à fait correcte dans le cas où les roches sont plus compétentes et résistent à l'érosion.

Dans notre modélisation, on couple aux déplacements des écaillles le long des failles, la résolution de l'équation de diffusion pour simuler l'érosion et la sédimentation sur le prisme. On considère ainsi le cas où ces mouvements de matières sont syntectoniques. La méthode de calcul incrémental, approximation par différences finies centrées sur le temps, a été proposée par Beaumont et al. [1992]. Dans son approche, la diffusion suit une loi linéaire où le volume de sédiments transportés  $(Q_s)_{ij}$  (en  $m^3$ ), de la cellule  $i$  à la cellule  $j$  est fonction du dénivelé  $\Delta H$  entre deux mailles, de côté  $Cl$  (en  $m$ ) (fig. I.3.2c), soit l'équation  $(Q_s)_{ij} = K_s Cl / 2 (\Delta H / \Delta L) \Delta t$  [2] où  $\Delta L$  est la distance entre le centre des cellules  $i$  et  $j$  en  $m$ ,  $\Delta t$  le pas de temps en années. Pour une maille élémentaire les changements d'altitude  $D_s$  du relief induits par ces transports sont:

$$(D_s)_i = Cl^{-2} \sum_{i=1}^8 Q_{s_i} \quad [3]$$

La méthode nécessite d'utiliser un pas de temps petit, qui respecte la condition [Beaumont et al., 1992]:  $\Delta t \ll Cl^2 / K_s$  [4]

La loi de diffusion utilisée fournit une description globale des processus de surface affectant des versants de petite échelle spatiale [Avouac et Peltzer, 1993]. A plus grande échelle spatiale, les processus d'érosion peuvent être décrits macroscopiquement comme une interaction entre des processus de petite échelle et des processus de transport à plus grande échelle par les rivières [Kooi and Beaumont, 1994]. L'hypothèse fondamentale est que les apports latéraux de matière solide dans la rivière sont proportionnels à la pente moyenne (déterminée par la différence d'altitude entre crête et vallée) et à un coefficient de diffusion.

Le transport, l'incision ou le dépôt de sédiment par les rivières est décrit par le déséquilibre entre la charge et la capacité de transport, en première approximation proportionnelle à la pente locale de la rivière et aux flux d'eau).

Afin de limiter le nombre de paramètres, et compte tenu de la simplicité des reliefs des anticlinaux de rampe, nous nous sommes concentrés sur la diffusion linéaire affectant les pentes. De plus les processus d'érosion constituent le facteur limitant les transports superficiels. Aussi afin d'étudier l'effet de ces phénomènes sur l'exhumation des roches, et l'influence de l'entrée tectonique sur l'intensité de ceux-ci, nous avons focalisé notre étude sur les processus limitant les phénomènes. Cette approche ne rend pas compte de l'organisation d'un réseau hydrographique qui permet un transport à longue distance relayant le transport à courte distance. Cependant le modèle est applicable dans le cas où l'on étudie des bassins transportés qui ne sont pas traversés par un grand cours d'eau et dont le bassin versant réduit est constitué d'un substratum de roches homogènes, et peu indurées. Par contre le cas des bassins d'avant-pays recevant des sédiments de provenance lointaine nécessitera de compléter les méthodes ici présentées.

#### 2.4- Principes de modélisation des faciès sédimentaires.

Avec le modèle de diffusion décrit ci dessus, les reliefs créés sont soumis à l'érosion et vont alimenter des zones à faible pente où s'effectue la sédimentation détritique. Schumm et Khan [1972] ont réalisé une série d'expériences en laboratoire de manière à déterminer l'influence de la pente et de la charge sédimentaire sur le type de dépôts fluviaux. En considérant une masse entrante constante en flux et en caractéristiques physiques (même nature et même taille de grain) dans un système fluvial, ils définissent trois classes d'environnement de dépôts: 1) la classe des réseaux rectilignes dont la pente de dépôt est inférieure à 0,0023; 2) la classe des réseaux méandriformes entre 0,0023 et 0,016; 3) la classe des réseaux anastomosés entre 0,016 et 0,04. D'autres auteurs [Lane, 1957 ; Leopold et Wolman, 1957; Ackers et Charlton, 1971] ont pris en compte le débit des systèmes fluviaux (fig. I.3.3). Ces travaux montrent que les faciès associés aux faibles pentes sont peu influencés par le débit, et que seule la transition réseaux méandriformes / anastomosés montre une dépendance importante vis à vis du débit, ce qui justifie une classification basée principalement sur la pente lors du dépôt.

Une telle classification sert de base à Flemming et Jordan [1989], et Heller et al. [1988] pour discriminer des faciès sédimentaires déposés sous l'effet des processus de diffusion superficielle. De même dans notre modélisation les faciès sont associés avec les classes de pente de dépôt [Chaloron et al., in press (b)]: aux pentes les plus fortes sont associés les faciès les plus grossiers, et aux pentes plus faibles des faciès plus fins. Pour que les classes sédimentaires calculées dans le modèle soient le reflet des faciès rencontrés dans les bassins d'avant-pays et les prismes d'accrétion soumis à des conditions intracontinentales, cinq classes

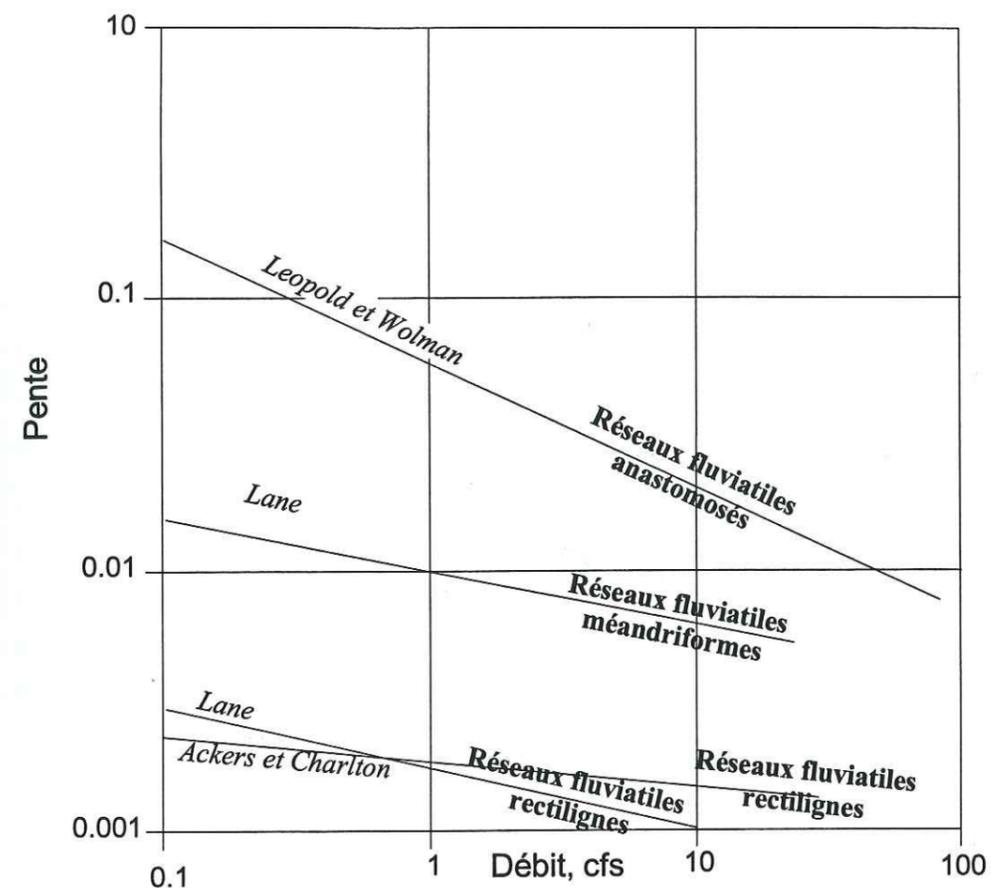


Figure I.3.3: Relation entre pentes et débits, et seuils de pente pour chaque type de réseau fluvial. Selon Lane (1957) Leopold et Wolman (1966), et Ackers et Charlton (1971)

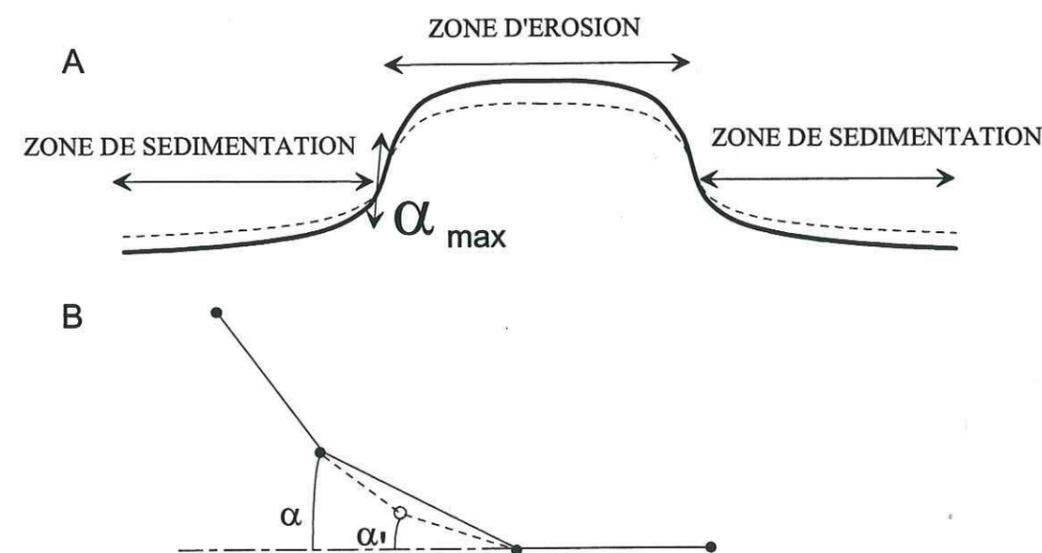


Figure I.3.4: A- Répartition de l'érosion et de la sédimentation sur un relief. La transition entre les deux zones s'effectue au point d'inflexion de la surface topographique. B- Influence de la taille de la maille sur les pentes, la multiplication des points pour décrire une topographie entraîne des changements de pente locaux.

ont été définies: les faciès très fins de type silts; les faciès fins de type argiles; les faciès moyens de type silto-gréseux; les faciès grossiers de type grès; les faciès très grossiers.

Les différentes classes sédimentaires sont définies pour caractériser les tendances granulométriques et ne correspondent pas aux faciès *sensu stricto*. Les limites de faciès représentent cependant des changements relatifs dans l'énergie de dépôt.

### 3- Analyse des résultats

La géométrie du système tectonique utilisée dans les modèles est décrite sur la figure I.3.2b. Nous appliquons à cette structure un raccourcissement de 10 %, et avons fait varier les différents paramètres dépendants du temps (le coefficient de transport superficiel, la vitesse de raccourcissement tectonique et la vitesse de basculement du socle). Deux types d'analyses ont été réalisées sur ces modèles: l'une concerne l'effet d'échelle dans les phénomènes de transports superficiels, l'autre s'intéresse à l'influence des différents phénomènes mis en jeu et leurs signatures dans le remplissage sédimentaire.

#### 3.1- Effet d'échelle

L'étude des flux à l'exutoire des grands bassins versants [Pinet et Souriau, 1988] a montré que la valeur du coefficient de transport  $K_s$  est fonction de l'échelle des structures considérées. Pour les zones tectoniquement actives, cette valeur est encadrée par la double inégalité:

$$(\text{surface} / \tau) / 100 < K_s < \text{surface} / \tau \quad [5]$$

où  $\tau = 2.5 \text{ Ma}$  est une constante de temps caractéristique et la surface du bassin versant est exprimée en  $\text{m}^2$  [Souriau et al., 1992]. Nos modèles fournissent une autre approche pour étudier les effets d'échelle dans les transports superficiels.

#### a) Influence de la taille de la maille élémentaire:

Dans nos modèles, une variation de la taille des mailles dans le prisme sans changement de la valeur du  $K_s$  influence les volumes de matière transférés. Nous avons recherché une relation liant la valeur du coefficient de transport  $K_s$  à la taille de la maille de manière à conserver le flux de matière. Si l'on considère une même structure anticlinale avec des conditions d'érosion et de sédimentation inchangées (même volume total transporté de part et d'autre de l'anticlinal), la grandeur qui va contrôler les volumes transportés est d'après l'équation [1] le flux maximum atteint là où la pente est la plus forte; au dessus de ce point d'inflexion, on a globalement une zone d'érosion; en dessous se situe une zone de sédimentation (Fig. I.3.4a). Pour conserver ce flux dans un modèle de pli cylindrique, il apparaît que le paramètre  $K_s$  doit varier de la manière suivante:  $K_s = s / \alpha_{\text{max}}$

Or la valeur de  $\alpha_{\text{max}}$  peut varier de 2 manières contradictoires lorsque l'on diminue la taille de la grille:

- Pour la surface topographique réelle, la diminution de la taille du pas d'échantillonnage conduit à accroître la pente moyenne des plans de régression les plus proches des points du MNT délimitant les différentes mailles [Vergne et Souriau, 1994].

- Par contre, une description en terme de kink formés à l'aplomb des ruptures de pente des failles, accentue l'aspect anguleux de la géométrie des plis [Mugnier et Rossetti, 1990]. Une faille constituée de plusieurs segments plutôt qu'un seul tend également à lisser les structures tectoniques [Suppe, 1983]. Tout ceci tend à diminuer les pentes maximum quand la taille du maillage diminue dans un modèle cinématique direct.

Dans le cas du modèle cinématique utilisé, la pente maximum de la rampe est atteinte en une succession de segments de plus en plus nombreux lorsque la dimension de la maille élémentaire diminue. Les changements de pendage de la faille varient de la manière suivante lorsque l'on passe d'une maille de  $Cl * Cl$  de côté à une maille de  $(Cl/2) * (Cl/2)$  en lissant la géométrie de la faille (fig. I.3.4b):

$$\alpha' < \alpha < 2\alpha'$$

Les changements de pendage de la faille contrôlent le basculement des couches de l'anticlinal. Les modèles utilisés avec respectivement 500 m, 250 m et 125 m pour le côté de chaque maille ont montré une évolution de la pente topographique maximum voisine de:

$$\alpha_{\text{max}} \approx 1,33 \cdot \alpha'_{\text{max}} \quad \text{quand } Cl' = Cl/2$$

On constate avec une réduction de la taille de la maille de la moitié de sa valeur, qu'il nous faut introduire un nouveau  $K_s'$  avec une valeur telle que:

$$K_s' = 1,33 \cdot K_s \quad [6]$$

pour retrouver une expérience avec la même géométrie à l'état final.

La multiplication des mailles dans le modèle a donc des influences sur les volumes transférés et sur la répartition des faciès dans les bassins. Celle-ci sont détaillées ultérieurement dans cet article.

#### b) Influence de la taille d'ensemble du modèle:

Dans le cas où le nombre de mailles décrivant la structure anticlinale est préservé, mais où la taille d'ensemble de la structure est changée, l'effet est le suivant: Si l'on considère deux structures homothétiques avec des longueurs variant dans un rapport  $1/r$ :

$$Cl'' = 1/r \cdot Cl \quad [7]$$

les changements de géométrie au cours du temps seront eux aussi homothétiques si pour un même taux de raccourcissement (changement de longueur/longueur initiale) les changements d'épaisseur par érosion ou sédimentation varient dans un rapport  $1/r$ . Le changement d'épaisseur moyen  $D_s$  est déterminé d'après l'équation [3]. Ceci implique que les volumes des transports superficiels  $Q_s''$  d'une maille à l'autre varient dans un rapport  $r^3$ .

$$Q_s'' = \frac{1}{r^3} \cdot Q_s \quad [8]$$

L'équation [2] implique que:

$$(Q_s'')_{ij} = K_s'' \cdot Cl''/r \cdot (\Delta H / \Delta L) (\Delta t) \quad [9]$$

d'où  $K_s'' = 1/r^2 \cdot K_s$  [10]

si l'on suppose l'intervalle de temps constant. On retrouve là l'évolution suggérée par la double inégalité [5], où  $K_s$  est proportionnel à la surface de la structure considérée. Cependant  $\Delta t = Cl/V$ , avec  $V$ : vitesse de raccourcissement à l'arrière. Une valeur de  $\Delta t$  constante implique  $v'' = 1/r \cdot V$ . Si l'on suppose par contre une vitesse de raccourcissement constante,  $\Delta t'' = \Delta t/r$ , et  $K_s'' = (1/r) \cdot K_s$ . Ceci montre qu'il est possible d'obtenir des évolutions géométriquement identiques, avec des couples  $(K_s, V)$  différents.

En résumé, le coefficient de transport  $K_s$  n'est pas une grandeur physique intrinsèque, et l'évolution de la structure anticlinale modélisée pour des valeurs  $(Cl, K_s, V)$  est dans un rapport d'homothétie près, identique à celle d'une structure définie par les valeurs  $(Cl/r, K_s/r^2, V/r)$ .

### 3.2- Influence des différents processus dans l'efficacité des transports superficiels

#### a) Volume de sédiments déplacés

Nous travaillons en système fermé, donc les sédiments érodés sur l'écaïlle tectonique sont sédimentés dans les bassins. De cette façon le volume des bassins est directement lié à la hauteur des reliefs formés. Nous avons réalisé 84 calculs pour une valeur de raccourcissement constante, et nous avons fait varier les valeurs du coefficient de transport  $K_s$  et de la vitesse de raccourcissement tectonique. Nous avons étudié le relief formé au dessus de l'anticlinal de rampe, et nous l'avons comparé à une expérience de référence sans érosion ( $K_s=0 \text{ m}^2/\text{an}$ ); avec cette expérience on obtient le relief le plus élevé, dont la valeur est 1 en valeurs normalisées (fig. I.3.5). La valeur de l'altitude du relief formé tend vers 0 pour une valeur de  $V/K_s$  qui tend vers 0, nous utilisons donc un graphique semi-logarithmique pour reporter les valeurs. L'influence de  $V$  et de  $K_s$  sont considérées séparément (fig. I.3.5a) et l'on voit que pour une valeur de  $K_s$  constante, l'altitude des reliefs formés sera d'autant plus faible que la vitesse de raccourcissement  $V$  sera faible. De même, pour une valeur de  $V$  constante, l'altitude des reliefs formés sera d'autant plus faible que le coefficient de transport  $K_s$  sera fort. Si l'on reporte toutes les données sur un même graphique (fig. I.3.5b), en représentant l'altitude du relief en fonction du rapport  $V/K_s$  les résultats se regroupent sur une seule courbe. Celle-ci indique qu'il existe une valeur de  $V/K_s$  en dessous de laquelle les transports superficiels seront significatifs. Pour la structure étudiée, en considérant une baisse d'altitude d'1/10 comme significative, l'érosion syntectonique est négligeable pour un  $V/K_s$  supérieur à  $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ . Il faut cependant noter que la courbe obtenue est fonction de la géométrie de la faille et du taux de raccourcissement.

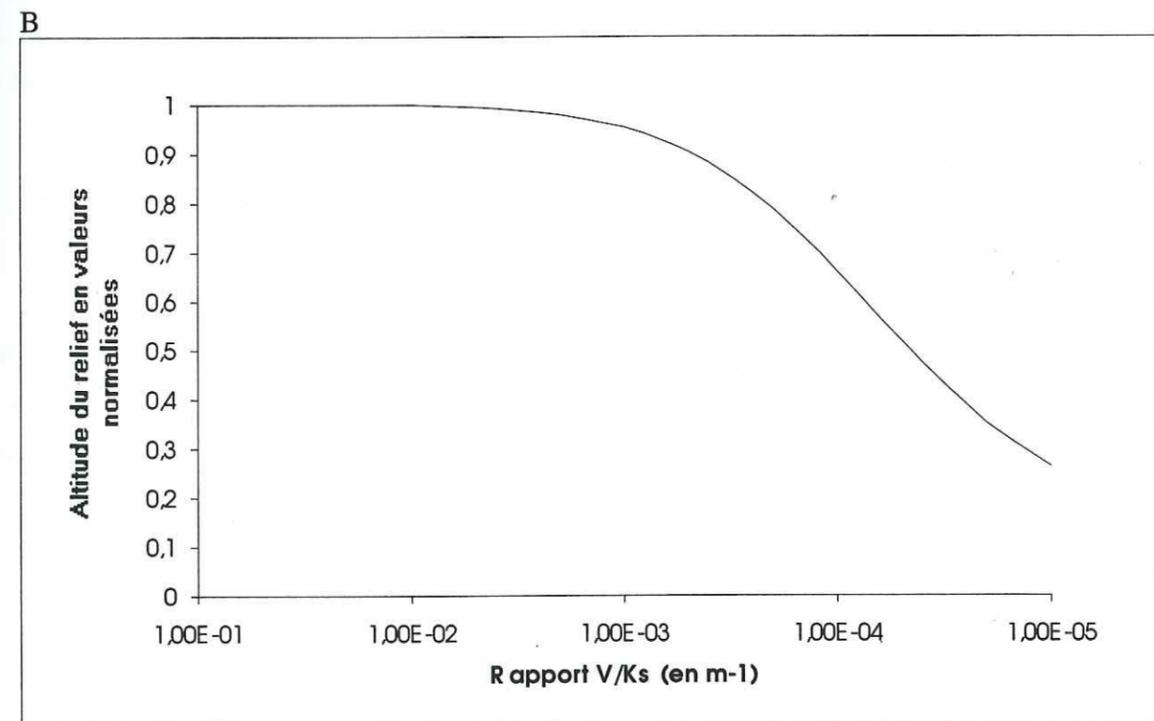
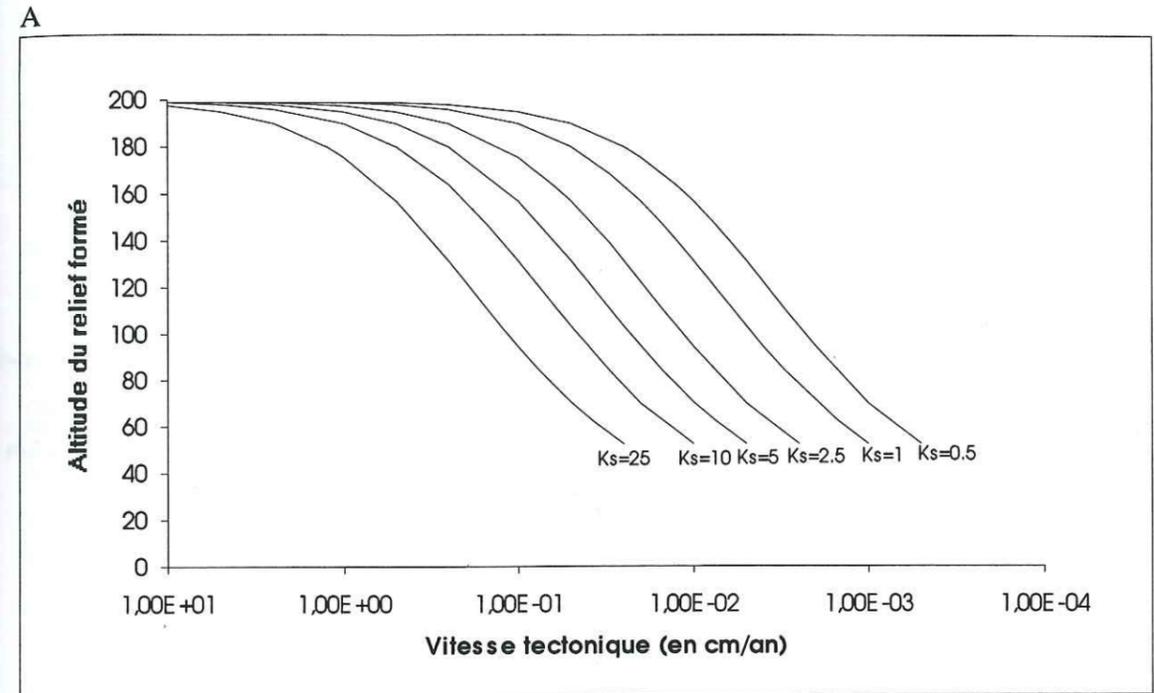


Figure I.3.5: Influence de la vitesse de raccourcissement  $V$  et du coefficient de transport  $K_s$  sur la formation d'un relief dans un système chevauchant. A- Altitude du relief formé en fonction de  $V$  et de  $K_s$ . B- Altitude du relief formé en fonction du rapport  $V/K_s$ .

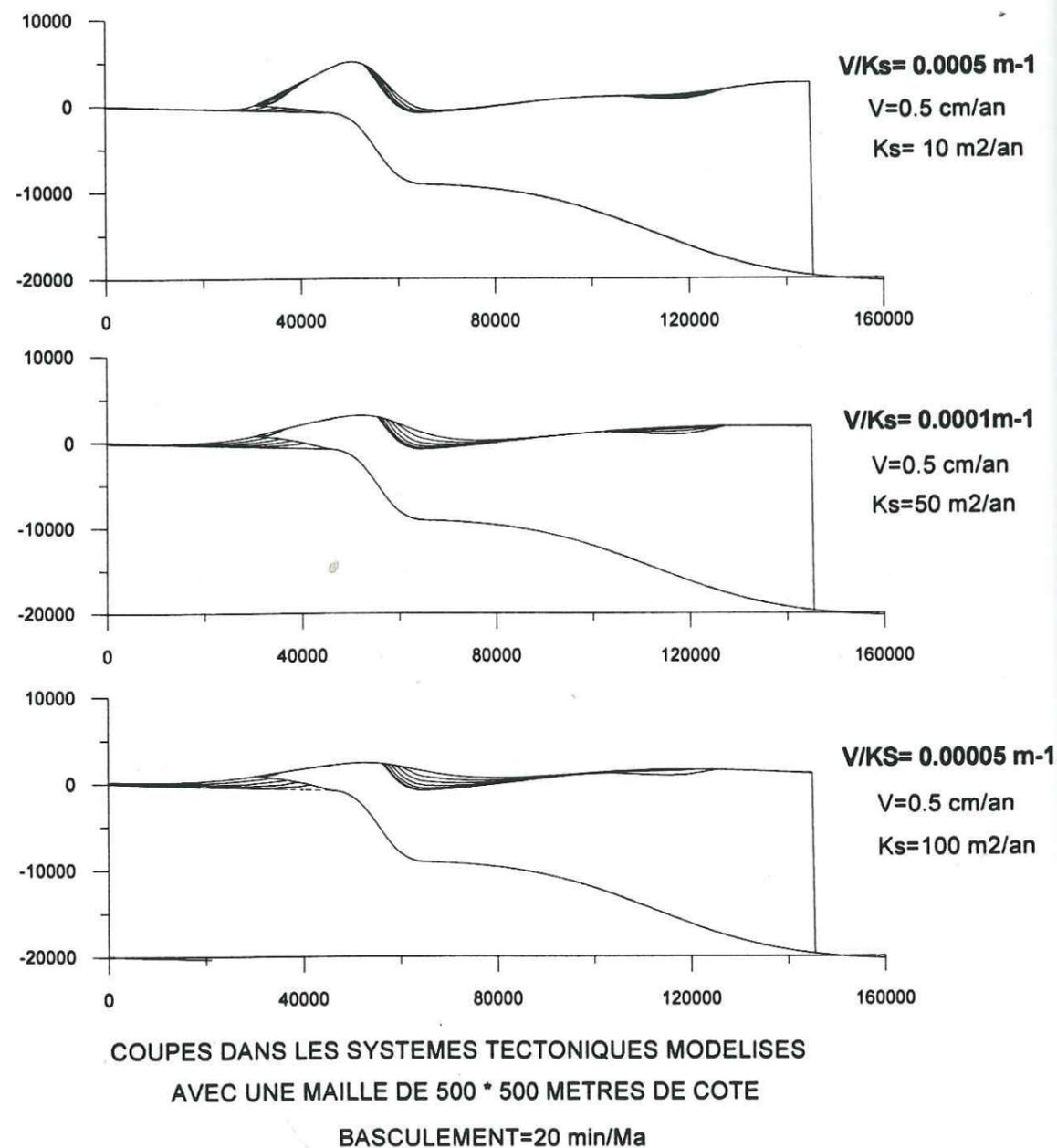


Figure I.3.6: Evolution géométrique du système tectonique en coupe, et en fonction du rapport  $V/K_s$ . Les reliefs formés sont d'autant plus érodés, et les bassins sont d'autant plus étendus que le rapport  $V/K_s$  est faible.

De ces expériences il faut retenir que c'est le rapport  $V/K_s$  qui est primordial dans la formation des reliefs, et non les deux variables prises séparément. L'évolution géométrique du système tectonique en fonction du rapport  $V/K_s$  est également représentée sur la fig. I.3.6.

L'utilisation des règles définies dans le paragraphe précédent montre que l'évolution d'une structure anticlinale modélisée pour des valeurs ( $Cl$ ,  $V/K_s$ ) est homothétique d'une structure modélisée pour des valeurs ( $Cl/r$ ,  $r.V/K_s$ ).

De la même façon que le rapport  $V/K_s$  a une influence directe sur les reliefs formés, il en aura sur la sédimentation dans les bassins. Pour un rapport  $V/K_s$  fort, les vitesses de sédimentation seront faibles et, inversement, pour un rapport faible les vitesses de sédimentation seront rapides (fig. I.3.6). Cette valeur  $V/K_s$  joue également un rôle dans la progression des sédiments syn-orogéniques; plus le rapport est fort et plus les premiers sédiments apparaissent tardivement dans les zones externes. Ainsi pour une vitesse tectonique de 0.5 cm/an et un  $K_s$  de 25  $m^2$ /an les premiers dépôts enregistrés à 7.5 Km du front de déformation sont datés à 0.95 Ma (après le début de l'activité tectonique), tandis que pour une vitesse de raccourcissement de 0.5 cm/an et un  $K_s$  de 50  $m^2$ /an, les premiers dépôts sédimentent à 7.5 Km dès 0.4 Ma après le début de l'expérience. Le même type de phénomène est enregistré dans le bassin transporté au toit de l'écaïlle tectonique.

L'analyse de l'évolution des vitesses de sédimentation, montre qu'elles reflètent la compétition entre relief et intensité des phénomènes superficiels (fig. I.3.7). Ainsi pour un  $V/K_s$  fort, la vitesse de sédimentation croît lentement dans les premiers incréments de déformation et ne devient significative que lorsque le relief formé au dessus de l'anticlinal de rampe est élevé. Au contraire, pour une valeur  $V/K_s$  faible, la vitesse de sédimentation croît très rapidement jusqu'à atteindre un maximum.

Les sédiments provenant de l'érosion de l'écaïlle tectonique ne sont pas les seuls participant au flux de matière dans le système tectonique, les sédiments syntectoniques sont également remaniés après leur dépôt. Ce phénomène est surtout observé dans le bassin transporté, dans la partie la plus proche de l'anticlinal de rampe (fig. I.3.8). Si l'on suit la progression d'une colonne sédimentaire au cours du temps, on s'aperçoit que les premiers sédiments déposés, le sont à proximité du relief. Dans une étape intermédiaire, les sédiments sont soulevés par la progression de l'écaïlle sur la rampe. Lorsque les sédiments ont atteint une altitude critique, ils sont érodés et alimentent des parties plus basses du bassin. Cette altitude, à partir de laquelle les sédiments sont érodés, est fonction de la pente du relief et du rapport  $V/K_s$ . Ce phénomène implique la disparition des onlaps préalablement formés dans la partie externe du bassin transporté.

Dans le cas d'un système tectonique basculé par les mouvements lithosphériques de grande longueur d'onde, la répartition des sédiments ne sera que peu modifiée (fig. I.3.9) autour de l'anticlinal. Ainsi, dans un système tectonique basculé, le sommet de l'anticlinal est moins érodé, et les bassins moins alimentés, la progression des sédiments du bassin d'avant-

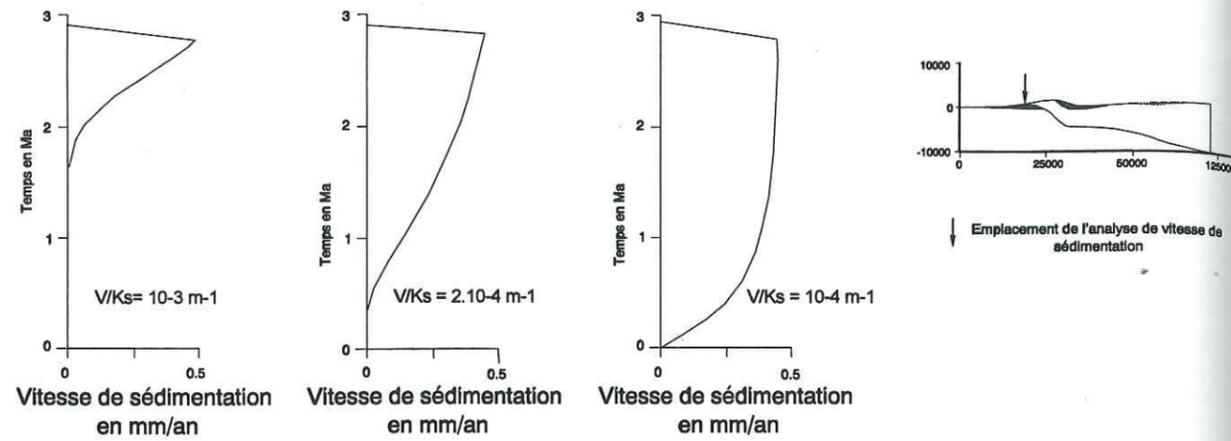


Figure 1.3.7: Courbes de vitesses de sédimentation enregistrées dans le bassin d'avant-pays, au pied du front de déformation, pour différents rapport  $V/Ks$ . Suivant l'efficacité des transports superficiels, la hauteur du relief formé doit être plus ou moins importante pour obtenir des taux de sédimentation significatifs dans le bassin.

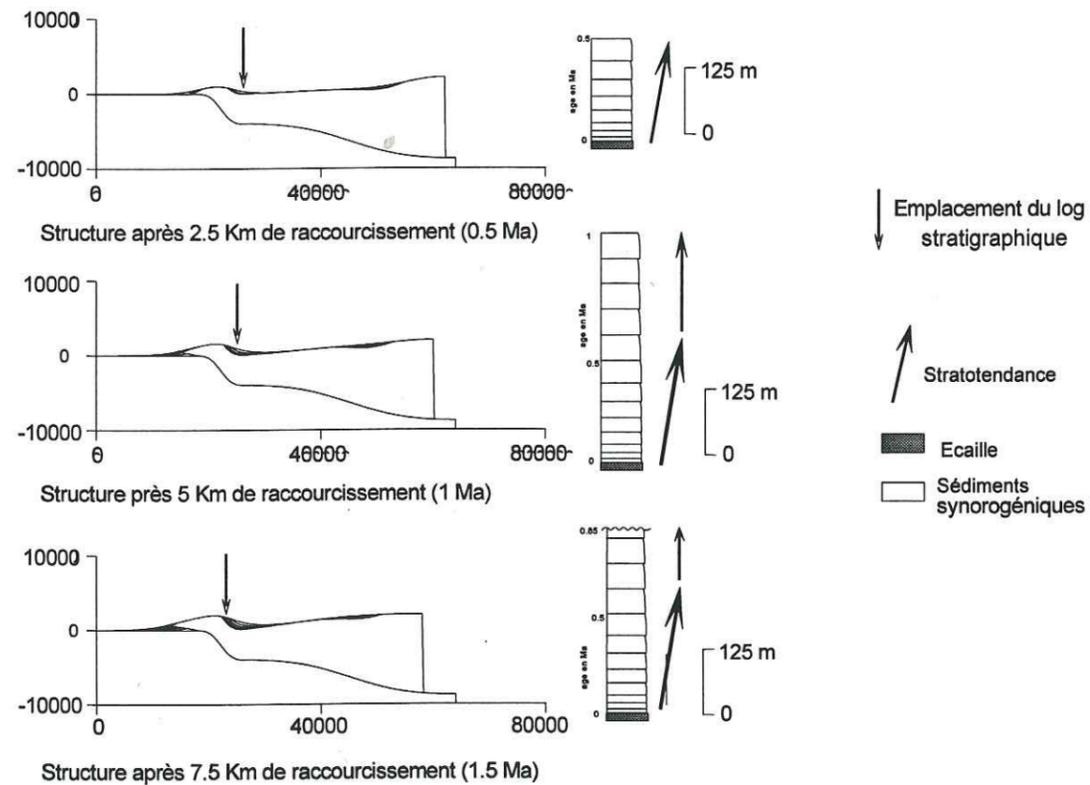


Figure 1.3.8: Evolution d'une colonne sédimentaire au cours du temps. Les différentes coupes présentées ont été réalisées avec un rapport  $V/Ks = 0.0002 \text{ m}^{-1}$ , et sont pour les deux premières des états intermédiaires et pour la dernière l'état final. Les sédiments situés dans la partie externe du bassin transporté sont érodés au fur et à mesure qu'ils se trouvent soulevés sur le dos de l'écaïlle. Ce phénomène implique l'érosion des onlaps dans cette partie du bassin.

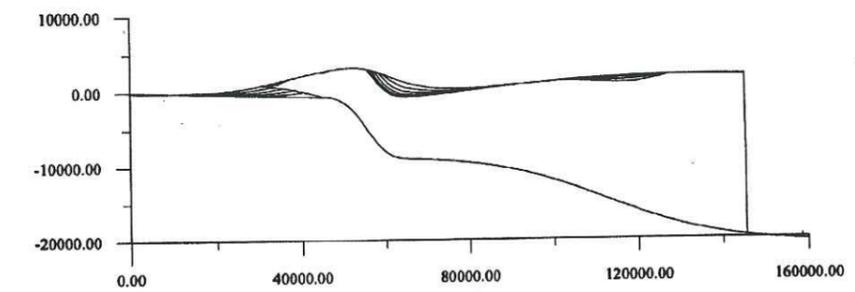
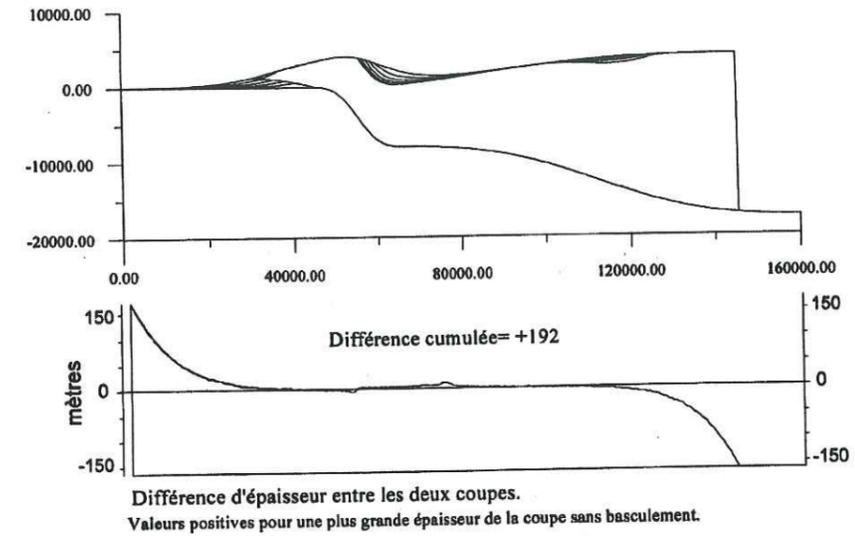


Figure 1.3.9 influence du basculement du socle sur la répartition de l'érosion et de la sédimentation dans le système tectonique. Le basculement induit une diminution du volume de sédiments transférés sur le prisme d'autant plus grande que la valeur de ce basculement est grande (haut basculement de  $0^\circ / \text{Ma}$ ; bas basculement de  $40^\circ / \text{Ma}$ ).

pays vers la partie externe du système tectonique se fait moins rapidement, et le bassin se trouve moins étendu. En terme de volume global, les sédiments déplacés autour de l'anticlinal dans un système basculé seront moins importants; toutefois cette différence reste faible en pourcentage (inférieure à 5%).

Sur les bordures du modèle, ces changements sont d'une ampleur beaucoup plus importante que sur l'anticlinal de rampe et les bassins. Ce phénomène est en partie dû aux effets de bord (le flux est nul sur les bords).

Du point de vue géologique, ces phénomènes, liés au basculement lithosphérique, impliquent que les sources alimentant les différents bassins seront modifiées par ces mouvements, qui favoriseront les apports provenant de la partie externe du système tectonique.

#### b) Faciès sédimentaires.

Les colonnes stratigraphiques obtenues aux différentes mailles de la grille du modèle permettent d'individualiser des corps sédimentaires de même faciès et, ainsi, de simuler l'organisation sédimentaire des bassins syntectoniques.

Quelques que soient les valeurs des paramètres, il apparaît que les corps sédimentaires se développent de façon diachrone dans les différents bassins, et que les premiers dépôts sont de type fins.

Dans le bassin d'avant-pays, ces corps sédimentaires sont progradants (Fig. I.3.10a) et forment des onlaps vers la partie externe du système tectonique, et les sédiments grossiers et fins alternent sur une verticale. Le maximum de faciès grossiers est observé au front de l'écaïlle tectonique, et l'apparition de ces faciès nécessite un relief conséquent.

Dans le bassin transporté, les corps sédimentaires sont progradants et forment des onlaps vers le domaine interne du système tectonique (Fig. I.3.10b), tandis que les onlaps se formant dans la partie externe du bassin ne sont pas conservés. La répartition des faciès est beaucoup plus homogène dans ce bassin transporté avec une dominance de sédiments grossiers.

Si l'on introduit un basculement incrémental de  $40'/\text{Ma}$ , il n'influencera que très peu la répartition des sédiments. Son principal effet sera d'augmenter légèrement le pourcentage de faciès grossiers déposés.

#### c) Application à l'exemple de Dehra-Dun.

Le Dun (Dun signifiant plaine intra-montagneuse en Népalais) de Dehra-Dun est situé au front du système chevauchant, en Inde occidentale. Des données de sismologie de profils sismiques et de forages [Yeats & Lillie, 1991; Raiverman et al., 1994], permettent de préciser les structures de sub-surface dans cette région (fig. I.3.1). La profondeur du niveau de décollement basal est voisine de 5 km, tandis que le relief frontal de l'anticlinal du Mohand est légèrement inférieur à 1000 m. L'équilibrage des coupes dans cette région suggère un

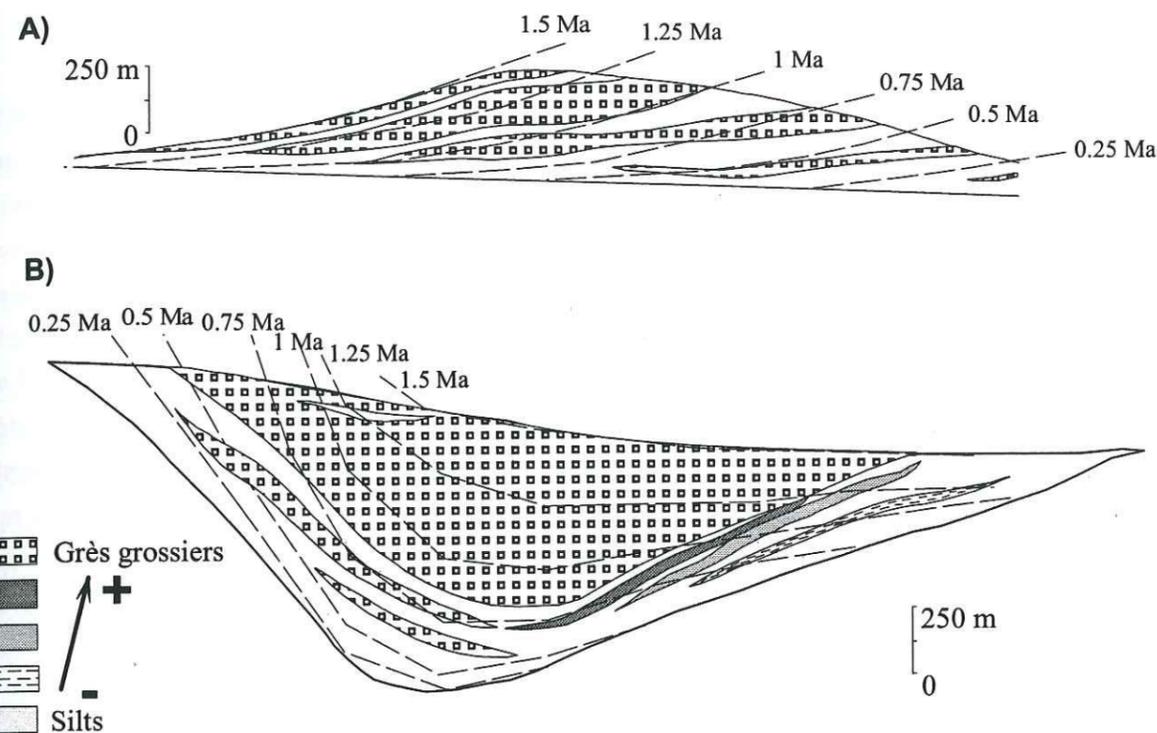


Figure I.3.10: Répartition des faciès sédimentaires dans les bassins syntectoniques dans une expérience réalisée avec un  $V/K_s = 0.0002 \text{ m}^{-1}$  et un basculement du socle de  $40'/\text{Ma}$ . A- Reconstruction des corps sédimentaires du bassin d'avant pays B- Reconstruction des corps sédimentaires du bassin transporté.

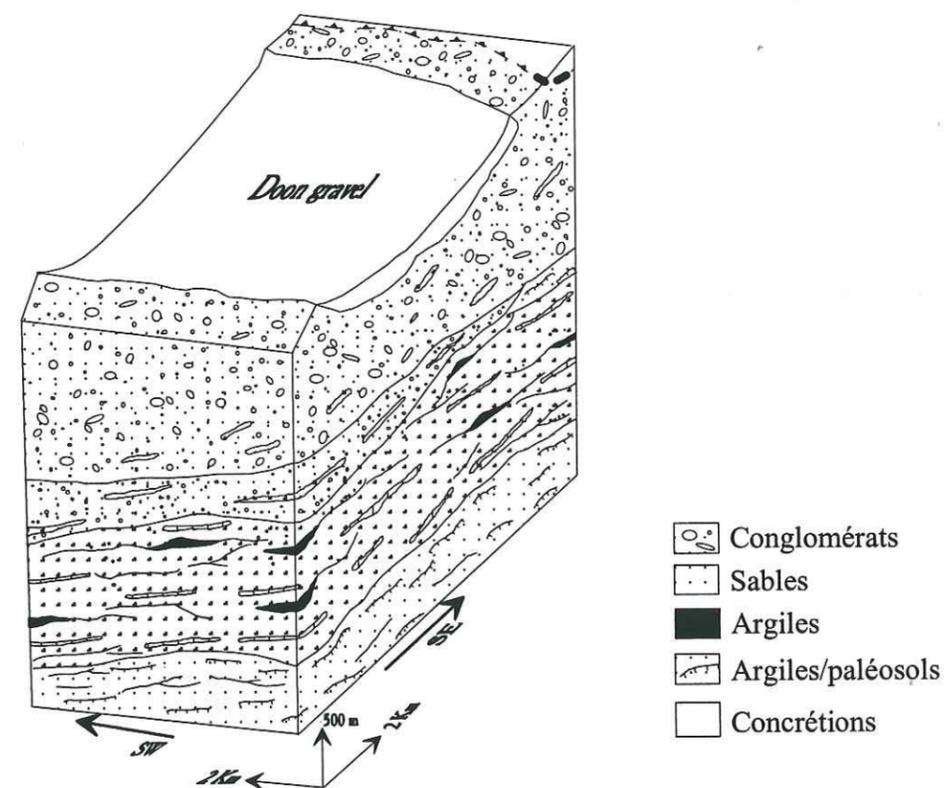


Figure I.3.11: Reconstitution tridimensionnelle des dépôts fluviaux de la région de Mohand, montrant les variations de faciès verticales et latérales (d'après Kumar et Ghosh, 1994)

déplacement de l'ordre de 5 km le long du chevauchement frontal [Raiverman et al, 1994], ce qui correspond à un taux de raccourcissement de l'ordre de 10% pour une coupe de 50 km traversant l'ensemble de la structure du Dun depuis le front himalayen, jusqu'au moyen pays himalayen. Une telle coupe traverse le chevauchement majeur du MBT dont l'activité récente est réduite [Gahalaut and Chander, 1992], et rejoue plutôt actuellement en faille normale [Valdiya, 1984; Mugnier et al., 1994]. Ce chevauchement est cependant à l'origine du relief qui domine au Nord (vers l'arrière du système chevauchant) le Dun de Dehra-Dun. La sismicité et les réitérations de nivellement réalisées dans cette zone montrent une activité tectonique actuelle intense [Seeber et Armbruster, 1981; Chander, 1988], et permettent d'estimer une vitesse de raccourcissement de l'ordre de 10 +/- 5 mm/an dans cette zone [Chaloron et al., in press (b)]. Le rapport déplacement total / vitesse moyenne de raccourcissement permet de situer le début du fonctionnement de la structure entre 0,3 Ma et 1 Ma. La sédimentation dans le Dun a été étudiée par Kumar et Ghosh [1994]. Cette étude montre que le sous-groupe Siwalik supérieur, daté de 5.8 à 0.22 Ma [Ranga Rao et al., 1988] est composé de conglomérats inter stratifiés avec des grès tandis que les dépôts post-Siwaliks (post 0.22 Ma) sont des conglomérats massifs (fig. I.3.11). Ces dépôts post-Siwaliks varient de quelques centaines de mètres à 600 m d'épaisseur [d'après Ranga Rao, cité par Biswas, 1994], ce qui permet d'estimer des vitesses de sédimentation de l'ordre de 1 à 3 mm/an.

L'altitude actuelle de l'anticlinal frontal du Mohand est moins d'1/5 de la topographie attendue dans le cas où cet anticlinal se serait développé sans érosion. Par comparaison avec les résultats présentés figure I.3.7, ceci implique que le rapport  $V/K_s$  est inférieur à  $10^{-4} \text{ m}^{-1}$ .

Compte tenu de la vitesse de raccourcissement  $V$  et de  $V/K_s$ , on en déduit que la valeur de la capacité de transport dans un telle structure est comprise entre  $50 \text{ m}^2/\text{an}$  et  $150 \text{ m}^2/\text{an}$ . Les vitesses de sédimentation, prédites dans ce cas par le modèle, sont voisines du mm/an au centre du bassin [Leturmy, 1994], et les faciès dominants du type conglomératique. Ces prédictions sont donc bien en accord avec les études sédimentologiques du bassin de Dehra-Dun.

Du point de vue de l'interprétation de la structure, il faut noter que l'un des problèmes de cette structure est le début de son activité: l'incertitude sur les vitesses de raccourcissement donne une large marge d'incertitude, entre 0,3 Ma et 1 Ma, tandis qu'une interprétation classique [Kumar et Ghosh, 1994] suggère que la transition Siwalik supérieur série post-siwaliks fixe l'âge du fonctionnement du chevauchement frontal à 0,22 Ma. Cependant, nos modèles indiquent une érosion des onlaps à l'arrière de la structure; dès lors, la partie supérieure des Siwaliks supérieurs pourrait également correspondre à des sédiments déposés dans un contexte de type bassin transporté et à l'arrière d'une structure tectonique active. De ce point de vue, si l'on compare les remplissages sédimentaires rencontrés dans le bassin de Dehra Dun (fig. I.3.11) et ceux de nos bassins modélisés (fig. I.3.10b), il apparaît qu'une évolution en bassin transporté, est envisageable. Dans le bassin de Dehra Dun l'activité

tectonique est accompagnée par une sédimentation grossière, et granocroissante comparable à la sédimentation observée dans les bassins transportés modélisés.

### 3.3- Limites numériques du modèle

#### a) Limites dues à la taille de la maille du modèle

Nous avons réalisé des expériences avec une géométrie initiale identique à celle présentée en figure I.3.2b (mailles de 250X250 m), mais subdivisée en mailles de 125X125 m, et d'autres expériences avec des mailles de 500X500 m. Nous avons vu précédemment qu'un changement dans un rapport 1/2 de la taille de la maille du modèle impliquait de changer la valeur du  $K_s$  d'un rapport voisin de 1.33, pour conserver le flux de matière. La relation entre altitude maximum et valeurs des paramètres est dans ce cas modifiée. La forme générale des courbes présentées sur la figure I.3.5 reste inchangée, par contre cette modification entraîne un décalage vers la droite si l'on diminue la taille de la maille et vers la gauche si on l'augmente.

Les expériences réalisées avec les différents maillages montrent des différences d'altitude de l'ordre de 2% à 5% entre deux géométries. Par contre si l'on étudie la répartition des corps sédimentaires, les différences sont notables: ceci est en partie dû au fait que la variation de géométrie induit une légère variation des pentes de dépôt. Ce changement de la taille de la maille entraîne une variation du pourcentage de sédiments grossiers (fig. I.3.12).

De plus toutes ces expériences montrent une cyclicité dans l'organisation des faciès sédimentaires (fig. I.3.12). Sa période est fonction des paramètres dépendant du temps introduits pour les calculs et de la taille de la maille.

#### b) Tectonique continue/tectonique discontinue

Dans nos modèles l'activité tectonique est instantanée, et se répète tous les  $(C1 / V)$  ans (fig. I.3.12 D). Cette spécificité de l'activité tectonique crée une cyclicité enregistrée dans les sédiments, avec une période supérieure (facteurs 4 à 12 dans nos expériences) à celle tectonique.

Ce résultat, lié à la méthode de calcul, pourrait cependant avoir des implications géologiques. En effet, en domaine continental on reconnaît des unités scalaires de plusieurs ordres [Schumm, 1977; Miall, 1978; Ori, 1982; Delfaud, 1984; Deramont et al., 1993]. Les séquences de 1<sup>er</sup> ordre ou séquences élémentaires sont à l'échelle du banc (de  $10^0$  ans à  $10^4$  ans); celles de 2<sup>ème</sup> ordre sont spécifiques d'un environnement de dépôt (de  $10^4$  ans à  $10^5$  ans); les séquences de 3<sup>ème</sup> ordre sont spécifiques d'un corps sédimentaire composite majeur ( $10^6$  ans); le 4<sup>ème</sup> ordre ou série élémentaire ( $10^7$  ans), est une organisation sédimentaire commandée par l'environnement géomorphologique et la géodynamique régionale. Si l'on considère les corps sédimentaires de nos modèles, ceux-ci s'apparentent en terme de durée, et d'épaisseur, à des cycles de 2<sup>ème</sup> ordre où un changement dans la granulométrie correspond à un changement de la dynamique du réseau fluvial.

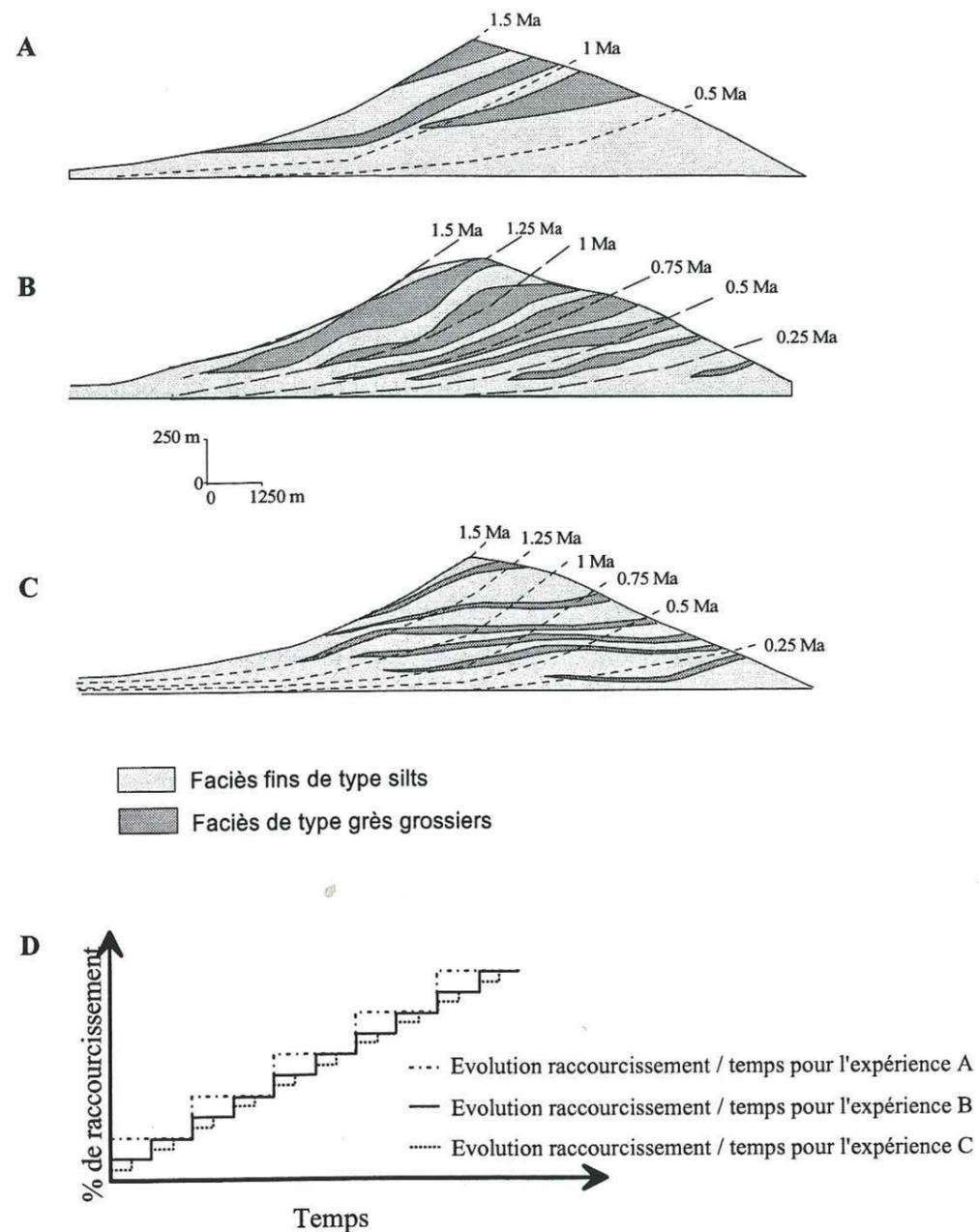


Figure II.3.12: Répartition des faciès sédimentaires dans le bassin d'avant-pays pour des expériences réalisées avec différentes tailles de maille. A- Expérience réalisée pour une grille subdivisée en mailles de 500X500 m, avec une vitesse de raccourcissement ( $V$ ) de 0.5 cm/an et un  $K_s$  de 18.75 m<sup>2</sup>/an. B- Expérience réalisée pour une grille subdivisée en mailles de 250X250 m, avec une vitesse de raccourcissement ( $V$ ) de 0.5 cm/an et un  $K_s$  de 25 m<sup>2</sup>/an. C- Expérience réalisée pour une grille subdivisée en mailles de 125X125m, avec une vitesse de raccourcissement ( $V$ ) de 0.5 cm/an et un  $K_s$  de 33.33 m<sup>2</sup>/an. D- Evolution du pas de temps en fonction de la taille de la maille utilisée dans les trois modèles. Pour une même vitesse de raccourcissement, et pour des expériences réalisées avec des mailles de 500X500 m, 250X250m, 125X125 m, le pas de temps tectonique diminue à chaque fois de la moitié de sa valeur.

Des événements tectoniques ayant une récurrence de l'ordre de  $10^3$ -  $10^4$  ans pourraient alors être à l'origine de certains des cycles sédimentaires si le couple relief/transport joue effectivement le rôle d'amplificateur de période.

#### 4- Conclusion

L'utilisation d'un modèle numérique pour comprendre les interactions entre la tectonique et les phénomènes superficiels présente plusieurs intérêts. Elle nous permet une étude théorique des différents paramètres régissant un front de chaîne et ainsi de comprendre l'impact des transports superficiels sur la géométrie finie de ce front, l'histoire de l'exhumation des roches ainsi que celle du remplissage des bassins. Le deuxième intérêt de ces calculs est l'étude d'exemples géologiques réels.

Notre approche théorique, nous permet de reconnaître des implications géologiques avec les différents résultats obtenus par une analyse de ces modèles simplifiés. Ils sont indispensables à la compréhension de systèmes tectoniques plus complexes, tels que ceux que l'on rencontre sur le terrain. Parmi ces résultats, les suivants méritent d'être soulignés.

La signature sédimentaire d'un début de phase tectonique reste controversée: il est plus généralement admis que l'apparition de faciès grossiers marque un épisode d'activité tectonique depuis les travaux de Davis [1899]; d'autres auteurs [Blair et Bilodeau, 1988], proposent au contraire que les sédiments représentatifs du début d'une nouvelle activité tectonique sont des faciès fins. Les bassins sédimentaires modélisés (fig. I.3.10 et fig. I.3.12) sont en accord avec la seconde théorie, car dans tous les cas, les premiers sédiments déposés et syntectoniques sont toujours des faciès à granulométrie très fine. Les faciès grossiers sont également indicateurs de la tectonique, mais ne caractérisent pas un début de phase, en effet leur apparition nécessite un relief déjà bien développé, formé à la suite d'une tectonique active durant un laps de temps non négligeable. Le maximum de dépôt grossiers est situé au pied de l'anticlinal de rampe et sa position se déplace à la même vitesse que le chevauchement.

La localisation du dépôt centre des bassins sédimentaires les plus externes est sous l'influence de deux causes: la première est l'avancée de l'écaille tectonique qui tend à le propager vers la partie externe du système tectonique et la seconde est le basculement du socle qui tend à propager ce dépôt-centre vers la partie interne du système. C'est cette compétition entre les deux phénomènes qui détermine la localisation du dépôt centre.

La formation de l'anticlinal est caractérisée par une signature sédimentaire montrant une cyclicité de plus longue période (facteurs 4 à 12 dans nos expériences), que les mouvements tectoniques. Une telle cyclicité d'origine tectonique enregistrée dans les sédiments pourrait être difficile à séparer de celle interprétée en terme de variations climatiques ou de variations du niveau de base. Les expériences réalisées montrent cependant qu'une cyclicité tectonique n'est décelable que dans le cas où les sédiments n'ont qu'une seule source prépondérante (dans

le bassin transporté cette cyclicité est masquée du fait que ce bassin est alimenté par deux sources géographiquement opposées). Celle-ci a une durée qui est dépendante de nos paramètres (le nombre de cycles varie lorsque l'on change la taille du modèle), par contre dans tous les cas cette cyclicité est présente (fig. I.3.12). Les variations de l'efficacité des transports superficiels provoquent des changements dans la durée des cycles, ainsi dans les domaines continentaux, des variations climatiques seraient soulignées par des variations de la durée des grandes séquences sédimentaires.

L'obliquité des limites de faciès par rapport aux lignes temps est également dépendante de l'intensité des événements tectoniques "instantanés". Plus les intervalles de temps séparant les événements tectoniques sont petits, et plus les corps sédimentaires se développent de façon diachrone.

En conclusion, le contrôle de la tectonique sur le remplissage des bassins est prépondérant dans le piémont des chaînes actives. Les expériences réalisées nous montrent que l'activité tectonique contrôle en partie la localisation du dépôt centre, la répartition des faciès, ainsi que des cycles dans les grandes séquences sédimentaires.

*Remerciements:* nous remercions les correcteurs, pour leurs commentaires constructifs apportés à la première version de ce texte. Ce travail est une contribution n°XXX au programme de l'INSU «Dynamique et bilan de la Terre», thème «Erosion et hydrologie». Il rentre également dans le cadre d'une convention de recherche avec l'IFP et les discussions avec Mrs B. Colletta, J. Letouzey et W. Sassi ont contribué à son élaboration.

## ***B- INFLUENCE DU STYLE TECTONIQUE SUR LA MORPHOLOGIE DES RELIEFS ET SUR LA SEDIMENTATION DANS LES BASSINS SYNTECTONIQUES.***

### **1- Etude du relief en fonction du mode de déformation.**

Dans le chapitre précédent j'ai montré que l'altitude des reliefs formés au dessus d'une rampe est fonction du rapport  $V/K_s$ , et non de l'une ou de l'autre des variables.

Avec le programme simulant la formation de plis par propagation de faille, il est également possible d'étudier l'altitude des anticlinaux formés, et ainsi de comparer l'influence du mode déformation (fig. I.3.13) sur la morphologie des reliefs et sur les volumes de sédiments déplacés par érosion / sédimentation. Les résultats présentés sur les figures I.3.14 à I.3.20 ont été réalisés avec une rampe à  $30^\circ$  et un plan de décollement penté de  $5^\circ$ .

La figure I.3.14 permet la comparaison de l'altitude des reliefs formés pour un pli de rampe (fig. I.3.14a) et pour un pli par propagation de faille (fig. I.3.14b), dans le cas d'un raccourcissement d'un incrément (250 m). Les remarques que l'on peut faire sur ces trois figures sont

a- Le relief formé par cisaillement vertical simple est moins élevé que celui formé par pli par propagation de faille.

b- Les courbes d'altitude en valeurs normalisées (altitude du relief érodé / altitude du relief sans érosion), montrent que l'altitude d'un pli par propagation de faille est plus sensible à l'érosion, car, pour une même valeur de  $V / K_s$ , son altitude sera diminuée dans une proportion plus importante que pour un pli de rampe en cisaillement vertical simple. Par exemple pour une valeur de  $V / K_s = 1 \text{ E}+10-5$ , l'anticlinal en pli de propagation voit son altitude diminuée de 60 %, alors que l'altitude d'un pli de rampe est seulement diminuée de 40 %.

La figure I.3.15 permet le même type de comparaison pour un raccourcissement plus important (10 incréments de raccourcissement). Les mêmes remarques que précédemment peuvent être faites sur l'influence du rapport  $V / K_s$  en fonction du mode de déformation. Elles montrent que le relief du pli par propagation de faille, donc l'altitude, reste contrôlée par l'érosion pendant toute la durée de son développement.

La figure I.3.16 regroupe les quatre courbes des figures I.3.14 et I.3.15 où l'altitude normalisée est fonction du rapport  $V / K_s$ . Ces quatre courbes montrent que l'efficacité des phénomènes superficiels est croissante avec le temps et l'importance du raccourcissement.

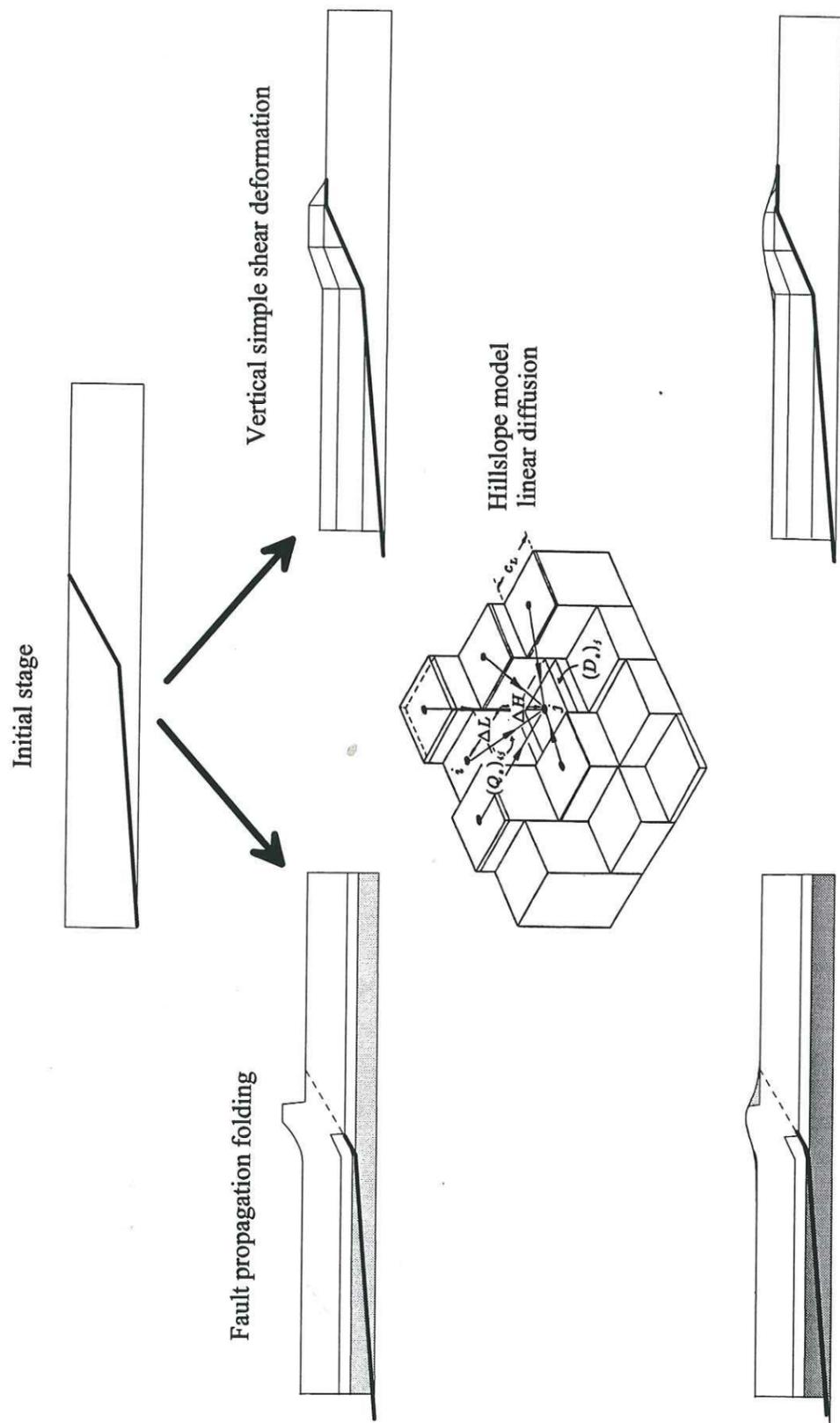


Figure 1.3.13: Comparaison de la modélisation de la géométrie des plis en cisaillement vertical simple, et des plis par propagation de faille. Les deux modèles de déformation sont couplés à un modèle de transport superficiel de la matière simulant l'érosion et la sédimentation.

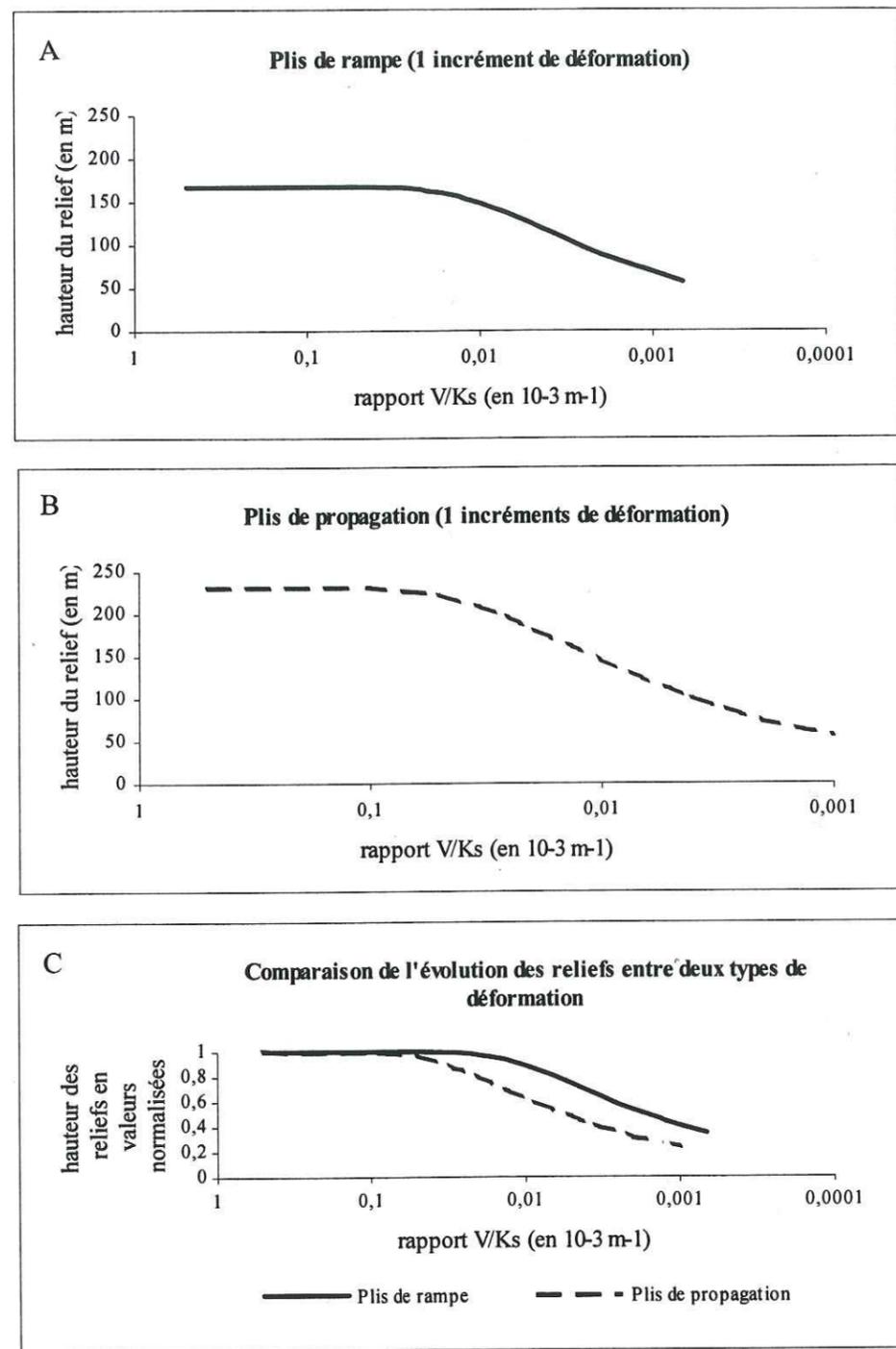


Figure 1.3.14: Relation entre l'altitude du relief formé et le mode de déformation pour 250 mètres de raccourcissement. a- Altitude d'un relief formé par un pli de rampe pour 250 m de raccourcissement au toit d'une faille à 30°. b- Altitude d'un relief formé par un pli de propagation pour 250 m de raccourcissement au toit d'une rampe à 30°. c- Comparaison des altitudes en valeurs normalisées (hauteur du relief théorique non érodé / hauteur du relief modélisé). Il apparaît que pour un même V/Ks le pli de propagation est plus intensément érodé que le pli de rampe.

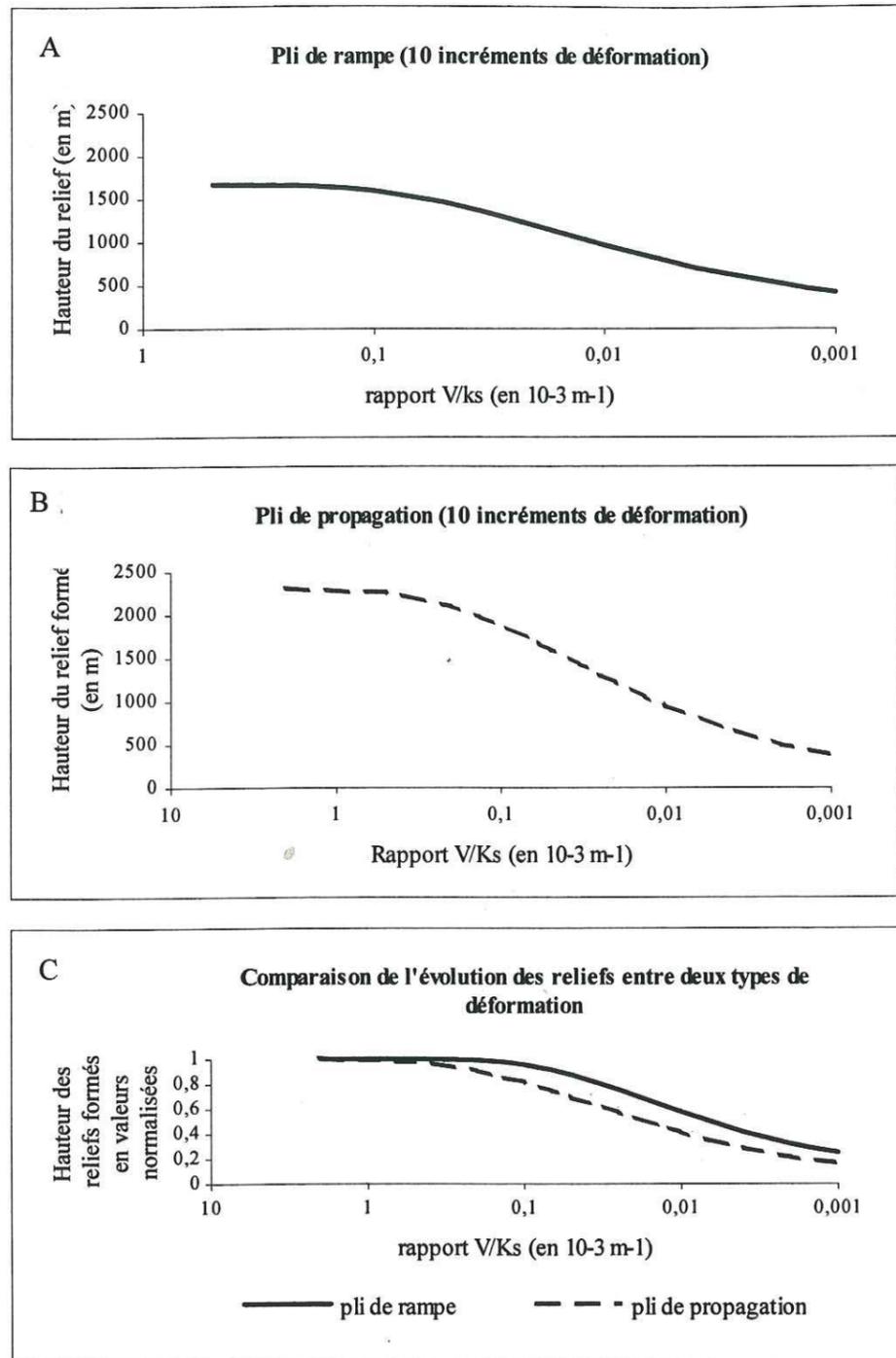


Figure I.3.15: Relation entre l'altitude du relief formé et le mode de déformation pour 2500 mètres de raccourcissement. a- Altitude d'un relief formé par un pli de rampe pour 2500 m de raccourcissement au toit d'une faille à  $30^\circ$ . b- Altitude d'un relief formé par un pli de propagation pour 2500 m de raccourcissement au toit d'une rampe à  $30^\circ$ . c- Comparaison des altitudes en valeurs normalisées (hauteur du relief théorique non érodé / hauteur du relief modélisé). L'augmentation du raccourcissement ne change pas les relations entre les courbes et pour un même V/Ks le pli de propagation est toujours plus intensément érodé que le pli de rampe.

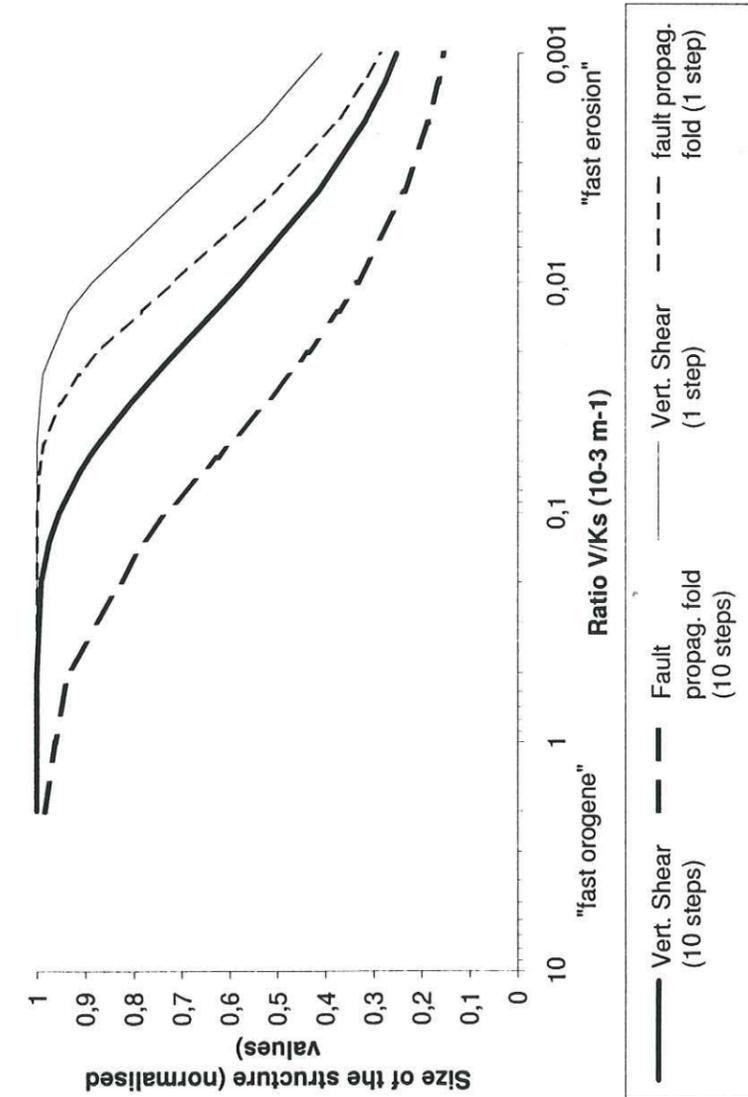


Figure I.3.16: Evolution des reliefs en fonction du type de déformation et du nombre d'incrément de raccourcissement

## 2- Etude de l'influence du mode de déformation sur le remplissage des bassins.

Les figures I.3.17a et I.3.17b s'intéressent aux volumes de sédiments déplacés dans les bassins. Sur la figure I.3.17a on remarque une tendance du pli par propagation de faille à être très érodé, même pour des valeurs de  $V/Ks$  fortes correspondant à une tectonique prépondérante sur les phénomènes superficiels. Si pour des valeurs de  $V/Ks$  fortes, le pli par propagation de faille fournit plus de sédiments aux bassins que le pli en cisaillement vertical simple, cette tendance s'inverse pour des valeurs de  $V/Ks > 1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ . La croissance des structures est caractérisée par un accroissement de l'altitude du relief (fig. I.3.18a et I.3.18b) et par une augmentation des volumes déplacés. Cette augmentation qui est très rapide dans les premiers stades de déformation devient moins sensible (fig. I.3.18c et I.3.18d) au cours du temps. Les graphiques de la figure I.3.18c et I.3.18d montrent qu'il existe, pour les plages de valeurs étudiées, un volume maximum de sédiments déplacé qui est décroissant lorsque le rapport  $V/Ks$  augmente. Ce volume maximum déplacé est atteint plus rapidement pour des rapports  $V/Ks$  faibles. L'altitude des structures qui continuent de croître (fig. I.3.18a et I.3.18b) alors que le seuil est atteint, influence peu cette valeur maximum.

Sur la figure I.3.19, la répartition des sédiments dans les deux bassins périphériques du pli montre que, dans le cas d'un pli par propagation de faille c'est le bassin transporté qui reçoit le plus de sédiments, alors que, dans le cas d'une déformation en pli de rampe, c'est le bassin d'avant-pays qui reçoit les plus grands volumes de sédiments. Cette tendance est peu sensible aux variations du rapport  $V/Ks$ , et dépend donc uniquement de la géométrie du pli.

La figure I.3.20 montre le devenir des sédiments dans les différents bassins pour différentes valeurs de  $Ks$  et pour les deux types de déformation. On peut ainsi voir que, dans le cas d'un pli par propagation de faille, les sédiments syntectoniques seront remaniés de façon beaucoup plus intense que dans le cas d'un pli en cisaillement vertical simple.

## 3- Conclusion

Les expériences numériques présentées dans ce paragraphe montrent que:

1- Les plis par propagation de faille sont plus sensibles aux phénomènes superficiels que les plis en cisaillement vertical simple. En effet les plis de propagation sont très fortement érodés pour des rapports  $V/Ks$  fort (tectonique prépondérante), et dès les premiers stades de déformation. Pour des valeurs de  $V/Ks$  faibles, correspondant à des phénomènes superficiels prépondérants sur la tectonique, l'altitude des plis de propagation est fortement amoindrie par rapport à l'altitude des pli en cisaillement vertical simple (fig I.3.14 à I.3.17). En revanche pour ces mêmes valeurs faibles du  $V/Ks$ , le pli en cisaillement vertical simple fournit de plus grands volumes de sédiments aux bassins (fig. I.3.17). Ces résultats montrent que dans le cas d'un pli par propagation de faille c'est le haut de la structure qui est fortement érodé alors que

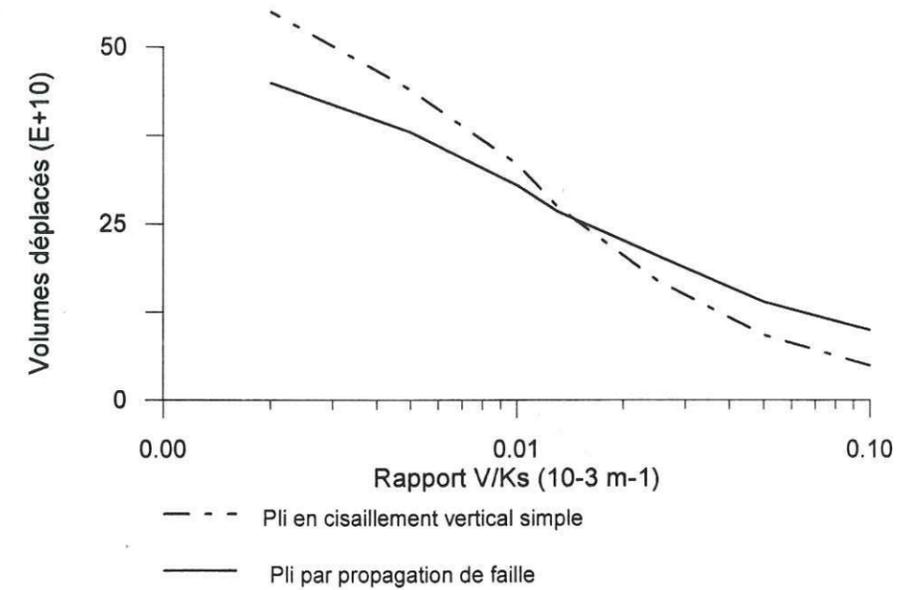


Figure I.3.17: Volumes de sédiment déplacés en fonction du rapport  $V/Ks$

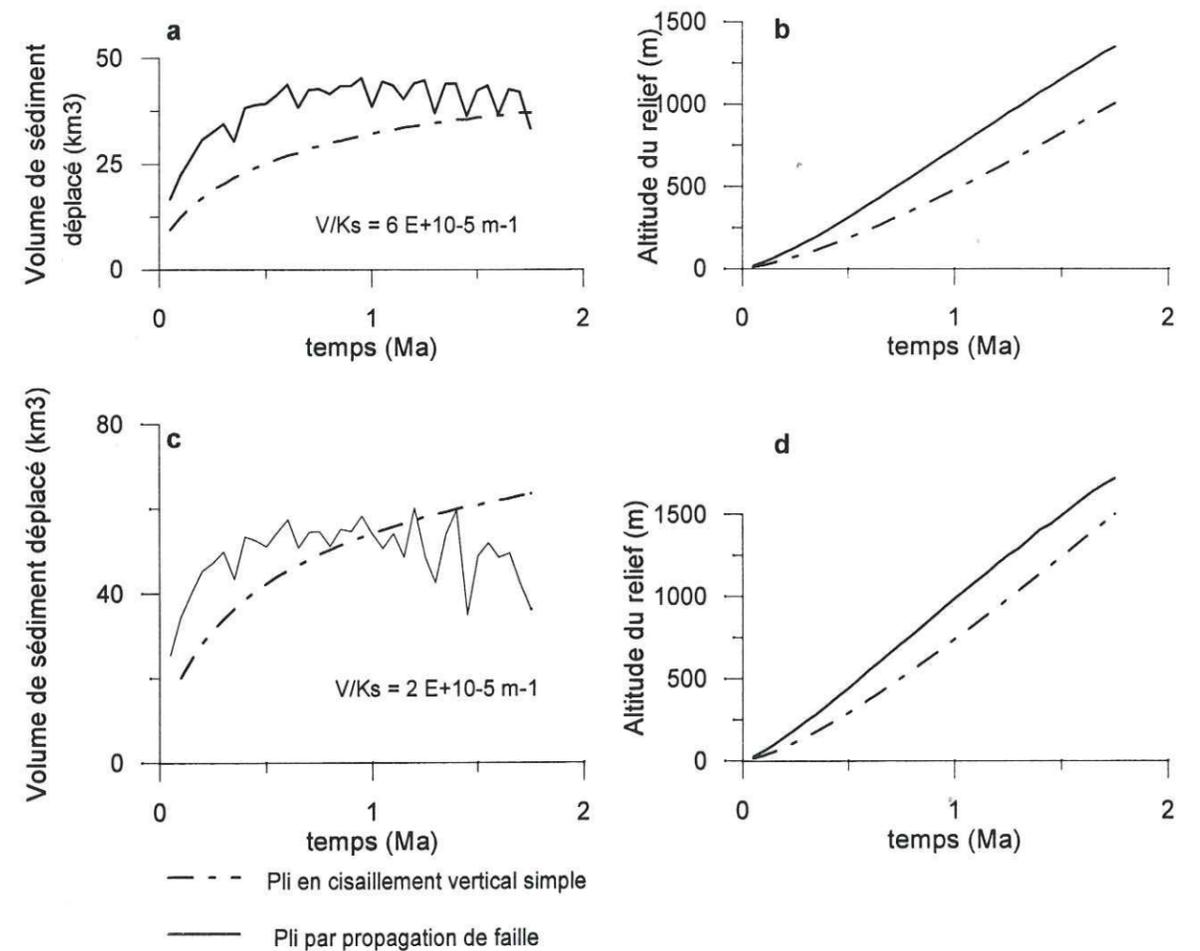


Figure I.3.18 : Influence du style tectonique sur la répartition des sédiments

a, c- Evolution des volumes déplacés en fonction de la croissance de la structure;  
b, d- Evolution de l'altitude du pli du pli.

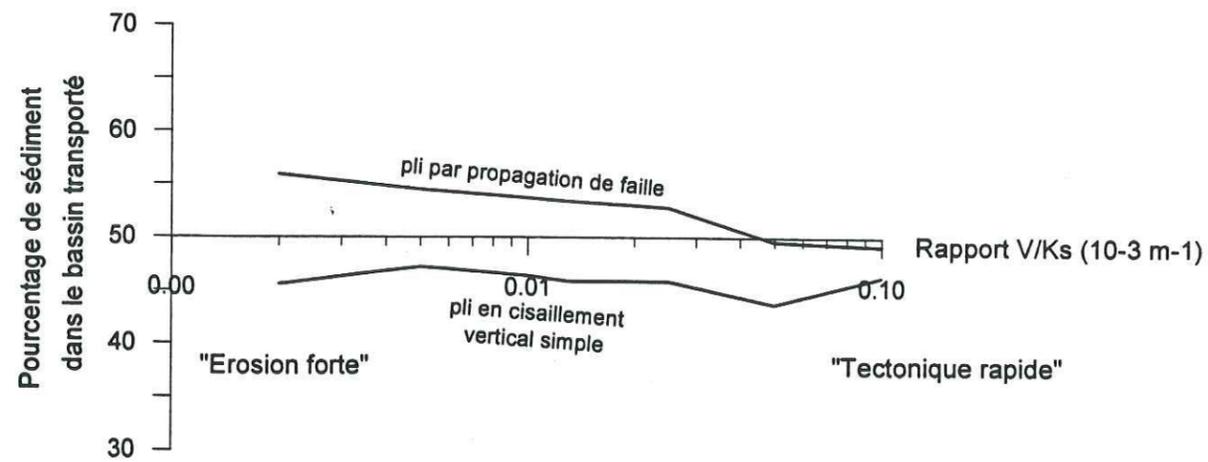


Figure 1.3.19: Influence du style tectonique sur la répartition des sédiments dans les bassins syntectoniques. La formation d'un pli par propagation de faille fournit plus de sédiments au bassin transporté qu'au bassin d'avant-pays. Le phénomène inverse est observé pour une structure en pli de rampe et montre que le style tectonique influence le volume des bassins syntectoniques.

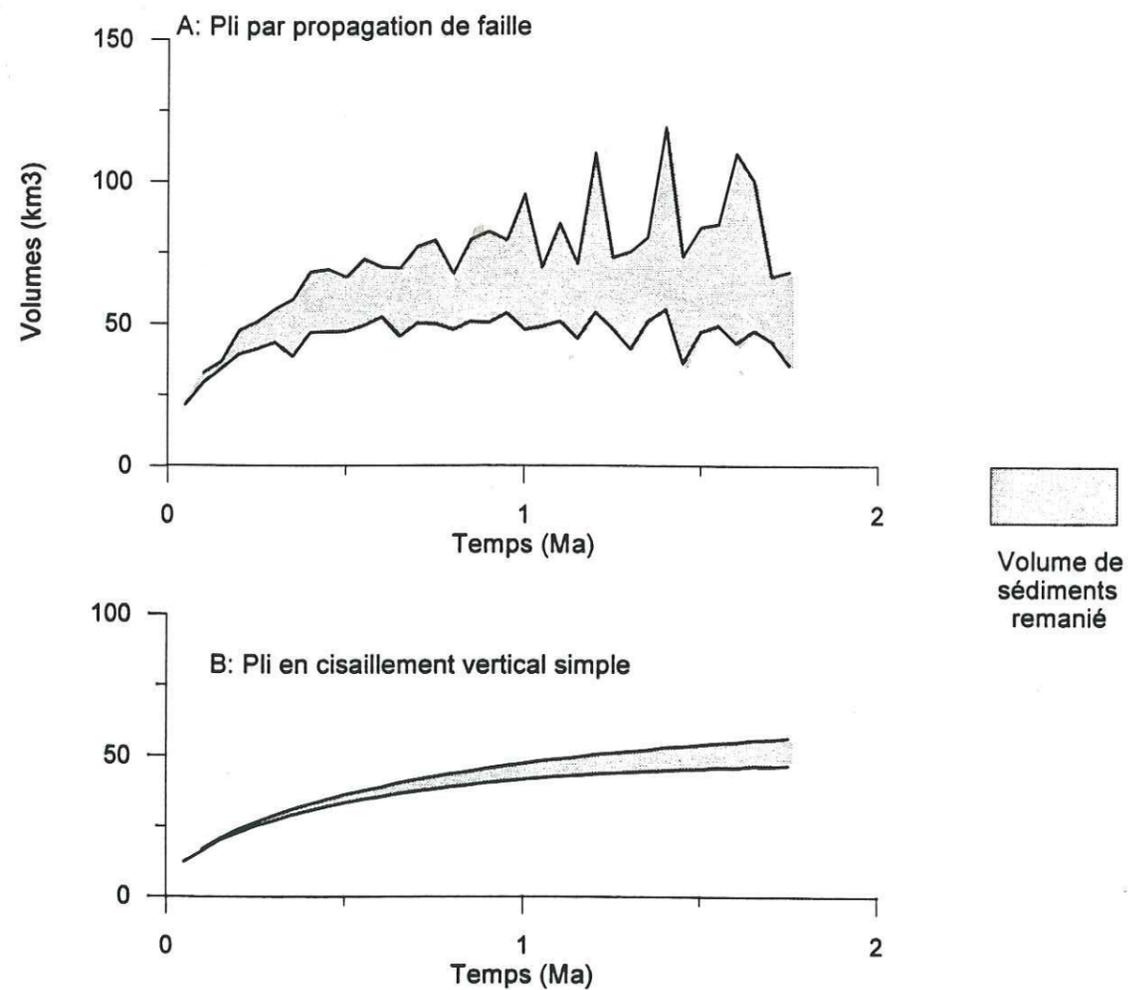


Figure 1.3.20: Influence du style tectonique sur le remaniement des sédiments syntectoniques. Au voisinage des plis par propagation de faille, les bassins présentent beaucoup plus de faciès remaniés et de surfaces d'érosion qu'au voisinage d'un pli de rampe.

dans le cas d'un pli en cisaillement vertical simple, ce sont les flancs de la structure qui fournissent la plus grande partie des sédiments.

2- La sédimentation dans les bassins syntectoniques dépend du style tectonique, qui influence la répartition des volumes de sédiments entre le bassin transporté et le bassin d'avant-pays. La stratigraphie dans le bassin est également dépendante du mode de déformation qui influence le taux de remaniement des sédiments, et donc l'importance des surfaces d'érosion au voisinage du relief. Dans le cas des plis par propagation de faille l'évolution du synclinal frontal, dont la charnière se déplace vers la partie externe du système chevauchant implique que les sédiments déposés dans le bassin frontal soient plissés en même temps que le relief se développe. Les sédiments meubles du bassin sont ainsi incorporés au pli sont en position instable sur les pentes très fortes du flanc avant du pli, et sont donc majoritairement remaniés.

3- L'efficacité des phénomènes superficiels dépend du mode de déformation et n'atteint son maximum qu'après plusieurs incréments de déformation. Ce retard entre la tectonique qui génère des reliefs dès les premiers incréments de déformation, et les phénomènes superficiels qui ne deviennent efficaces qu'après plusieurs incréments de déformation pourrait expliquer la différence entre la durée des cycles tectoniques et des cycles sédimentaires.

## CHAPITRE 4

### INTERACTIONS BETWEEN THIN SKINNED THRUST TECTONICS AND SUPERFICIAL MASS TRANSFER IN PIGGY-BACK BASINS OF THE SUBANDEAN ZONE (BOLIVIA) : A VIEW FROM NUMERIC AND ANALOGUE MODELS.

D'après un article soumis à Tectonophysics

P. Leturmy\*, J.L. Mugnier\*, P. Vinour\*, P. Baby\*\*\*, B. Colletta\*\*,

\* ESA CNRS 5025, Laboratoire de géodynamique des Chaînes Alpines, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France.

\*\* Institut Français du Pétrole, Rueil Malmaison, France

\*\*\* ORSTOM, San Ignacio 805 y Humboldt, Apartado 17.11.6596, Quito, Ecuador

#### Abstract

The Subandean fold and thrust belt of Bolivia is formed of large and deep piggy-back basins. "Sand-box" and numerical models have been used to study the sedimentation and erosion control on a thrust belt evolution. It is found that superficial processes control the evolution of the wedge: erosion favours reactivations and tectonic delamination (passive roof duplex) while sedimentation favours forward shift of the tectonic front. In the Subandean belt of north Bolivia, the wedge-shaped Silurian Ordovician formations form a nearly critical initial taper that controls the first stages of the wedge development, inducing an alternative activation of outer and inner faults. It allows the formation of large piggy-back basins in the inner part of the wedge. Numerical modelisation predicts that this type of tectonic history is poorly recorded in syntectonic sediments of these basins, as most of the onlaps, toplaps or unconformities are progressively eroded.

#### 1- Introduction

Superficial processes are of great importance in the evolution of a thrust wedge considered at large scale (Barr and Dahlen, 1989; Beaumont et al., 1992; Willet, 1992). The aim of the paper is to study the role of the superficial mass transfer by erosion / sediment processes on the kinematical evolution of a thrust belt at smaller scale: does erosion and sedimentation control thrust sequence in a thin-skinned thrust belt, and what are the consequences of this control on the final geometry of a thrust system? The Subandean belt (Eastern zone of the Andean chain) is one of the best example in the world to investigate this type of interactions. It corresponds to the deformed part of the foreland basin. The syn-orogenic sedimentation in this zone is located either in a flexural trough (Flemings and Jordan, 1989) or in large and deep piggy-back basins (Beer et al., 1990; Baby et al., 1995). Therefore erosion/sedimentation and tectonics act simultaneously in a restricted area.

To investigate those interactions between superficial transport processes and displacements along thrusts in the wedge, two kinds of modelling are proposed.

The first approach consists in "sand-box" models which have been scaled to have a realistic mechanical behaviour compared to nature. Even though erosion/sedimentation processes are only crudely simulated in those models, they allow to recognise important effects of those processes on the kind of deformation and on the propagation of deformation. Rules derived from analogue experiments are not only specific to the Subandean zone but are also valid for other natural thrust wedges, and allow to test if erosion or sedimentation are prevailing processes in the structuration of a wedge.

The second approach uses numerical models in which forward kinematical models are coupled to erosional processes. Numerical modellings provides a better description of the syn-tectonic erosion/sedimentation processes than analogue models as a physical law (linear diffusion) is used to simulate the mass transfer along the superficial surface of the thrust wedge and a better description of a peculiar thrust belt by a trial and error fit of its geometry. Our aim is not to reconstruct the exact geometry of the Subandean structure, but to investigate interactions between sedimentary processes and tectonic movements. Therefore we test the effects of parameters in our models and we have tried to recognise those that control the evolution of the structure.

## 2- Geological setting

The Subandean Zone of Bolivia is a foreland fold and thrust belt (Oller, 1986; Roeder, 1988; Sheffel, 1988; Baby *et al.*, 1989, 1992), which forms the external border of the Andean chain (Fig. I.4.1). This zone is 140-150 Km large, and is bound in the west by the CFP ("Cabalgamiento Frontal Principal") which separates the Subandean Zone from the Interandean Zone and Eastern Cordillera, and it is bounded in the east by vast plains (Chaco plain and Beni plain), which are the present foreland basin. Deposits involved in deformation consist of a nearly continuous Ordovician to Mesozoic series, overlain by Neogene sediments. Its deformation is not very important before 6 Ma, (Baby, 1995; Vinour, 1995): only a few anticlines began growing in the Subandean zone whereas thrust tectonic mainly occurred in the Eastern Cordillera from 21 Ma to 9 Ma (Heraïl *et al.*, 1996). After 6 Ma the deformation is stronger in the Subandean Zone, and the average shortening velocity calculated from balanced-cross-sections is about 7 mm/yr in southern Bolivia (Vinour, 1995). Similar values have been computed in Northern Bolivia (Leturmy, 1994). Structures are fault-propagation-folds, duplexes and back thrusts in the internal part of the thrust belt, and fault bend folds in the external part (Fig. I.4.2). Anticlines are separated by synclines more than 25 Km large, where more than 6000 m tertiary deposits have been preserved. Growth strata above fold structures in the Southern Subandean Zone shows that a strong sedimentation is synchronous

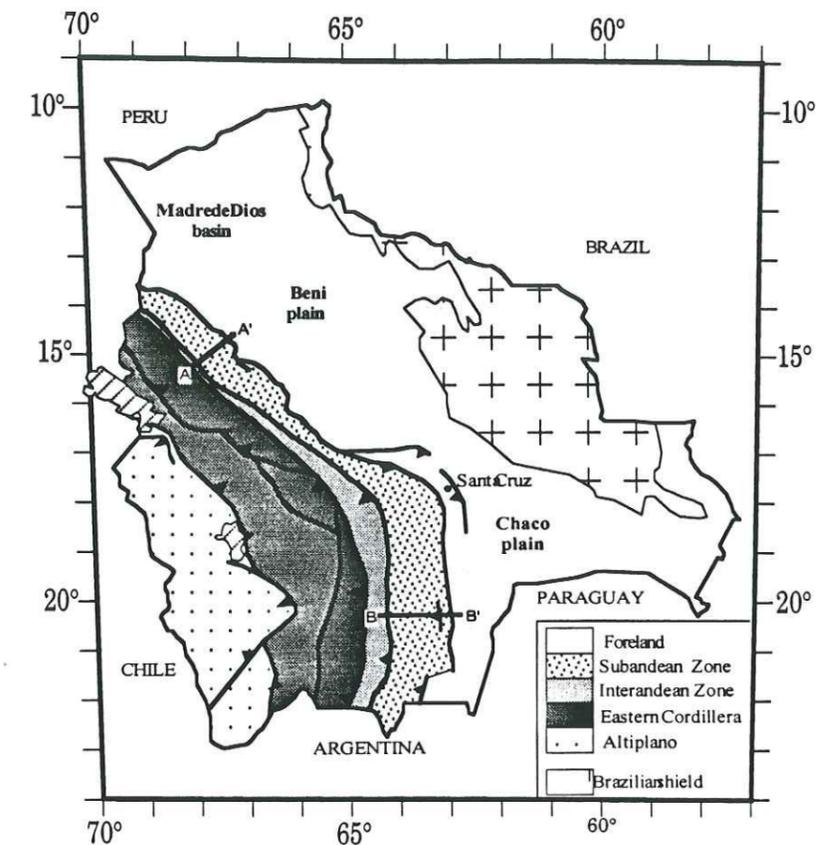


Figure I.4.1: Tectonic and geologic provinces map of the subandean Zone of Bolivia (from YPFB-ORSTOM convention, Baby, 1995). A-A' and -B' are cross-sections of figure I.4.2.

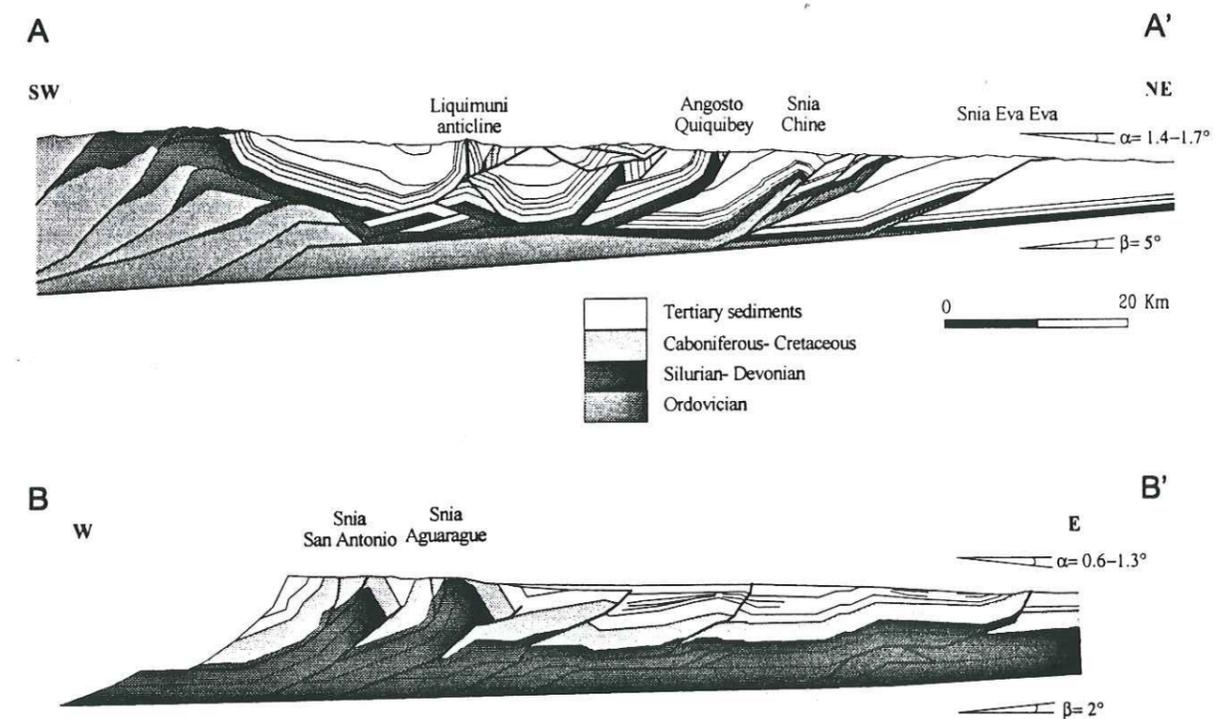


Figure I.4.2: Balanced cross section of the Subandean Zone of Bolivia. (see location on figure I.4.1)

with the tectonics, and the piggy-back basins are separated from foreland by very low relieves. An unconformity in the tertiary sediments is inferred in the western basin of the Subandean Zone of North Bolivia (Fig. I.4.2B), it could be induced by tectonics and could also mark piggy-back basin stage.

The variation from north to south of the thickness and lithologies of the series implies some differences in deformation style (Baby et al., 1989; Baby, 1995). In the northern part of the Bolivian Subandean Zone, two major detachments are observed: the basal detachment is located in the Ordovician formation and the second one is located in the Devonian black shales (Baby et al., 1995). In the southern part, the basal detachment is located at the base of the Silurian formation, and several others detachments are located in the Devonian shales (Baby et al., 1992). These variations in the sedimentary pile from north to south also implies a variation in the basal detachment slope. In the north, its dip is about 5°, while in the south it is only 2° (Baby et al., 1989). The topographic slope of the Subandean belt varies from 1.4-1.7° in the north to 0.6-1.3° in the South.

### 3- Sandbox experiments

Analogue sandbox experiments were undertaken to investigate interaction between sedimentation, erosion and tectonic. Those experiments have been performed at IFP (Institut Français du Pétrole) by P. Vinour, P. Baby and B. Colletta.

#### 3.1- Methodology

##### *Installation and scaling of the analogue models.*

Modelling has been realised in a normal gravity field with the "Structurator" sandbox of IFP. It size fits with the investigation field of an X-ray tomograph (medical scanner) located in this Institute (Colletta et al, 1991). The apparatus is formed by a basal rigid plate and a moving wall associated with two stepper motors that respectively moves the lateral border and tilts the basal rigid plate. The velocity of the shortening can vary from 0.1 to 1000 mm/h. Those two moving plates (Fig. I.4.3) allow to shorten the model and to simulate the tilting of the basement.

##### *Initial state and simulation of sedimentation and erosion*

Scaling law for brittle/ductile experiments have been already published and tested (Mulugeta, 1988, Cobbold et al., 1989), and the approach discussed by Richards (1991) is used (Table 1). The key parameter in scaling analogue model is the ratio between viscosity of rocks and viscosity of Silicone. Considering a viscosity of about  $10^{19}$  Pa for sedimentary rocks (Van Keken et al., 1983), the ratio for viscosity is then  $7.5 \cdot 10^{-16}$ . Scale ratio between our models and natural examples are respectively:  $2 \cdot 10^{-6}$  for length (1 cm in the experiments

Table I.4.1

	"Standard" experiment	"Syn-orogenic" experiment	Erosion of the "synorogenic" experiment	Typical real	Subandean wedge
Mean thickness of the inferior sand layer	6 mm	6 mm	6 mm	3150 m	2400 m
Mean thickness of the silicone layer	2 mm	2 mm	2 mm	1000 m	600 m
Mean thickness of the superior sand layer	7 mm	7 mm	7 mm	3680 m	3200-4800
Tilting velocity	5.7° / h	5.7° / h	5.7° / h	0.34 ° / Myr	0.34 ° / Myr
Initial length	29.1 cm	28.5 cm	28.7 cm	150 km	100 - 200 km
Shortening velocity	4 mm/h	4 mm/h	4 mm/h	7 mm/yr	4-7 mm/yr
final shortening	8.43 cm	7.5 cm	7.8 cm	42 km	> 40 km
Superficial conditions	no erosion -no sedimentation	no erosion sedimentation	erosion sedimentation		weak erosion strong sedimentation

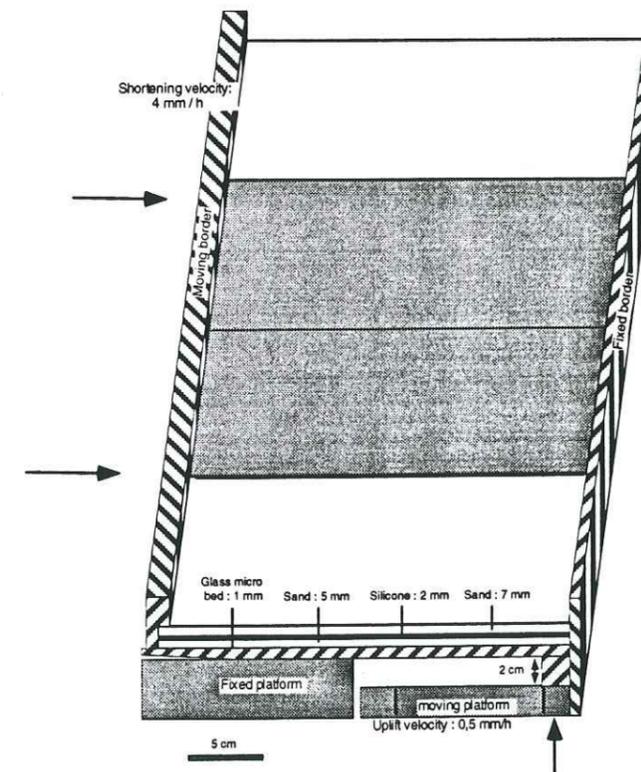


Figure I.4.3: Schematic diagram of the experimental apparatus. One moving platform is located under the external border and uplift this part of the apparatus to simulate tilting of the basement. The internal border is also moving to shorten the model.

represents 50 m in nature), 4.  $10^{-10}$  for time (1 hour of experiment represent about 285,000 years), 5.  $10^3$  for shortening velocity (an experimental displacement rate of 4 mm/h represents a shortening rate of 7 mm/y. in natural belt).

The initial state of the model is composed with three layers of granular material and one layer of viscous material. They are from bottom to top: one glass micro beads layer for the basal decollement; one sand layer for the lower competent series, one layer of silicone for an intermediate decollement, one sand layer for the upper competent series.

This succession is the analogue of Silurian black-shales, Silurian/Devonian sandstones, Devonian shales and Carboniferous/Mesozoic sandstones that form the sediment pile of southern part of Subandean zone of Bolivia. Sand has a Coulomb behaviour (Byerlee, 1978), and is used to simulate brittle rocks. In this material, rupture appears along a shear plane comparable to a fault plane.

Silicone (SMG 36 from Dow Corning) is a viscous material used to simulate decollement levels characterised by a weak strength. It has a Newtonian behaviour with the deformation velocity used in our modellisation (see below). Its characteristics are a density of 0.965, a radiological density of +100 HU, and a dynamic viscosity of  $5 \cdot 10^4$  Pa.

Sedimentation is simulated by the deposition of pyrex and sand layers. Those two materials are alternatively superposed because they have approximately the same brittle behaviour but a different grain shape which permits to differentiate them from their radiologic density. Sedimentation rate in continental foreland basin is mainly controlled by basement subsidence, and the following process is used to simulate basin filling: a) the flexure of the foreland lithosphere has a long wave length and is considered as a tilting of a basal rigid plate, b) the base-level for the filling is defined at the external lateral border of the model. The base-level is the altitude of the top of the ante-orogenic sedimentation.

The scaling of the sedimentation rate follows the same equations as the scaling of a velocity, and a 0.5 mm/h sedimentation rate in the model represents a natural sedimentation rate of 0.87 mm/y.

Erosion is simulated by a removal at regular interval of the materials forming the relief above a defined altitude.

Analysis of the successive geometries of the thrust system and basin filling is performed by the use of the X-ray tomograph. It permits a visualisation of the different layers which have different radiological densities. Furthermore, deformation in the shear zone creates a small dilatance, and this latter induces a decrease in density that makes possible to recognise faults with the X-ray method.

### *Reliability of results*

Numerous experiments have been performed since the initial presentation (Colletta et al., 1991) of the sandbox model located at the Institut Français du Pétrole (IFP). Their reproductibility depends on the construction precision of the layered sequence: initial thickness irregularities promote the nucleation of ramps and could affect reproductibility. Therefore the influence of subtle ondulation (less than 0.5 mm) that may occur in the silicone layer is always analysed. If the cylindricity of the structures is preserved above non-cylindrical irregularities, their effect is negligible and the result considered reliable. This test is easily performed as the deformation box is longer along the strike direction than along the shortening direction, and as the X-ray scanner gives a continuous 3-D view with a precision better than 0.3 mm precision

### 3.2- Results

Three experiments have been performed to investigate erosion, sedimentation and tectonic interactions: one experience is made with basement tilting, without erosion and without sedimentation; one with basement tilting, sedimentation and without erosion; one with erosion, sedimentation and basemement tilting. X-ray tomographies have been realised at regular steps of shortening during each experiment. Therefore the progressive deformation and the final geometry of the three models are recorded and are compared.

#### *Common characteristics*

The final geometry of the three models display some common characteristics: The two sand layers are always deformed differently.

The shear zones (dilatance zones) that cross the sand layers are narrower in the lower level than in the upper level, though materials are identical. In the upper level, the dilatance zone refer, in a first stage, to the limbs of detachment folds, before development of narrower and more intensively deformed shear zones.

The lower sand layer accommodates the shortening with the formation of a duplex in which the number of horses varies between 6 and 8. This structure is linked to the 2 superposed decollements. Apparition of the different horses in the duplex is forward, but numerous reactivations occur in the internal part of the structure. The duplex stacks geometries are not exactly the same in the different experiments, because it is difficult to reproduce exactly the same initial geometry from one experiment to another, and because deformation in the upper layer is different.

In the uppermost level, shortening is accommodated differently for each model.

#### *The "standard" experiment (Fig. I.4.4A)*

As mentioned before, a duplex is formed in the lowermost brittle layer. In the first stage, the duplex deformation is accommodated with a passive roof backthrust at the base of the

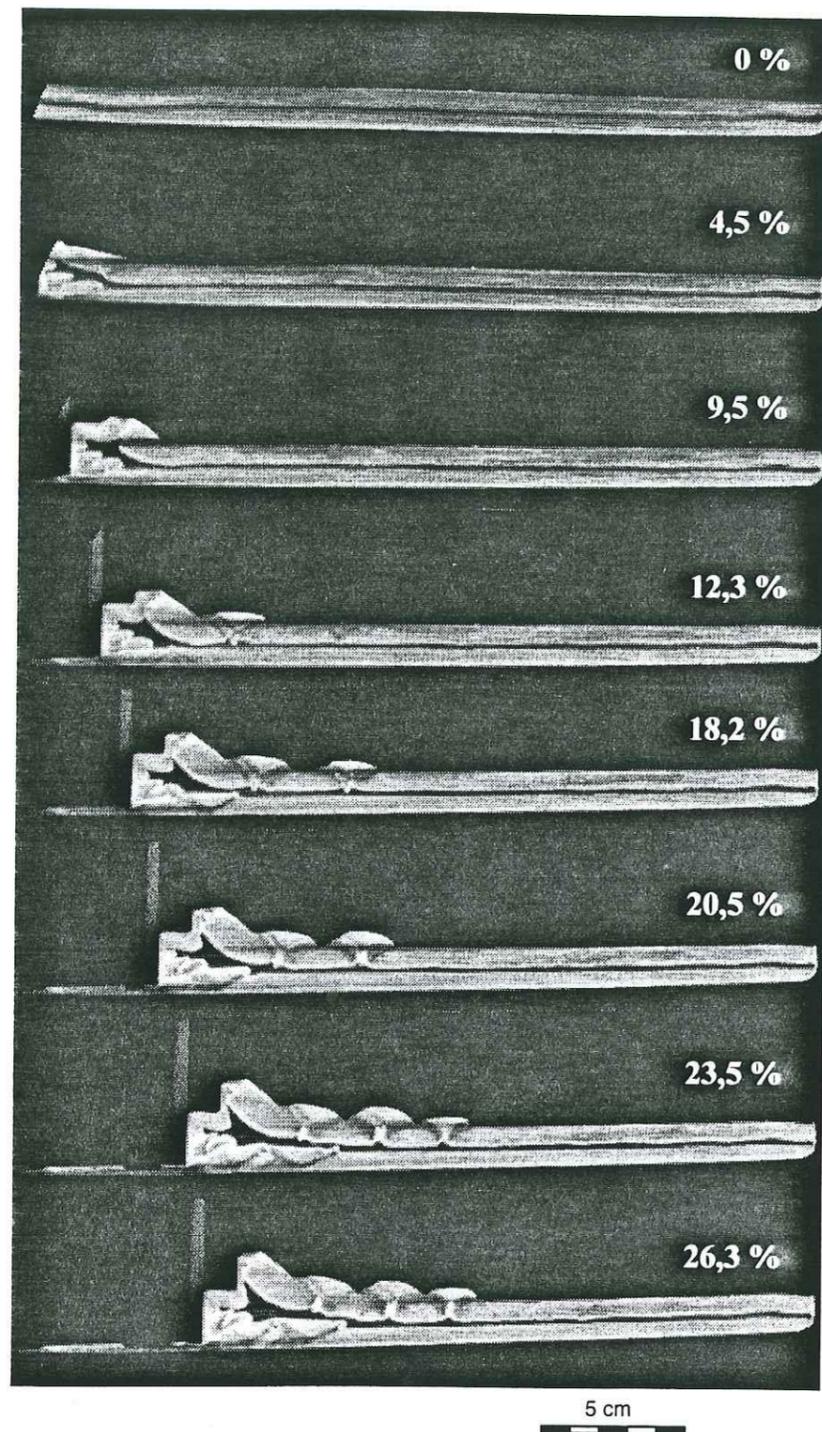


Figure 1.4.4A: Scanner view of the evolution of the experiment realised without erosion and without sedimentation.

uppermost sand level. After 3.57 cm of shortening (that is 12.3% of shortening) in the upper sand level, deformation is also accommodated with symmetrical folds above thrusts. The first structure is a "pop-up" propagating vertically, and that is locked when the structural thickness above the decollement is nearly twice the stratigraphic thickness; then, another structure is forming forward. In the final geometry, for 7.64 cm of shortening (that is 26.3% of shortening), three folds are well developed.

The final geometry presents regularly spaced anticlines. Shortening is accommodated by a duplex in the lowermost brittle layer and by three regularly spaced pop up structures and a passive backthrust in the uppermost layer.

*The "syn-orogenic wedge-shaped basin" experiment (Fig. 1.4.4B).*

In this second experiment, syn-orogenic sedimentation is added to fill the basin, the subsidence of which is controlled by the tilting of the basement. Sedimentation is manually and regularly added to fill holes.

As in the first experiment, deformation in the lowermost sand layer is accommodated by a duplex. In the uppermost layer, the first stage is characterised by a passive backthrust, which rapidly become inactive (after 1.30 cm of shortening, that is 4.5% of shortening). Deformation is then accommodated by thrust structures. For about 5.25 cm of shortening (that is 18.2 % of shortening) and 1.4° of basement tilting, the deformation propagates forward to the edge of the syn-tectonic sediments where a pop up is forming. As this structure is close to the external border of the model, this structure is close -but not against- the lateral boundary. After this stage, simultaneity of sedimentation and thrusting favours fault-propagation-fold in the hanging wall of the external sheet of the duplex (Tondji-Biyo, 1993). This fault propagation fold expresses out-of sequence thrusting in the shortened belt. During the rest of the experiment, rising up of the external structure and out-of sequence reactivation above the external sheet of the duplex acts alternatively.

In summary, shortening is accommodated in the lowermost layer by a duplex and in the uppermost layer by three irregularly spaced thrusts.

*The "erosion of the syn-orogenic wedge-shaped" experiment (Fig. 1.4.4C)*

In this third experiment erosion is added compared to the previous one. This erosion affects in a regular way the relieves created above a fixed altitude.

In this experiment, lowermost layers accommodate shortening with a duplex, whereas the superficial layers accommodate shortening with one thrust above the duplex (occurring at 4.5% shortening) and two backthrusts located above the duplex (occurring at 9.5% and 18.2% shortening). The uppermost structures are eroded, and the unique structure observed at the end of the experiment is a passive roof duplex.

Numerous reactivation in the duplex causes a complex geometry of the thrust sheets.

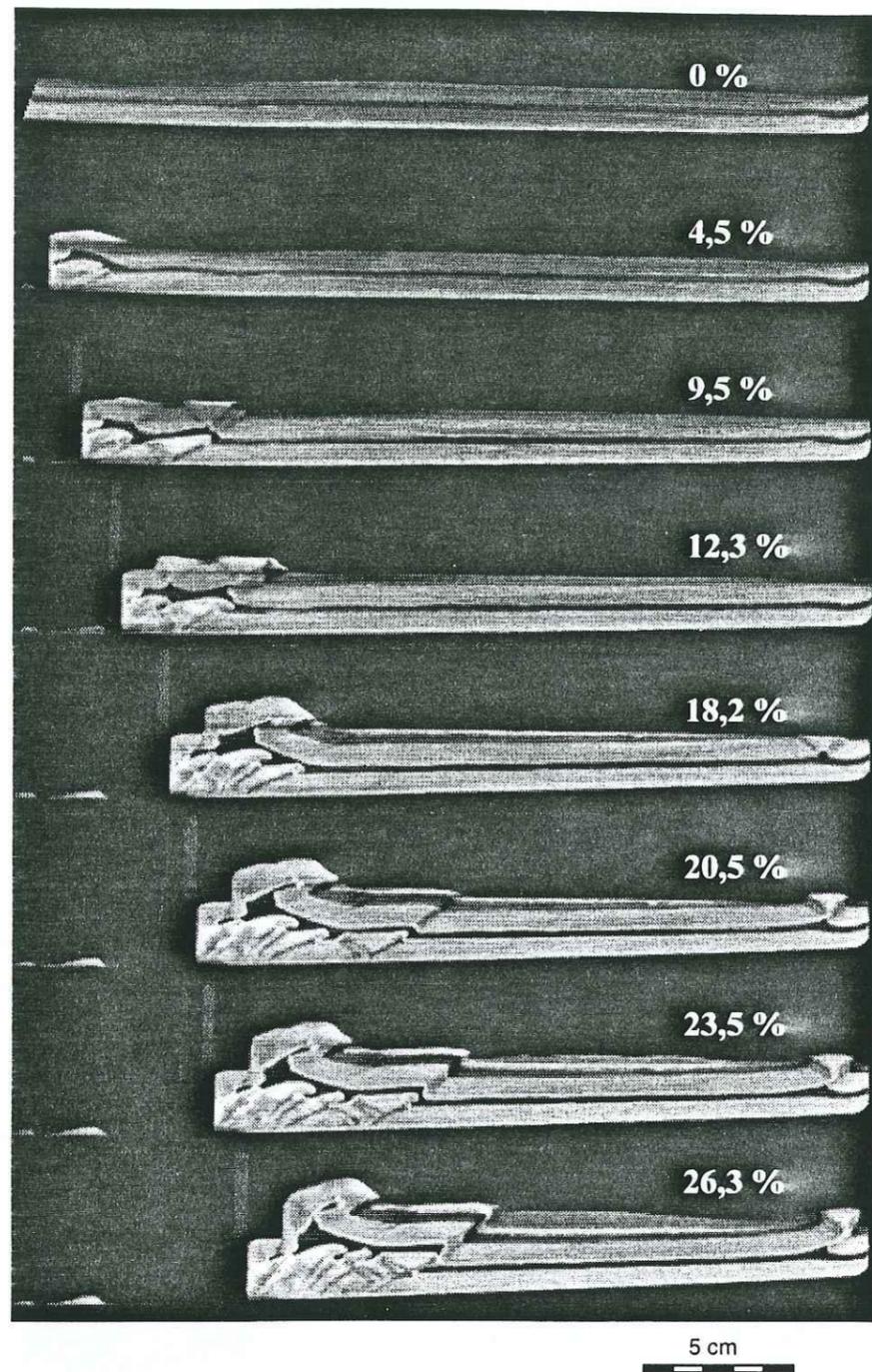


Figure I.4.4B: Scanner view of the evolution of the experiment realised without erosion and with sedimentation

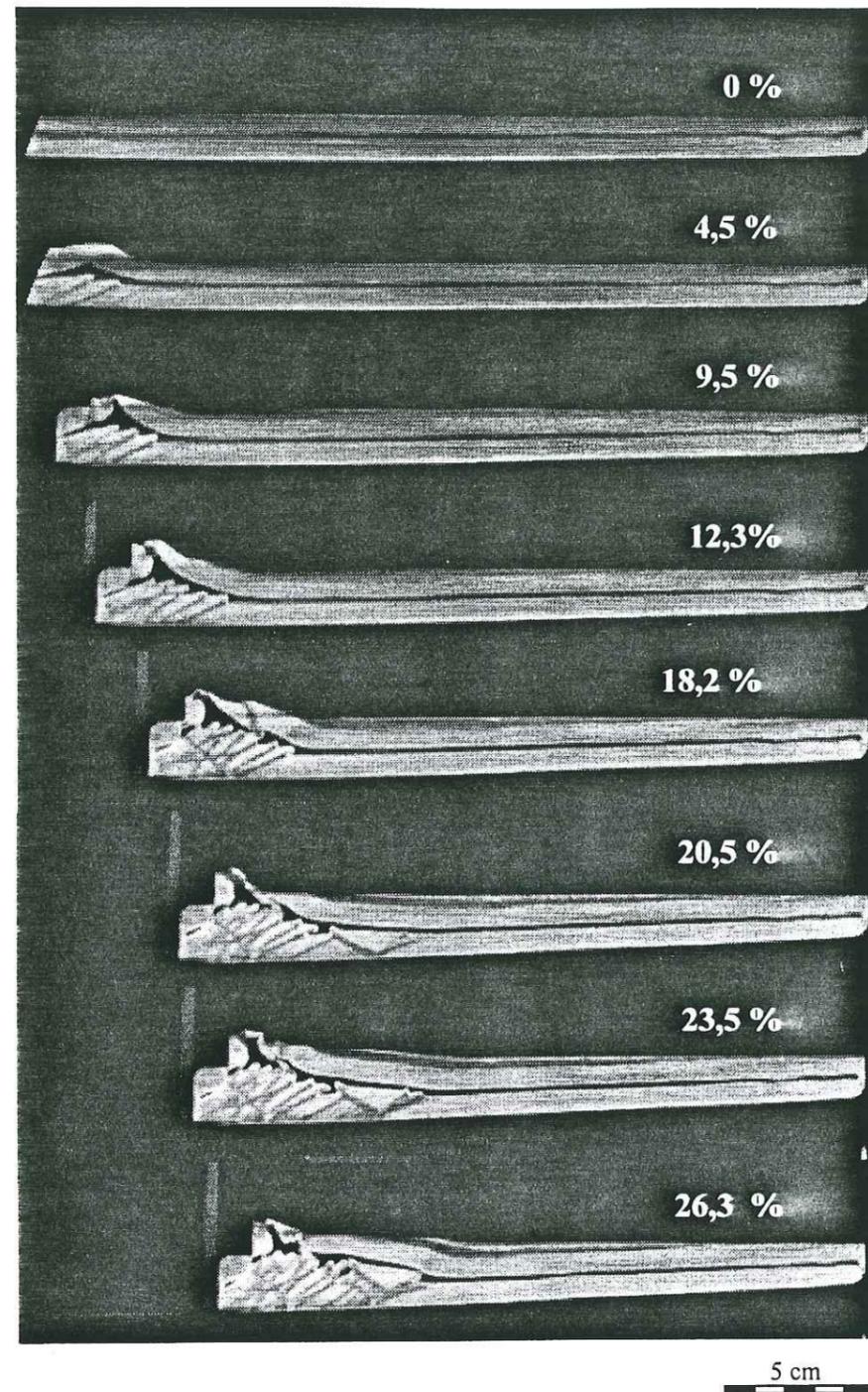


Figure I.4.4C: Scanner view of the evolution of the experiment realised with erosion and with sedimentation. :

3.3- Summary: The role of superficial mass transport in the thrust wedge equilibrium.

*Mechanics of the thrust wedge*

The mechanics of fold and thrust belt has been described by the use of the wedge theory (Chapple, 1978). The initial work was based on a plastic behaviour, but further works have been performed (Davis et al., 1983; Zhao et al., 1986; Williams et al., 1994) and show that the critical wedge-shaped geometry of a thrust belt is a useful concept whatever the inferred rheology.

The analytic study of Davis et al. (1983) has popularised the Coulomb-wedge theory and gives a framework for the presentation of the wedge theory. Physical parameters (density  $\rho$ , cohesion  $C_0$ , internal friction coefficient  $\mu$ , basal friction coefficient  $\mu_b$  and the pore fluid ratio in the wedge  $\lambda$ ) and geometrical parameters (dip of the basal detachment  $\beta$ ) define a critical equilibrium slope (alpha) ( Fig. I.4.5, adapted from Davis et al., 1983) of a shortened Coulomb wedge.

Two cases can be found: 1) The wedge is under the critical profile, therefore thrusts will be active to thicken the wedge until it reaches the critical profile; 2) In the other case, the tectonic prism is over the critical profile, then regional basal detachment is subjected to a shear stress greater than its strength, and is active to displace the wedge.

Superficial mass transport affects the growing of the wedge taper and therefore the thrust system development. The respective influence (Fig.I.4.6) of the internal thickening (arrow 1a), of basement tilting (arrow 1b), of sedimentation (arrow 2a), of local topographic bump (arrow 2b) and of erosion (arrow 3) are symbolized in a (alpha, beta) graph.

*The analogue models evolution*

In the case of the above analogue models, the strain velocity in the viscous silicone layer controls the shear stress along the basal surface, the nucleation of ramps, the propagation of decollement along the weak layers and partitioning of displacement along the thrust system. Furthermore, the superposition of two weak layers furnishes a more complex pattern than the ideal wedge. Nonetheless, the graph of Fig. I.4.6 still accurately indicates the influence of the different phenomena.

Evolution of the "standard" model (Fig.I.4.4A) is the following: in the first stage of deformation the topographic slope of the wedge is lower than its critical slope, the back-thrust and the duplex are then active to thicken its internal part. When structural thickness allows the wedge to be critical, the high shear stress along the decollement induces a high strain velocity in the viscous layer that propagates deformation toward the external zones (arrow 1a on Fig. I.4.6). The simultaneous tilting does not strongly affect this evolution, as it simultaneously decreases alpha and increases beta, an ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) evolution rather parallel to the curve that limits the domain of stability (arrow -1b- on Fig. I.4.6). Tilt of the basement and deposition of orogenic sediments in the second experiment (Fig. I.4.4B) thicken the wedge and increase the

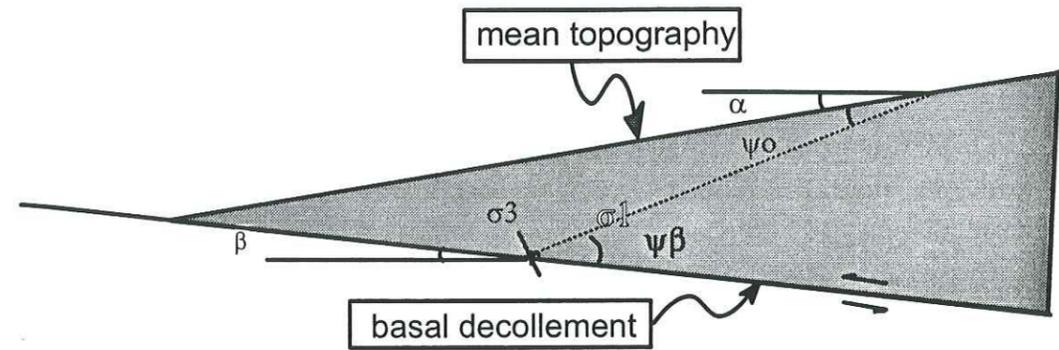


figure I.4.5 Equilibrium Coulomb wedge theory and relations between parameters.

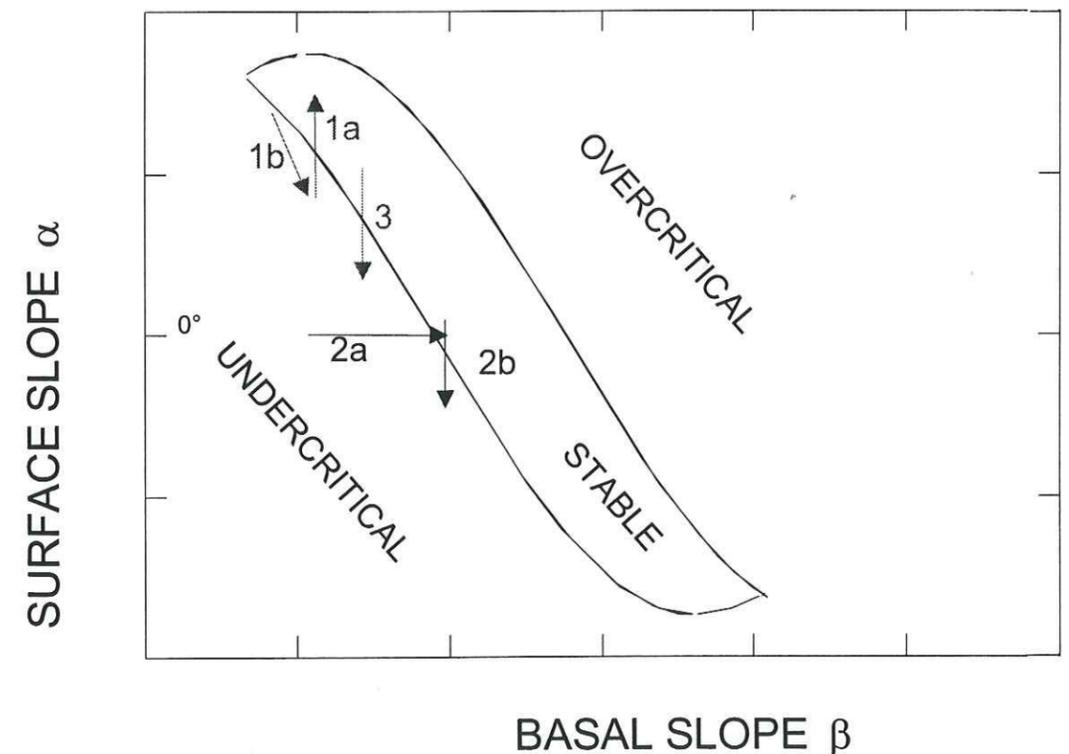


Figure I.4.6: Influences of change along the boundaries of a Coulomb wedge (adapted from Mugnier et al., 1994, fig.10). Surface slope (vertical axe) is enhanced by a factor 2 respectively to horizontal axe. The arrows reflect respectively the following evolutions: -1a- thickening increases the surface slope and transforms an undercritical wedge in a stable wedge; -1b- tilting of the whole wedge decreases the surface slope and increases the same value the basal dip; therefore it weakly affects the stability of the wedge; -2a- Basement tilt increases the basal slope whereas sedimentation maintains the surface slope to zero, these two phenomena change an undercritical wedge in a stable wedge; -2b- development of a local relief above the frontal ramp momentarily induces a surface slope that dips hinterward and locks the displacement along the basal decollement; -3- erosion decreases the surface slope and changes a stable wedge in an undercritical wedge.

dip of the basal decollement. When the critical state is reached by the syn-orogenic sediment wedge (arrow -2a- on Fig. I.4.6), decollement propagates below this wedge, and structures appear in the more external part of the model. The development of a local relief above a ramp induces a surface slope that dips towards the back-stop (arrow -2b- on Fig. I.4.6). Displacement along the basal decollement can be stop if the backward slope is wide enough. Such an hinterward slope only appears momentarily, as sedimentation fills the basin back of the anticline. Therefore, the wedge is oscillating around its critical equilibrium state, and there is a succession of displacement on the frontal structure and out-of sequence thrusting (Chalaron *et al.*, 1995).

Erosion implies (Fig. I.4.4C) that the wedge does not reach the critical equilibrium in its internal part (arrow 3 on Fig. I.4.6): in spite of the formation of the duplex and the activation of the back-thrusts, structural thickness is nearly constant, due to removal of material by erosion. In this case, deformation cannot propagate toward the foreland, and it results in the formation of a large syncline in front of the external part of the duplex.

#### *The thrust system as a function of sedimentation and erosion*

Analogical models (Baby *et al.*, 1995; Mugnier *et al.*, 1997) suggest rules that link the thrust system geometry to conditions of subsidence, sedimentation and erosion. When the subsidence is controlled by the progressive increase of basement slope during the tectonics, the wedge-shaped syn-tectonic sedimentary bodies are a preponderant factor for the propagation of the basal detachment. This propagation occurs by a forward shift of tectonic front and delineates a piggy-back basin, that will in return affect the thrust sequence. Nonetheless, in case of an ante-orogenic wedge-shaped-sediment pile, the critical topographic slope is very low, and initial horizontal surface may allow the decollement to propagate below the ante-orogenic wedge (Fig. I.4.7B), leading to the development of a piggy-back basin at the beginning of shortening event. Equilibrium conditions of the wedge are preserved, even when erosion affects the relief above the duplex stack it does not prevent movement along the external part of the decollement. At the other end, constant subsidence does not favour propagation (fig. I.4.7A), but creates available space to catch sediments either in foredeep basin or in piggy-back basin.

In the case where tectonics play a leader part compare to superficial processes, the wedge is developing with a regular prograde sequence. In the case where superficial processes are important in regard to tectonic movements, the wedge is not developing so regularly because of the change created in the topographic slope and in the thickness of the sedimentary pile.

A numerical approach has been developed and used to apply these basic rules to complex thrust systems.

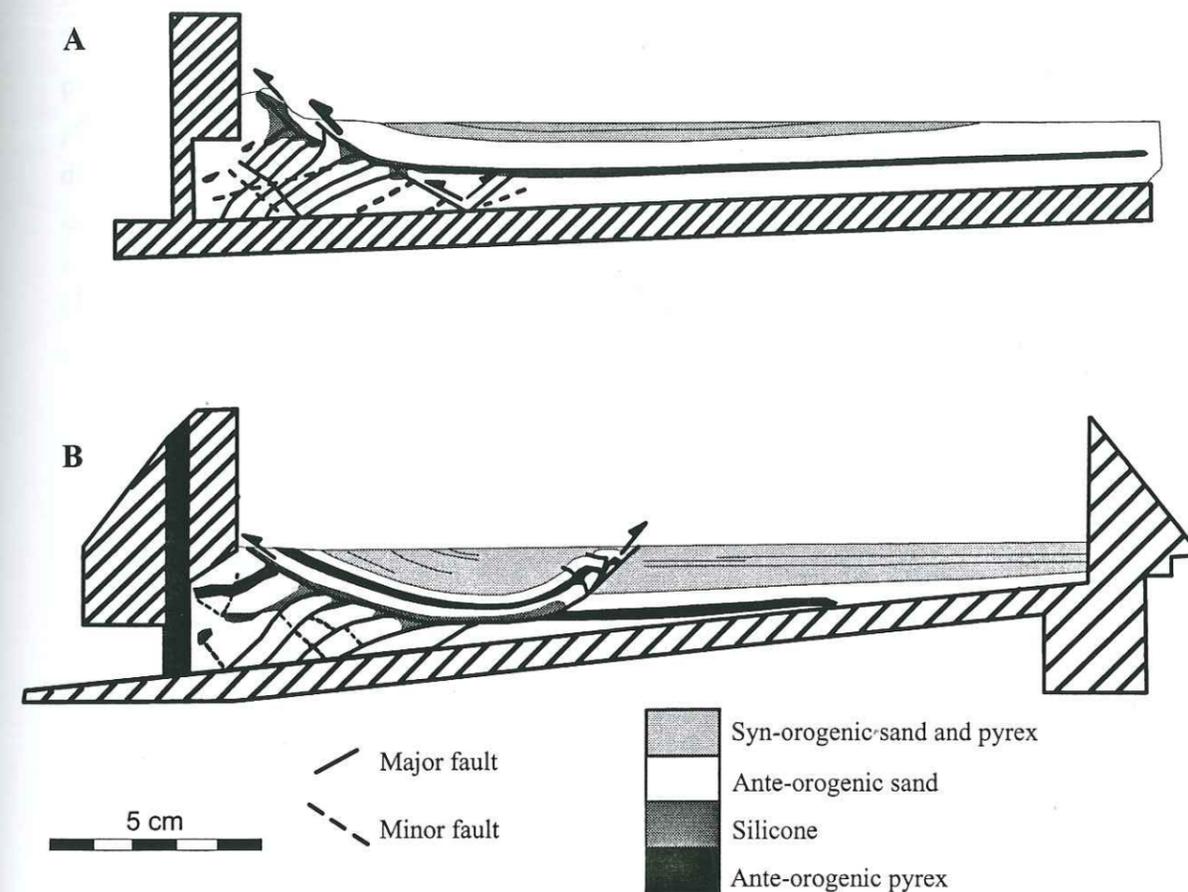


Figure I.4.7: Comparison of the final geometry of two experiments performed with erosion and sedimentation (from Baby *et al.*, 1995). A-The synorogenic wedge shaped basin controlled by a tilting of the basement. B-The ante-orogenic wedge-shaped sediments with no basement tilting and a regular sedimentation rate.

#### 4- A numerical modelling

Numerical development has been performed to better understand the deformation of a wedge submitted to variation of the conditions applied along its boundaries. It is used to modelize the evolution of the Subandean thrust system of North Bolivia (Fig. I.4.2B).

##### 4.1- Method

In the following paragraph the method already developed by Chalaron et al. (1995) is briefly presented and the new development performed by Leturmy (1994) are highlighted.

This model is based on:

- 1) the incorporation of discontinuities in the critical wedge model;
- 2) a kinematic forward model of serial cross-sections describing the displacement of sheets above flat and ramp thrusts;
- 3) a tilting of the basement beneath the basal decollement;
- 4) a linear diffusion model that simulates surfacial transport (erosion, sedimentation).

##### *Equilibrium of any thrust wedge*

Any portion of a thrust wedge, defined by its geometrical and mechanical parameters, can be compared with the critically tapered wedge solution. For this purpose, the following procedure is used. To determine the ratio of shear and normal stresses along the basal plane, the critically tapered wedge equation is transformed into a "frictional function" (Chalaron et al., 1995):

$$\mu b_c(\alpha, \beta, H, \lambda, S_0, \phi) = \frac{(\alpha + \beta) \cdot (1 + (1 - \lambda) \cdot K) + Q \cdot (S_0 / \rho g r) \cdot \cot \phi - \beta}{1 - \lambda} \quad (1)$$

where  $g$  is the acceleration of gravity,  $\rho$ ,  $S_0$  and  $\phi$  are, respectively, density, cohesion and internal friction angle of the sediments in the wedge,  $\mu b$  is the coefficient of friction along the basal surface,  $\lambda$  is the ratio of fluid pressure to lithostatic stress ( $P_f/\sigma_n$ ),  $\alpha$  is the local topographical slope,  $\beta$  is the dip of the basal decollement,  $H$  is the thickness,  $r$  and  $(\alpha + \beta)$  are the cylindrical co-ordinates for the studied portion of the wedge.  $K$  and  $Q$  are two mathematical coefficients (from equation 18a and 18b of Dahlen et al., 1984).

The value of the "frictional function" is compared with the friction coefficient of the basal plane ( $\mu b$ ) to determine where slippage is likely to occur. This method is close to that of Liu & Ranalli (1992). For a critically tapered wedge  $\mu b$  equals  $\mu b_c$ . If  $\mu b > \mu b_c$ , fractures occur in the wedge but shear stress along decollement does not exceed the basal friction. This portion of the wedge is undercritical, and there is no slippage beneath this portion of the wedge. It is located in the left-lower domain in an  $(\alpha, \beta)$  plot (Fig. I.4.6). If  $\mu b < \mu b_c$ , slippage is likely to occur along the basal surface, but fractures do not occur in the wedge; this portion of the

wedge is stable (central domain on Fig. I.4.6) and experiences a rigid displacement along the decollement.

##### *Discontinuities in the critical wedge model.*

When every points of a given wedge is at on the verge of failure (Dahlen and Suppe, 1984), its prismatic shape is predicted, still in nature and in sand-box models (Mulugetta, 1988), global prismatic shapes are reached by displacement along thrusts. In order to approach this discontinuous brittle behaviour, the present study simulates the deformation of the wedge by confining displacement along several discrete faults. If the parameters value are chosen to match specific conditions, such as those studied by Huyghe and Mugnier (1992) or Chalaron et al. (1995), the stress field calculated in a homogeneous material can nonetheless be applied to a material with localised anisotropic zones (Chalaron et al., 1995).

##### *Forward kinematical modelling*

Forward kinematic methods (Endignoux and Mugnier, 1990) allow the evolution of a thrust system to be described. Discontinuities are pre-determined in the initial geometry. The sheets are deformed during displacement using a simple vertical shear method (Jones and Linsser, 1986). The amount of displacement at each increment is equal to the size of the cells. The frictional function along the basal surface is calculated to locate the tip of the basal decollement, and displacement occurs along the outermost ramp branched on the decollement (Chalaron et al., 1995). This code has been modified to study structures as complex as the Subandean thrust wedge of north Bolivia, where active ramps transfer displacement from one detachment level to an upper detachment and delineate duplexes.

Furthermore, it has been assumed that displacement along ramps of the duplex does not exceed the length of the underneath duplex, i.e. the duplex forms an antiformal stack (Boyer et Elliott, 1982).

##### *Basement tilting.*

An elastic flexural model can be used to describe the geometry of the continental lithosphere as a bend with a wavelength of several hundred kilometers (Turcotte and Schubert, 1982; Karner and Watts, 1983). Given the size of the studied wedge, it can be considered, in first approximation, that the effects of the lithospheric flexure are to induce a tilt of the basement beneath the wedge. The kinematics of the basement is therefore defined by one parameter which is the rotation velocity around an axis situated on the external border of the model.

*Superficial short range transport.*

Erosion and sedimentation have to be taken into account during the construction of a tectonic wedge. Some bi- and tri- dimensional models have already been proposed (Moretti and Turcotte, 1985; Fleming and Jordan, 1989; Beaumont et al., 1988, 1992). Todten (1976) proposed that erosion is mainly controlled by local slope. The cumulative effects of surface transport are represented as a linear downslope diffusion of the material volume.  $K_s$  being the transport coefficient (in  $m^2/yr$ ), the horizontal flux  $s$  is related to the local slope  $\nabla h$  by:

$$s = -K_s \nabla h \quad (2)$$

The diffusion equation is a good approximation for hillslope erosion but is less correct for competent layers which resist to erosion. Beaumont et al. (1992) have presented a study of surficial transports based on several algorithms. The diffusion algorithm that we used (Chalaron et al., 1995) basically represents the cumulative effects of processes that remove materials from hill and mountain sides and transport them to the valleys along which they need to be relayed by long-range fluvial transport (Beaumont et al., 1992). Nonetheless, hillslope erosion is the less effective phenomenon in the succession of processes involved in erosion and controls the solid discharge in the rivers (Souriau, 1995). Our study focuses on ramp anticlines and piggy-back basins, and the iterative use of the 3D-diffusion model gives a first-order solution for the syntectonic surficial transport in these restricted areas.

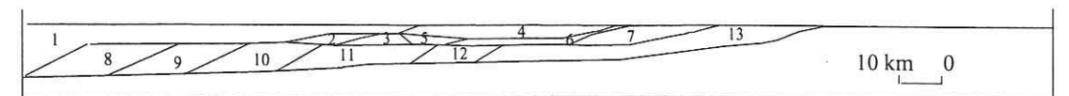
4.2- Application of the modelling: estimation of the parameters values

*Initial state Geometry.*

In North Bolivia, structures have an important lateral extension, and are nearly cylindrical. Therefore, a 2-D approach has been used along a cross-section perpendicular to the trend of the belt. Balanced cross section (Fig. I.4.2B) based on seismic lines, field data, and drilling data (Baby et al., 1995), and restoration technics give the initial geometry of the different sheets constituting the wedge. This part of the Bolivian Subandean Zone is characterized with three main decollement levels. They permit the formation of two duplexes: one in deep formations (Ordovician and Silurian) beneath the internal part of the Subandean Zone, and the other in intermediate levels (Devonian to Cretaceous), beneath the Liquimuni anticline. Most of the ramps in the duplexes dip hinterward, but forward dipping thrusts have also been found in exploration holes.

To restrain the complexity of the modeling and to focus the work on the piggy-back basins (in grey on Fig. I.4.8), the 13 more internal thrust sheets have been taken into account as the more external thrust are only active in a latest period of deformation that post-dates sediment deposits in piggy-back basins.

A: Initial Geometry



B: Target Geometry

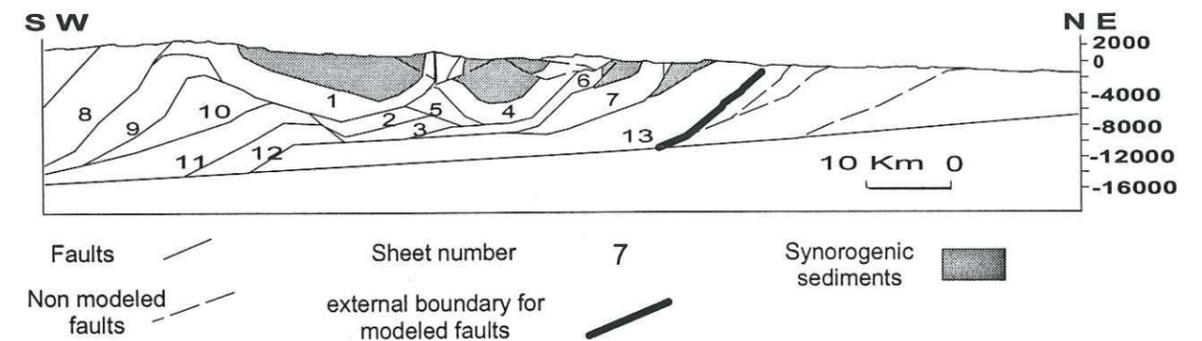


Figure I.4.8: A- Initial state used for the numerical modelisation, and obtained by restoration of the balanced cross section of the Subandean Zone of North Bolivia (figure I.4.2B). B- Target geometry, and modelised faults along the balanced cross section.

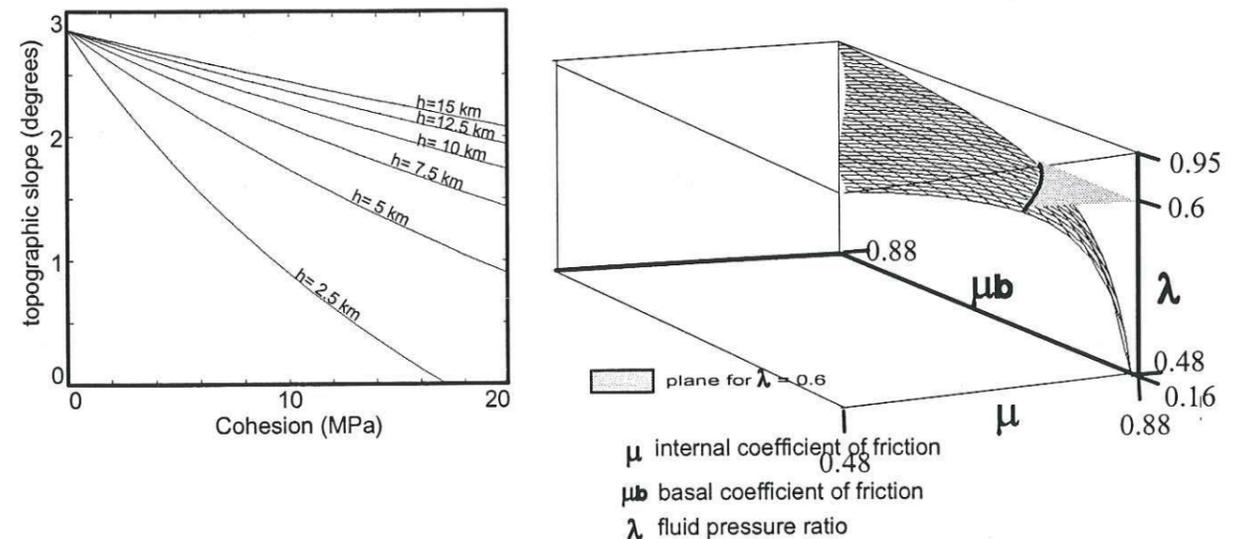


Figure I.4.9: A- Influence of the cohesion on the topographic slope in function of the thickness of the wedge ( $\rho = 2650 \text{ kg/m}^3$ ,  $\mu = 0.85$ ,  $\mu_b = 0.7$ ,  $\lambda = 0.6$ ,  $\beta = 5^\circ$ ). B- ( $\lambda$ ,  $\mu$ ,  $\mu_b$ ) solution for a critical wedge defined by a  $1.5^\circ$  topographic slope and a  $5^\circ$  basal decollement dip ( $\rho = 2650 \text{ kg/m}^3$ ,  $C_o = 5 \text{ MPa}$ ). Considering that the actual belt is near the equilibrium state, we put ( $\lambda$ ,  $\mu$ ,  $\mu_b$ ) as a function of the topographic slope and basal decollement dip. The gridded surface represents values for ( $\lambda$ ,  $\mu$ ,  $\mu_b$ ) that allow to modelise a belt with a  $1.5^\circ$  topographic slope and a  $5^\circ$  basal décollement dip.

### Mechanical parameters

Drilling data give us the density of sediments which vary between  $2500 \text{ kg/m}^3$  for the Tertiary syntectonic sediments, and  $2650 \text{ kg/m}^3$  for the Palaeozoic formations. This latter value is used.

Cohesion for the rocks of thrust wedge is in a range of 5-20 MPa for sedimentary rocks (Dahlen et al., 1984). Figure I.4.9A shows that the influence of the cohesion on the topographic slope is not very significant for a thick wedge ( $h=15 \text{ Km}$ ). In this case, the variation in the slope value is around  $0.5^\circ$  for a cohesion parameters varying between 5 and 20 MPa, whereas the variation in the topographic slope is more than  $2^\circ$  for a thin wedge ( $h=2.5 \text{ Km}$ ). The thickness of the Subandean belt of north Bolivia varies from 10 to 15 km, and the wedge is poorly sensitive to the cohesion value. In the following a cohesion of 5 MPa has been used.

The three parameters ( $\mu$ ,  $\mu_b$ ,  $\lambda$ ) has been considered as a function  $F$  of topographic slope and basal decollement dip, from the analytical solutions of Dahlen et al. (1984). The set of solution of  $(\mu, \mu_b, \lambda) = F(\alpha, \beta)$  depicts a surface in an  $(\mu, \mu_b, \lambda)$  space. The sets of  $\lambda$ ,  $\mu$  and  $\mu_b$  that allow a modelisation of the Subandean belt of north Bolivia (mean topographic slope estimated at  $1.5^\circ$  and a basal decollement dip estimated at  $5^\circ$ ) are shown by a net on Fig. I.4.9B.

Similarly, a set of solution has been determined for the cross-section of the southern part of the Subandean belt characterised by a topographic slope that ranges between  $0.6^\circ$  and  $1.3^\circ$  and a basement slope close to  $2^\circ$ . The tapers of south and north Subandean belt of Bolivia are clearly different, and their mechanical parameters are different. This difference could be linked to the lithology of basal decollement levels that are formed in the south by the Silurian black-shales and in the northern part by the Ordovician arenaceous lutites.

Alternatively, Williams et al. (1994) studied the Andean mountain belt and found that the Subandean belt represents the frictional toe of a brittle-ductile critical taper wedge. They proposed a basal coefficient of friction  $\mu_b=0.6$ , an internal coefficient of friction  $\mu=0.84$ , and a fluid pressure ratio  $\lambda=0.5$ . This small value of  $\mu_b$  is assumed to be related to a fluid pressure ratio along the decollement higher than the fluid pressure ratio in the wedge a variation of fluid pressure from south to north cannot be excluded as the taper of the wedge largely differ from north to south. Our runs have been performed with mechanical parameters values as follow:  $\rho=2650 \text{ kg/m}^3$ ,  $C_0=5 \text{ MPa}$ ,  $\mu=0.85$ ,  $\mu_b=0.7$ ,  $\lambda=0.6$ .

### Shortening and tilting velocity

The tilting of the basement coeval with the sedimentation is evaluated from the geometry of the sedimentary sequences in the foreland basin and from the restoration of the piggy-back basins. This tilting velocity is around  $0.34^\circ / \text{Ma}$ , total shortening close to 40 km for the 13

internal sheets, and shortening velocity close to 7 mm/y. The 40 km shortening has been divided in 80 steps: each step is then related to a shortening of 500 m that occurs in 71428 y.

### Transport coefficient

The respective influences of time-dependent parameters have been studied in the case of a simple tectonic system constituted by a single ramp anticline (Leturmy et al., 1995; chapitre I.3). It is found that  $K_s$  is not an intrinsic physical characteristics, but rather includes a characteristic length scale (Turcotte, 1992). This scaling effect agrees with the self-similarity properties of topography. Therefore care has to be taken that the size of cells used to describe the whole structure influences the value of the transport coefficient. Different values for the transport coefficient ( $K_s$ ) has been therefore tested, and those which induce basins filled with more than 6000 meters of syntectonic sediments are hold. Leturmy et al. (1995) have found 60-100  $\text{m}^2/\text{yr}$  transport coefficient for a single anticline studied with 250 m size cells. Therefore the lowest tested value is 100  $\text{m}^2/\text{yr}$ . As analogue models suggest that the Subandean zone corresponds to a tectonic wedge where sedimentation is the preponderant factor, i.e. a part of volume sediment is coming from outside the wedge, 2 types of runs have been performed: one assuming no input of sediments at the boundary of the model, and one assuming a sediment input deduced from equation (2) applied to a virtual topography with a slope close to those of Eastern Cordillera.

### 4.3- Results: influences of variations of the time-dependant parameters

In the following paragraph, some of the realized experiments are presented. Mechanical parameters are constant for all of them and time-dependant parameters (tilting velocity and transport coefficient) varies.

#### Model with no superficial transport (Fig. I.4.10A).

This run is performed with no superficial processes and a regular tilting of the basement ( $0.34^\circ/\text{my}$ ). Final geometry (Fig; I.4.10A) is characterised by the presence of two large synforms. The internal one is located ahead of the deep duplex and is limited forward by the development of the intermediate duplex which create a relief above. The second synform is located ahead of the intermediate duplex, and is limited forward by the frontal anticline.

#### Model with a small efficiency of superficial erosion transport ( $K_s=100 \text{ m}^2/\text{y}$ , Fig. I.4.10B)

A small value of  $K_s$  ( $100 \text{ m}^2/\text{y}$ ) reduces the high of relief, and fills the synforms compared to the previous experiment. The add of sediment processes change the thrust sequence: after 30 steps of shortening (2.14 My), a large piggy-back basin is forming and thrusts above a more external basin formed at the begining of the run. The final geometry shows a

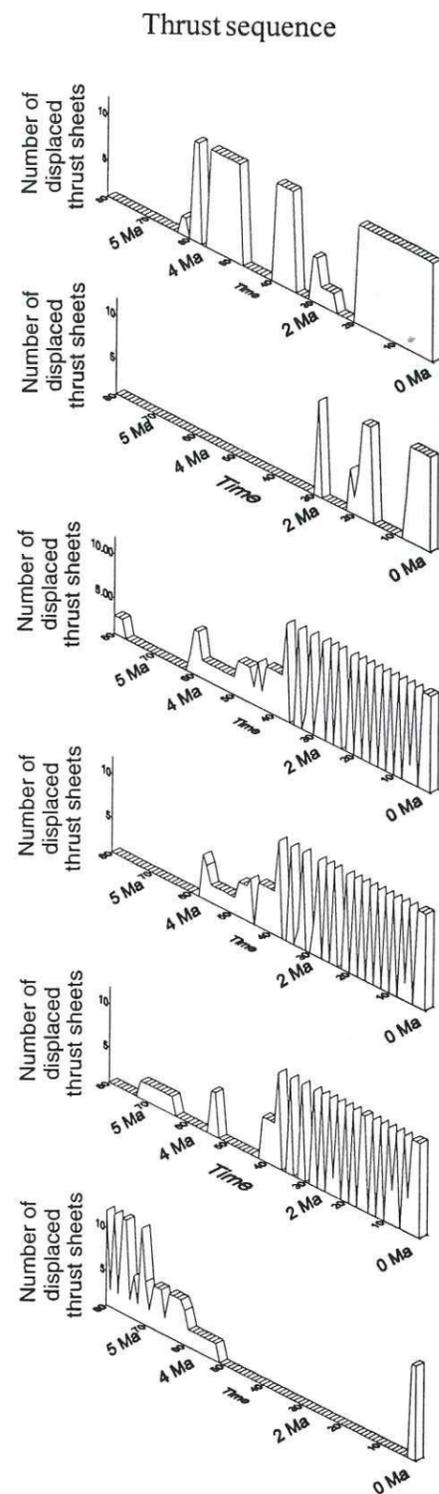
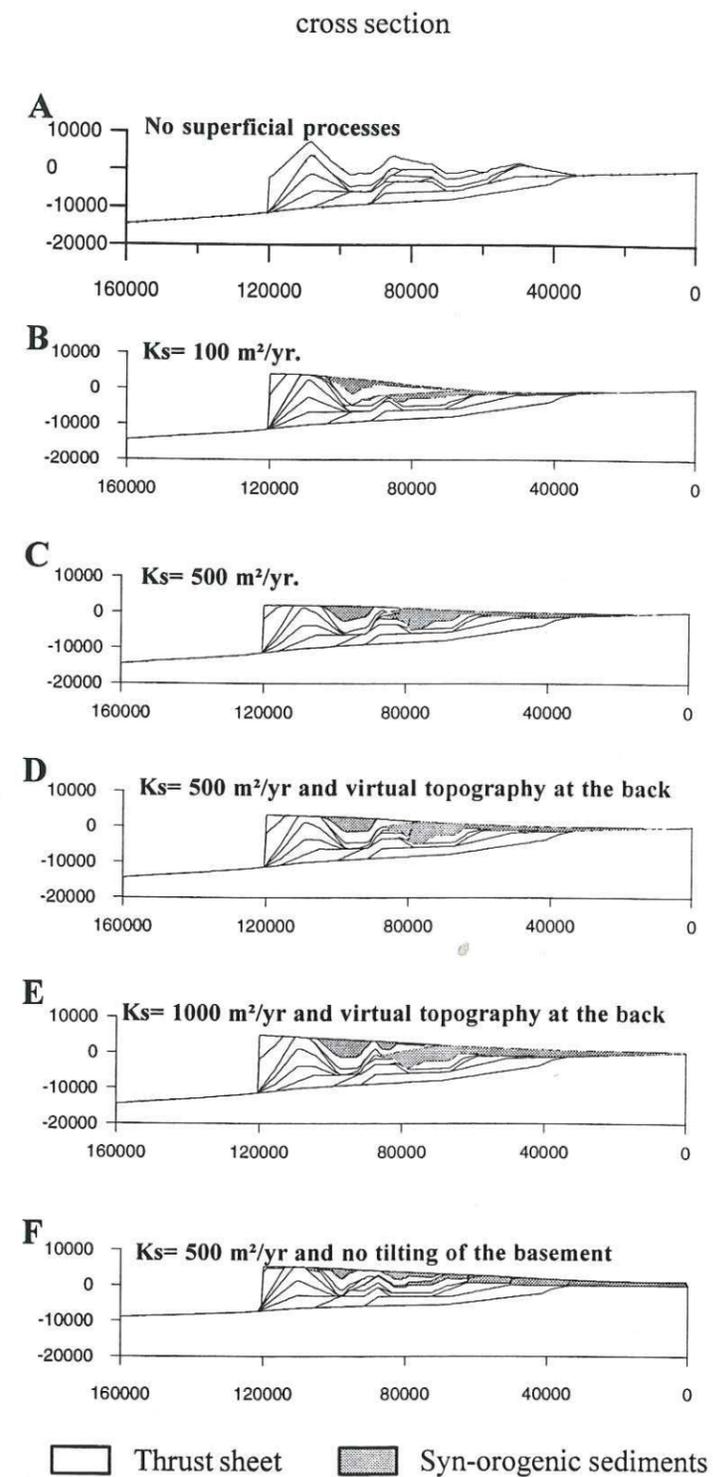


Figure I.4.10: Influence of superficial processes and of tilting velocity on the evolution of the wedge and on the final geometry. For all experiences  $\rho = 2650 \text{ kg/m}^3$ ;  $C_0 = 5 \text{ MPa}$ ;  $\mu = 0.85$ ;  $\mu_b = 0.7$ ;  $\lambda = 0.6$ , shortening velocity =  $0.7 \text{ mm/y}$ . Blocks of thrust sequence show: the number of displaced thrust sheets along the vertical axis ("1 displaced sheet" means that the inner fault is active while "13 displaced" sheets means that the more external fault is active); time along the horizontal axis. Small numbers refer to the deformation increment during the runs, and each increment represents 71428 yr. 0 Ma is the beginning of the experience 5.7 Ma is the end.

topographic slope of  $2.58^\circ$  and two basins, the internal one is filled with 4000 m of sediments while the external one is thinner (2000 m of sediments).

*Model with a high efficiency of superficial erosion transport ( $K_s = 500 \text{ m}^2/\text{y}$ , Fig. I.4.10C)*

In this experience (Fig. I.4.10C), the thrust sequence diagram shows in a first stage that the wedge is oscillating around its critical taper during the 35 first steps (near 2.5 My); the more internal sheet and the detachment are alternately active. After, sheets number 6, 5, 3 and 1 are active in a retrograde thrust sequence. Nonetheless, out of sequence thrust reactivation represent 8.75 % of the shortening. The final geometry is characterized by two large piggy-back basins filled with 4300 m of sediments for the internal one, and 6000 m for the external one, and the topographic slope is  $1.39^\circ$ .

*Model with high superficial erosion transport efficiency, and sediments coming from an internal part of the chain.*

Two runs have been performed with two different  $K_s$  of 500 and 1000  $\text{m}^2/\text{y}$ . At the rear of the model, a virtual topography is added to simulate sediments coming from an inner part of the chain.

In the case of a  $K_s$  of  $500 \text{ m}^2/\text{y}$  (Fig. I.4.10D) virtual topography at the rear back is  $1.7^\circ$ ; The propagation sequence is not strongly influenced by this add. Only a few details are differentiating this experiment from the previous one realized with the same  $K_s$  value and no virtual topography (out of sequence reactivations represent only 3.75% of the total shortening in this case). There is also two piggy-back basins of similar sedimentary thickness (4100 m in the internal one and 6100 m in the external one). The foreland basin is more extended than in the other experiences but its thickness is still lower than in the natural basin.

In the second case,  $K_s$  is  $1000 \text{ m}^2/\text{y}$  (Fig. I.4.10E) and the virtual topography slope is  $3^\circ$ . From the beginning of deformation until 2.85 My, the wedge is oscillating around its critical taper. After 2.85 My (40 steps of deformation), effects of those different sediment processes are acting, on the thrust sequence: the retrograde sequence is very reduced, sheet 1 is more active, and intermediate sheets are moved lately. Three piggy-back basins are observed. The two more internal in the final state form only one basin until an intermediate thrust creates an anticline that separates them. The foreland basin is well developed, but the topographic slope of  $2.34$  is too high compare to the one of the natural wedge.

*Model with a high superficial transport efficiency, no virtual topography, and no tilting of the basement*

This experiment has been realised with a  $K_s$  of  $500 \text{ m}^2/\text{y}$ . The thrust sequence shows that the internal sheet is moved during 50 steps (3.55 My). After this stage, a prograde sequence occurs with some out of sequence reactivations (7.5 % of the shortening). The final geometry

(Fig. I.4.10F) is characterised by many basins. In the 50 first steps only two basins are present: a piggy-back-basin moved on the back of the internal sheet and a foreland one. After 3.55 My the piggy back basin is separated into two basins with the activation of intermediate thrust, and a part of the foreland basin incorporated in the thrust belt.

#### Summary

A high rate of removed sediments induces an oscillation of the wedge around its critical profile during half of the runs, and only the external and the internal thrusts are active. The other thrusts are only active in the second part of the runs. On an other hand, a small rate of removed sediments produces the activation of the external and the internal sheets during almost all the experiment evolution.

Adding up of sediments coming from an inner part of the chain changes the morphology of the wedge (increase of the topographic slope) but do not strongly affect the thrust sequence for at least half of the experiments. The influence of those sediments is only visible for a high  $K_s$  value (experiment with  $K_s = 1000 \text{ m}^2/\text{y}$ ). In this case, deformation accomodates the change in the volume of sediments only after 40 steps of deformation, showing that changes in the morphology need to be really important to influence deformation. Those numerical runs show that the volume of sediments is less important than the geometry and the volume of hollows to fill.

#### 4.4- Results: the best fit

The best fit between the final geometry of the runs (Fig. I.4.10) and the target geometry of the subandean belt (Fig. I.4.8) is obtained for a high value of  $K_s$  ( $500 \text{ m}^2/\text{y}$ ). With this value, the size of the two internal basins nearly match the size of the sub-andean basins, but there is less sediment in the external part of the model than in real foreland basin (Fig. I.4.10D).

The two piggy-back basins have distinct evolutions (Fig. I.4.11, I.4.12).

The external one is evolving as a piggy-back basin until 11.5 % of shortening. Due to the oscillation of the wedge around its critical taper (see the propagation sequence on figure I.4.10D), the basin is alternatively displaced with the active sheet when propagation of the external sheet and not displaced when only the internal sheet is moved. During the rest of the experiment a retrograde thrust sequence occur. This basin is not displaced anymore and sediments prograde above the external sheets.

The internal basin, from the beginning to 11.5% of shortening (during the oscillation of the wedge around its critical taper), follows the same evolution as the more external basin. During the retrograde sequence between 11.5% and 19.3 % of shortening it is passively moved above a flat, and from 19.3% of shortening until the end it is located above of an active duplex (Fig. I.4.11). The evolution of the wedge, shows that the extension of this basin is always reduced. Time lines of deposition are represented (figure I.4.12) every 10 steps

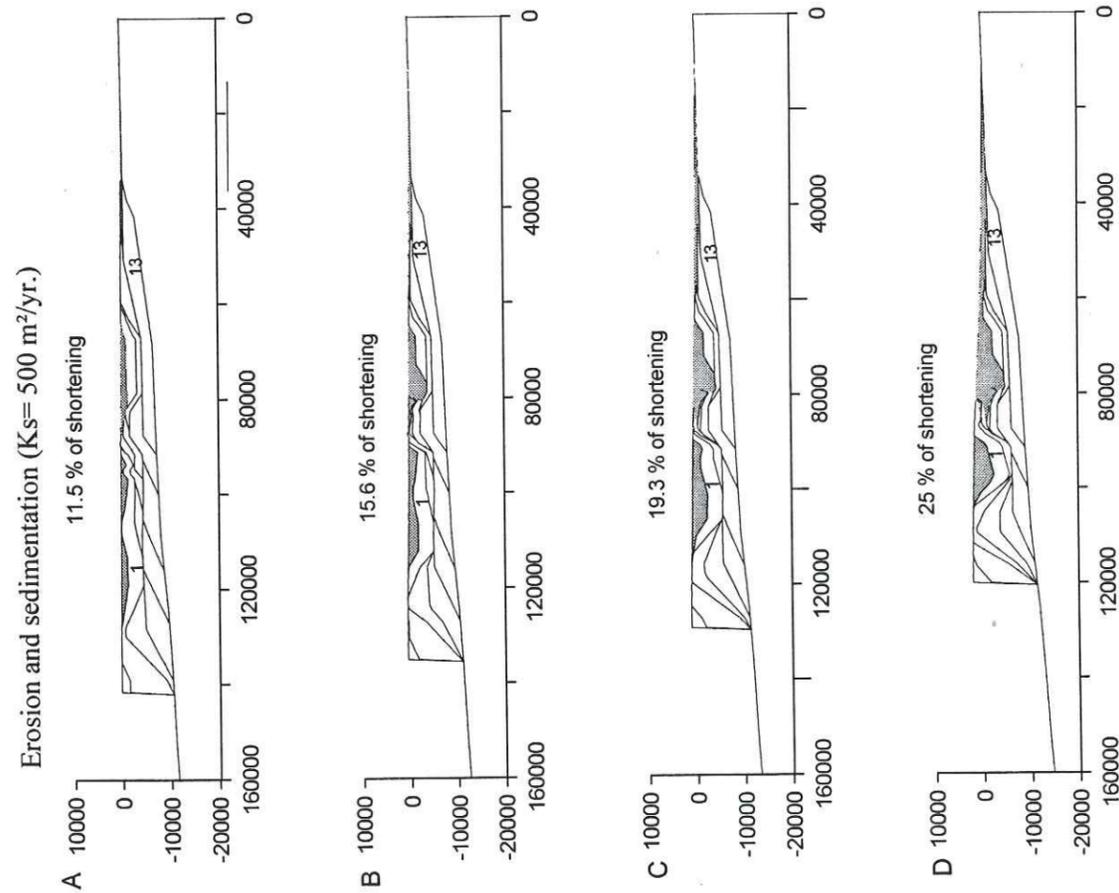


Figure I.4.11: Evolution of the wedge. A- During the 11.5 first % of shortening the external and internal sheets are alternatively activated. B- Between 11.5 % and 15.6 % of shortening intermediate thrusts are active. C and D- Between 15.6 % and 25 % of shortening more and more internal sheets are active. 1 is the more internal sheet and 13 is the external one.

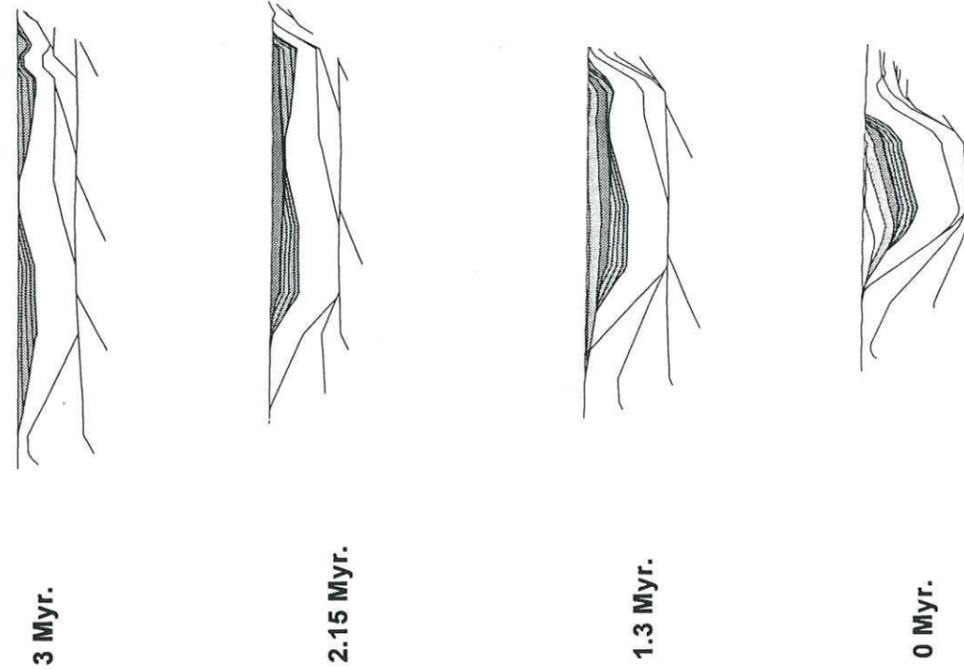


Figure I.4.12: Internal basin evolution. Sediments of the more internal basin record changes in the thrust sequence with discontinuities which conceal preceding deformations.

(714280 y). After 11.5% of shortening, there is no onlap in the external part of the basin, those have been eroded as they have been lift up with the sheet (Leturmy *et al.*, 1995). In the internal part, sediments prograde toward the inner part of the basin and some onlaps are preserved from erosion. During the retrograde sequence where more and more internal faults are active (from 11.5 % of shortening until the end), the evolution of the basin strongly changes. It is alternatively folded and displaced by the growing duplex. Toplaps and unconformities record this phenomenon. In the outer part of the basin, sediments continue to be eroded.

## 5- Conclusion

Simulating the foreland thrust belt of Subandean Zone in Bolivia suggest the following conclusions on the role of erosion / sedimentation processes in the geometry and kinematics of structures:

### 5.1- Interactions between tectonics and superficial mass transfer

Analogue models show that superficial processes influence the nucleation of new faults and the partitionning of displacement along the fault system.

Analogue and numerical approaches show that the evolution of a thrust belt considered at large scale is controlled by the growing of a shortened wedge. The change imposed along its upper boundary by surface transport influences the propagation of decollement along weak layers and partitioning of displacement along the fault system:

- Erosion restrains the forward propagation of the thrust system.
- Wedge shaped syn-orogenic sedimentation, induced by the increase of subsidence from the foreland to the front of the thrust belt, favours a forward shift of this front. This shift occurs abruptly and is followed by out-of sequence reactivations.

### 5.2- Duplex development

Duplexes develop in a thrust system where several decollement levels are linked by irregularly spaced ramps. In such a case, several independant culminations bump the topographic surface and delimit depressions.

Increases of the efficiency of surface transport smoothes the topography by increasing the erosion of the antiforms and the sedimentation in the depressions until a stage where all the depressions are filled and the culminations are nearly hidden. When a smooth topography is reached, greater increase in volume of sediments weakly affect the wedge deformation.

Out-of-sequence reactivation partly reduces the bumpy aspect of the topography, but culmination persist above the ramps that transfer displacement from a deep decollement to higher decollement.

As erosion mainly restrains the forward propagation of the thrust in the upper level, development of passive roof duplex is then favoured in the lower levels.

### 5.3- Piggy-back basin development

Piggy-back basin development is favored by: geometric conditions as:

- a) at large scale:
  - an increase of the foreland basin cone angle;
  - the presence of an anteorogenic wedge, which favours a deformation propagation far in the foreland;
- b) at smaller scale by the presence of hollows due to
  - two independant anticlines,
  - the presence of a duplex stack which deforms upper tectonic sheets.
- c) reduction of the friction due to fluid pressure along basal fault also promotes piggy-basin development.

The origin of the sediments of the piggy-back basins is not really important in the interaction between sedimentation and tectonics: a wedge eroded to fill its own basins have nearly the same evolution than a less eroded wedge, and whose basins are partly filled with sediments coming from an internal part of the chain.

In piggy-back basins, sediments record changes in the tectonic activity location. Each change in the thrust sequence is recorded in the basin by unconformities which cover over previous folded sediments and by a shift of the depot center.

### 5.4- Piggy-back basins of the Subandean zone

This study suggests that the Tertiary sediments presently located above the Subandean thrust belt of North Bolivia were deposited in a piggy-back basin separated from the foreland by a relief affected by weak erosion. The cause of this early piggy-back basin development is the wedge-shaped Silurian-Ordovician rocks that is close to the critical taper.

In the Subandean belt of Southern Bolivia, the initial wedge is sharper, and a weaker basal friction is inferred. Nonetheless, an increase of the taper due to the flexure beneath the wedge-shaped foreland sediments could control the development of piggy-back basins.

## CHAPITRE 5

### CONCLUSION

L'approche numérique développée dans cette partie montre des processus de rétro-actions entre tectonique et intensité de l'érosion. En effet:

1- L'entrée tectonique influence l'intensité de l'érosion: le style tectonique et la quantité de déformation ont une importance sur les volumes déplacés. Il existe un décalage temporel entre le début de la tectonique et sa signature érosive et sédimentaire;

2- La géométrie du système tectonique influence le développement des bassins transportés:

a) à grande échelle, une forte pente du niveau de décollement, qu'elle soit due à une forme prismatique initiale des séries ou à un basculement progressif lors de la flexion de la lithosphère, favorise le développement de ces bassins.

b) à plus petite échelle par la présence de dépressions entre des structures anticlinales indépendantes ou par la présence de duplex profonds à l'aplomb desquels se développent des culminations tectoniques.

3- Ces phénomènes superficiels influencent en retour la répartition de la déformation:

A l'échelle du prisme tectonique, les modèles analogiques montrent que l'initiation des rampes est gouvernée dans le temps et dans l'espace par les processus superficiels.

De même l'approche numérique indique que les déplacements de matière en surface par érosion/sédimentation influencent la propagation du décollement basal et la répartition des déplacements sur les différentes rampes. En général, l'érosion restreint la progression frontale du système chevauchant, tandis que les apports sédimentaires favorisent la propagation frontale.

**DEUXIEME PARTIE:**

**LE FRONT HIMALAYEN DE L'OUEST**

**NEPAL A L'HOLOCENE**

## CHAPITRE 1

### INTRODUCTION

#### 1- La Chaîne Himalayenne

##### 1.1- Contexte géodynamique

L'Himalaya qui s'étend sur 2600 km entre le Pakistan et l'Assam, est une chaîne de collision. Elle résulte de l'affrontement entre la plaque continentale indienne et la plaque continentale eurasienne, qui convergent perpendiculairement à la chaîne.

C'est à la faveur de l'ouverture de l'océan Indien que commence la convergence entre les deux continents, la marge sud Tibet devient alors une marge active sous laquelle, la croûte océanique de l'océan Thétysien passe en subduction. Le rapprochement des deux blocs continentaux s'effectue avec une vitesse estimée à 18 cm/an à partir de 85 Ma. C'est vers 65-55 Ma que l'Inde entre en contact avec la partie ouest du sud Tibet (Bassoulet et al., 1982; Blardeau et al., 1986), alors que la collision dans la partie est s'établit vers 45 Ma (Klootwijk et al., 1992; Le Pichon et al., 1992). La remontée de l'Inde vers le Nord s'est accompagnée d'une rotation anti-horaire de 21° (Patriat et Achache, 1984) qui se traduit par une convergence de 2000 km à l'Ouest et de 3000 km à l'Est. La chaîne Himalayenne s.s. (entre la suture de l'Indus Tsang Po au Nord et le chevauchement frontal des Siwalik au Sud) a absorbé 470 à 550 km de la convergence (Masclé, 1985; Schelling, 1992; Ratschbacher et al., 1994; Srivastava et Mitra, 1994). La vitesse de collision actuelle entre l'Inde et l'Asie est de l'ordre de 50-55 mm/an (De Mets et al., 1990; Molnar et Tapponnier, 1975), mais le rapprochement entre le sud Tibet et l'Inde est de seulement 10 à 25 mm/an (fig. II.1.1) (Molnar, 1990; Bilham and al., 1997). Il résulte de cette différence que plus de la moitié du mouvement relatif est absorbée par la déformation interne et par le jeu de failles coulissantes en Asie centrale (Molnar et Tapponnier, 1975; Tapponnier et Molnar, 1977; Molnar et Chen, 1984; Avouac et Tapponnier, 1993).

##### 1.2- Structure himalayenne

Dans la collision des deux continents, l'Inde joue le rôle de bloc rigide, qui poinçonne l'Asie. De ce poinçonnement résulte une série de chevauchements à vergence sud. Deux modèles de déformation sont proposés pour expliquer le développement des grands chevauchements Himalayen. Le premier propose que le MCT (Main Central Thrust) et le MBT (Main Boundary Thrust) soient des chevauchements crustaux apparus successivement par propagation de la déformation vers le Sud (Gansser, 1964; Le Fort, 1975; Mattauer, 1975; Molnar et al., 1977; Allègre, 1984). Le second modèle assimile la chaîne Himalayenne à un prisme où tous les chevauchements himalayens se raccordent à une grande surface de

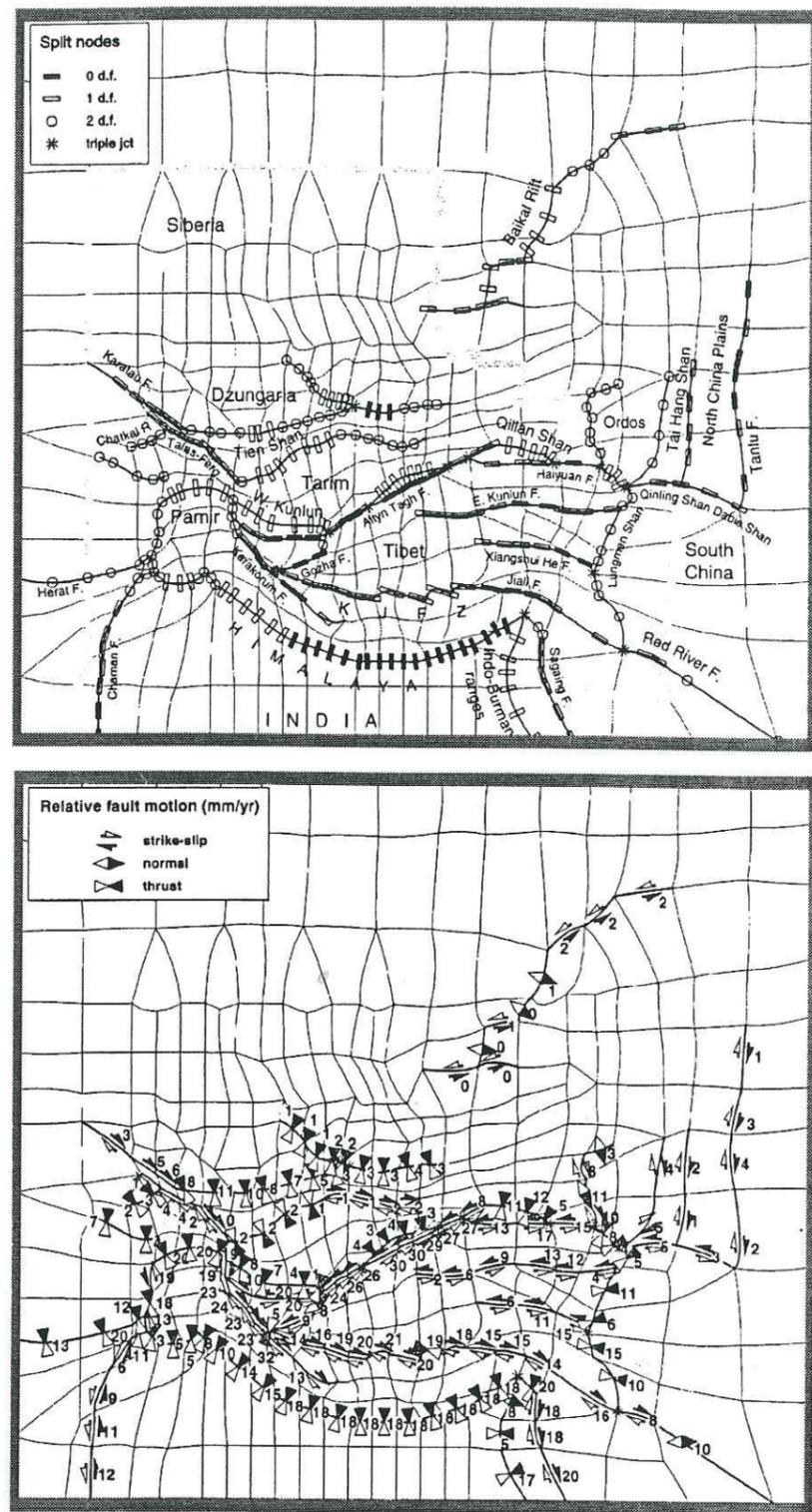


Figure II.1.1: Vitesses horizontales Holocènes le long des failles majeures d'Asie. Modélisations numériques de Peltzer et Saucier (1996).

décollement (Seeber et Arbuster, 1981). Cette interprétation est fondée sur des données relatives aux séismes majeurs affectant la chaîne et qui semblent être peu profonds. Ce modèle semble également en accord avec les données sur les séismes intermédiaires (Ni et Barazangi, 1984; Baranowski et al., 1984), avec les travaux de Schelling et Arita (1991) et les données du programme INDEPTH (Nelson et al., 1996) qui suggèrent un grand niveau de décollement plat et peu profond qui se brancherait sur un duplex et serait connecté au MCT en profondeur. Dans cette hypothèse, l'ensemble de l'Himalaya paraît se comporter comme un prisme en régime permanent caractérisé par une activité frontale et des réactivations des accidents transportés (Chalaron et al., 1995).

Une coupe transversale à la chaîne a pu être établie à partir de ces travaux (fig. II.1.2), elle intègre également un profil de déflexion d'une plaque élastique pour extrapoler le MOHO sous la Haute Chaîne (Lyon-Caen et Molnar, 1983) et des données de sismique réflexion, réfraction, et grand angle pour contraindre les profondeurs du MOHO et la géométrie du MCT (Hirn et al., 1984; Zhao et al., 1993, Nelson and al., 1996).

## 2- Les Siwalik: des sédiments témoins et acteurs de l'édification de la chaîne himalayenne.

Le terme Siwalik s'applique à la fois:

- a- aux reliefs frontaux de la chaîne Himalayenne, s'étendant entre le MBT (Main Boundary Thrust) au Nord et le MFT (Main Frontal Thrust) au Sud (fig. II.1.3).
- b- à une série sédimentaire mio-pléistocène qui s'est déposée dans un contexte de bassin d'avant-pays, et qui constitue les reliefs cités précédemment.

### 2.1- La série sédimentaire, produit de l'érosion de la chaîne

La série sédimentaire Siwalik est constituée de dépôts continentaux. De nombreuses études stratigraphiques ont été menées, et depuis Medlicott (1864) cette série est généralement divisée en trois unités lithostratigraphiques: Siwalik Inférieur, Siwalik Moyen, Siwalik Supérieur. Chacune de ces unités peut être subdivisée en formations, dont les noms sont variables suivant les auteurs et les régions. Toutefois les tendances stratigraphiques observées dans chaque unité sont corrélables sur une large partie de la chaîne. Pour présenter cette série stratigraphique j'ai choisi la coupe de la Surai khola dans l'Ouest Népal (fig. II.1.4). Cette coupe est située au travers du chaînon frontal, et illustre la série sédimentaire depuis les Siwalik Supérieur jusqu'au Siwalik Inférieur dont la base est absente. Les datations par une faune riche (Corvinus, 1994) et par la méthode de la magnétostratigraphie (Appel et al., 1989, 1991) en font une coupe de référence pour cette partie du Népal.

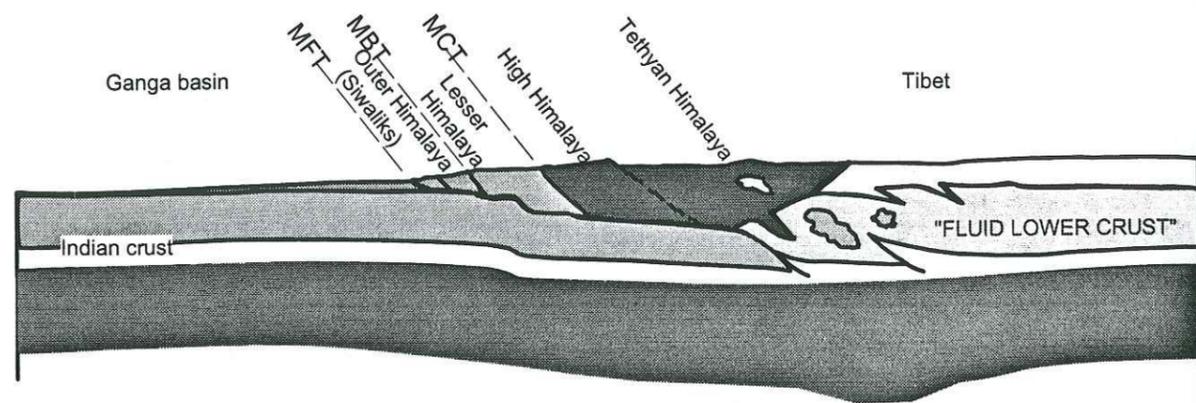


Figure II.1.2: Coupe crustale de la chaîne himalayenne au Népal central et répartition des différentes unités (d'après Nelson et al., 1996).

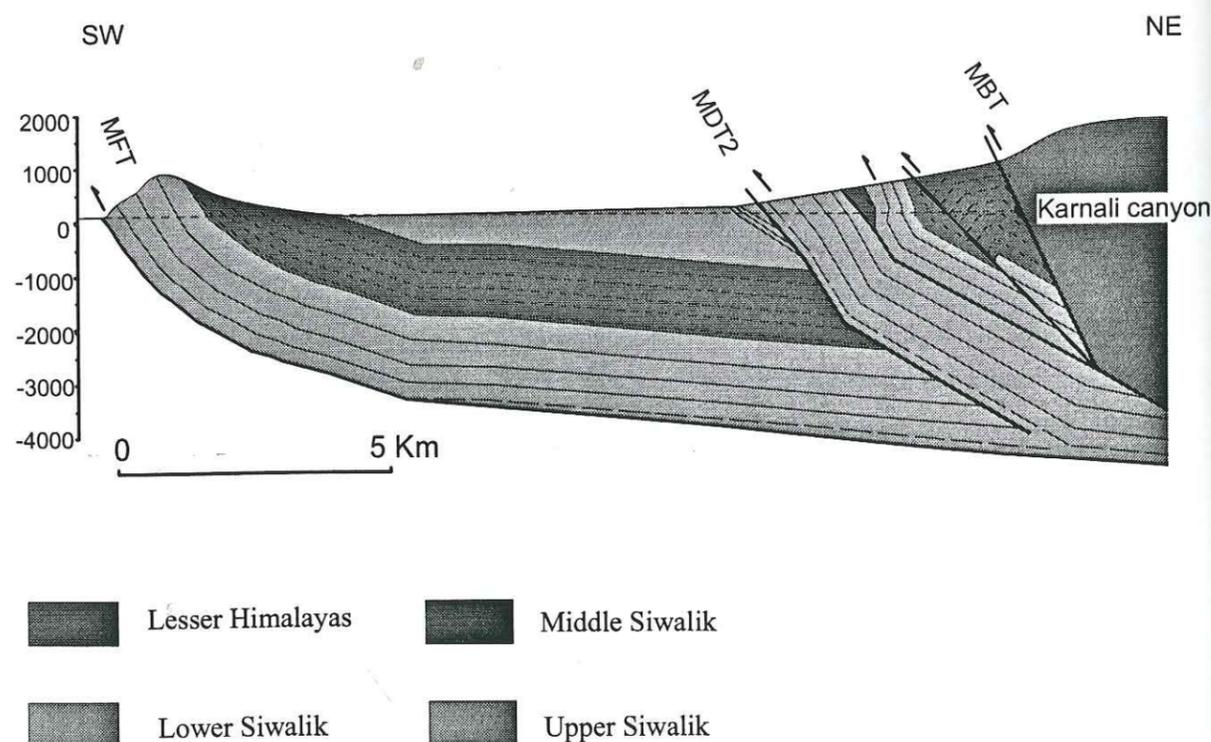


Figure II.1.3: Coupe équilibrée au travers des Siwalik de l'Ouest Népal.

#### La série Siwalik Inférieur (Miocène inférieur à Miocène moyen)

La série Siwalik Inférieur est classiquement formée par un empilement de bancs granodécroissants de la base vers le sommet, mais dans son ensemble la série est globalement grano et stratocroissantes. Elle est principalement composée de pélites massives qui alternent avec de petites barres gréseuses à stratifications entrecroisées. Des faciès de boues à concrétions carbonatées sont fréquents et caractérisent des paléosols. Cette série dont les premiers dépôts sont datés vers 18 Ma, caractérise un milieu où les dépôts sont liés à des rivières divaguant fortement dans une plaine de piémont subsidente (Hérail et al., 1987; Delcaillau, 1997).

#### La série Siwalik Moyen (Miocène supérieur)

La série Siwalik Moyen (10.5-5.1 Ma) est composée à la base d'alternances grésopélitiques, où les faciès gréseux sont de plus en plus grossiers et plus abondant vers le haut de la formation (formation "Chor khola" fig. II.1.4). Le haut de la série est constitué par d'épaisses barres gréseuses micacées (10 à 25 m) "poivre et sel" (base de la formation Surai khola, fig. 4), alternant avec des pélites peu épaisses.

Dans cette série sédimentaire, les variations verticales de faciès résultent de dépôts de rivières très différents allant de dépôts de plaine d'inondation à la base, puis passant à des dépôts de rivières méandriformes et à des faciès grossiers de rivières à chenaux tressés pour les faciès les plus grossiers du sommet de la série (Hérail et al., 1987; Delcaillau, 1997).

#### La série Siwalik Supérieur (Pliocène à Pléistocène inférieur)

La base de la série Siwalik Supérieur, est fréquemment soulignée par une formation argileuse grise à rouge composée de bancs de quelques mètres et alternant avec des bancs gréseux et micacés (formation Dobatta, fig. II.1.4). Dans les bancs gréseux la tendance est fortement granocroissante, et les bancs argileux diminuent d'épaisseur. Vers le haut de la série (formation Dhan khola, fig. II.1.4) les faciès conglomératiques sont dominants avec localement des lentilles argileuses.

La série Siwalik Supérieur présente des dépôts de rivières à chenaux en tresses de très haute énergie, et suggère une avancée du front de chevauchement vers le Sud (Hérail et al., 1987; Delcaillau, 1997).

Cette description de la série Siwalik et les unités présentées ne correspondent pas forcément à des dépôts synchrones tout au long du front himalayen, et présentent de nombreuses variations latérales de faciès reflétant la position centrale ou périphérique des affleurements au sein des divers édifices sédimentaires.

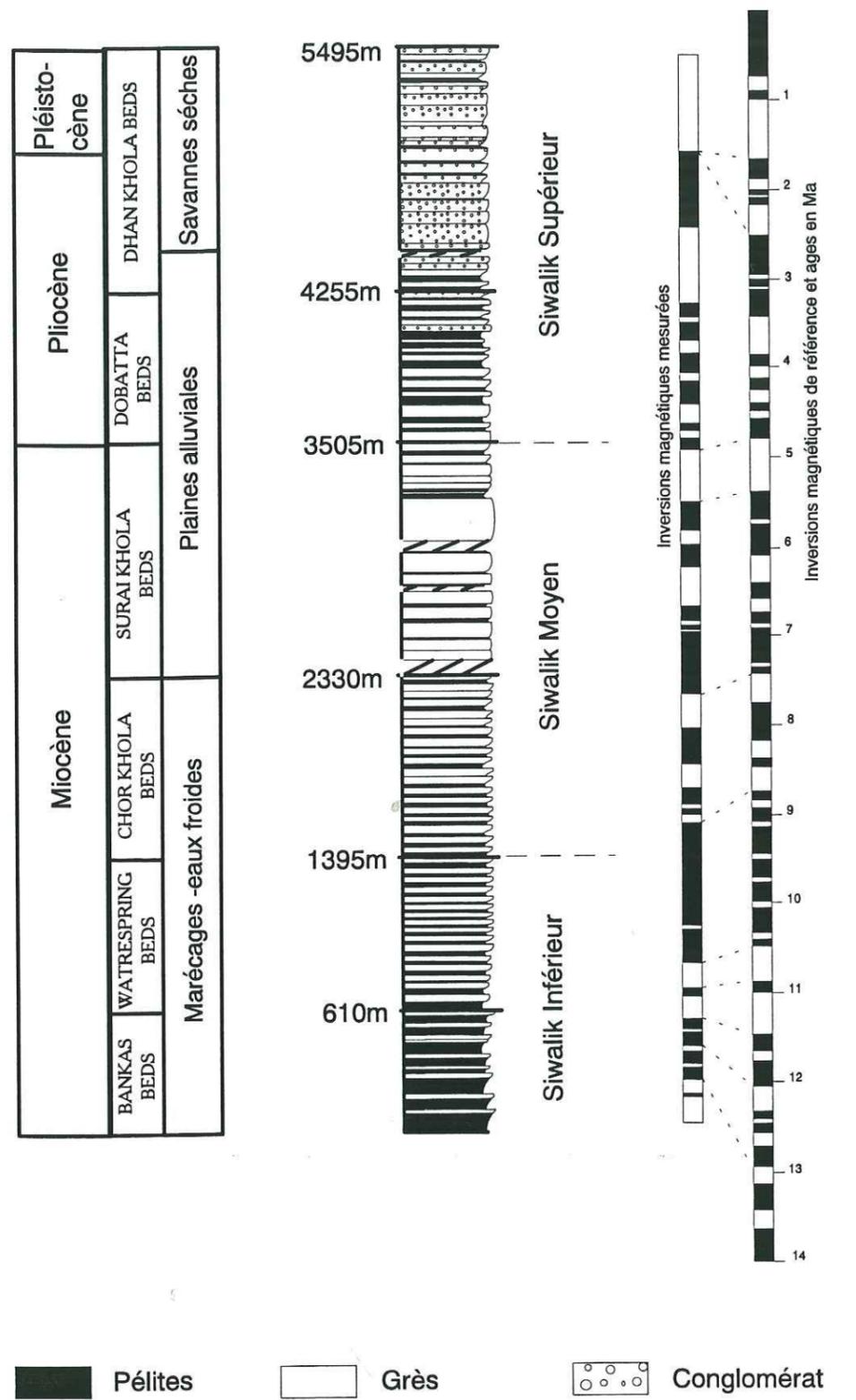


Figure II.1.4: Coupe lithologique et magnétostratigraphique de la Surai Khola (D'après Appel and Rosler, 1991)

## 2.2- Les enregistrements sédimentaires de la tectonique de la chaîne

Déposées en contexte de piémont, les formations de la série Siwalik ont pu enregistrer l'activité tectonique depuis quelques millions d'années. Dans les deux paragraphes suivants je vais présenter deux exemples de ces enregistrements:

- une discordance intraformationnelle au sein des faciès Siwalik Supérieurs et liée à la propagation du front de chevauchement.
- des structures de liquéfactions liées à des paléoséismes, qui auraient affectés l'Ouest Népal dès le Pliocène.

### Les discordances intraformationnelles

La coupe de la Surai khola est considérée comme continue et bien datée par la magnétostratigraphie et la présence de nombreux fossiles (Appel et Rosler, 1991). Toutefois sur le crêt frontal bordant le dun de Deukhury une discordance majeure a pu être observée sur des images satellites (fig. II.1.5). La coupe de la Surai khola et une coupe que j'ai levée sur la route menant à Koilabas permettent de situer les limites des formations (fig. II.1.6) sur les images satellites (images SPOT K-J 218-294 et K-J 219-294). La série Siwalik Inférieur sur l'image est homogène, avec par endroit un litage très fin correspondant à l'alternance des bancs gréseux avec les pélites. La série Siwalik Moyen présente une succession de "bancs" qui forment des chevrons au passage des rivières. Ces "bancs" représentent des séquences sédimentaires de plusieurs dizaines de m d'épaisseur. Cet ensemble lité comprend également la base de la série Siwalik Supérieur composée par la formation Dobatta. La série Siwalik Supérieur représentée par les formations conglomératiques, est assez massive. Les différents ensembles sont facilement cartographiables sur l'image lorsqu'aucune discontinuité tectonique ne vient perturber la série stratigraphique. En suivant les limites entre les ensembles sur le montage d'images satellites, il apparaît que la limite formation Dobatta / Siwalik Supérieur conglomératiques est marquée par une discontinuité stratigraphique. Les chevrons de la formation Dobatta disparaissent sous la série massive des Siwalik Supérieur conglomératiques. Cette discontinuité est bien marquée au niveau de la coupe de Koilabas, puis lorsque l'on va vers l'Est, vers la coupe de la Surai khola, les couches de la formation Dobatta passent en concordance avec la formation Siwalik Supérieur conglomératique. A l'Ouest de la coupe de Koilabas, cette discordance disparaît également et la formation Dan khola conglomératique semble avoir été déposée en concordance sur la formation Dobatta.

Sur le terrain, le relevé systématique du pendage des couches, montre que de part et d'autre de la discordance, il existe une différence de quelques degrés dans l'orientation et dans le pendage des couches (fig. II.1.7), Sur le diagramme de la figure II.1.7, on remarquera également que cette discordance est plissée par son passage au dessus de la rampe du MFT. Cette discordance fait disparaître une épaisseur d'une partie de la série Siwalik (estimée à environ 500 m sur l'image).

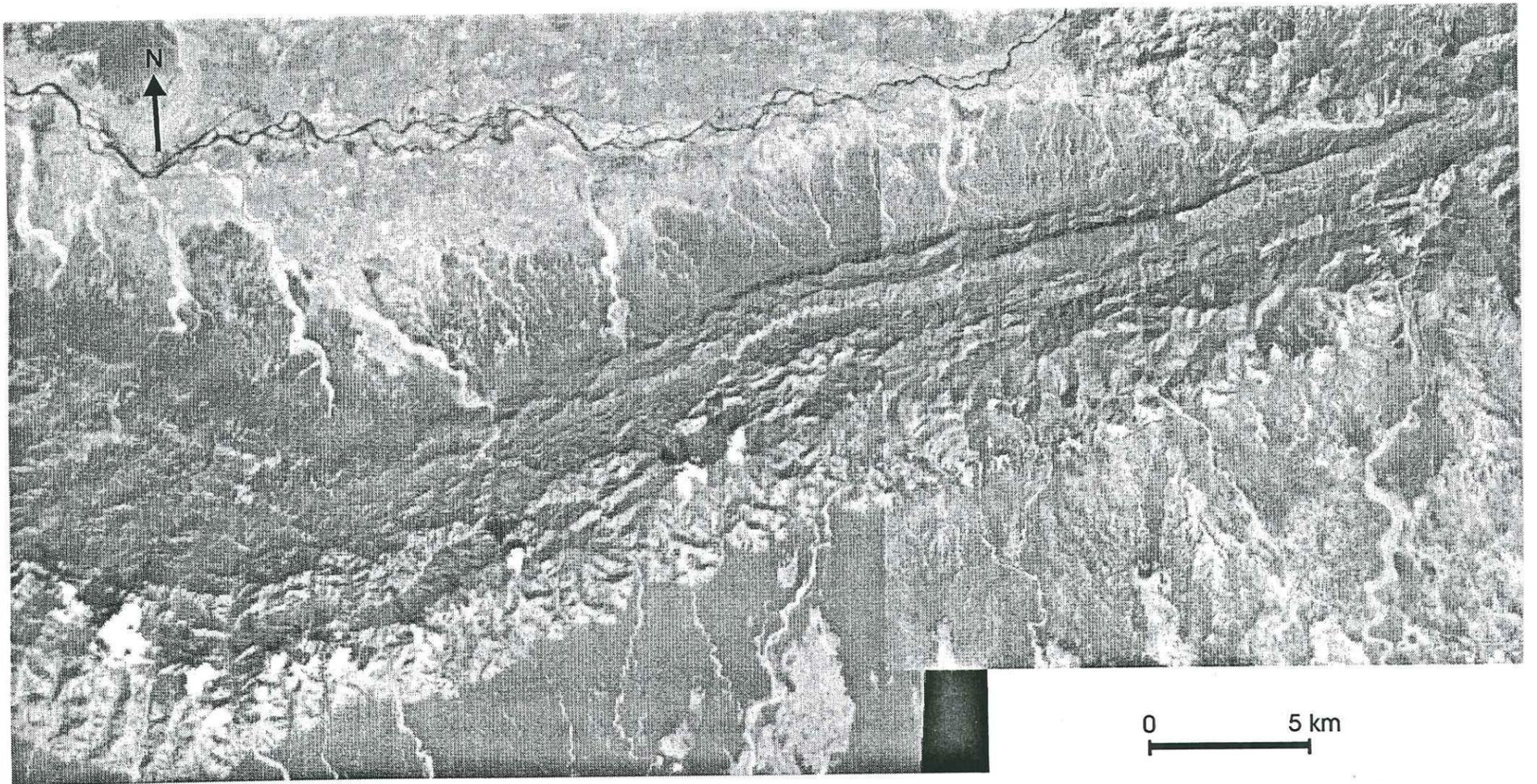
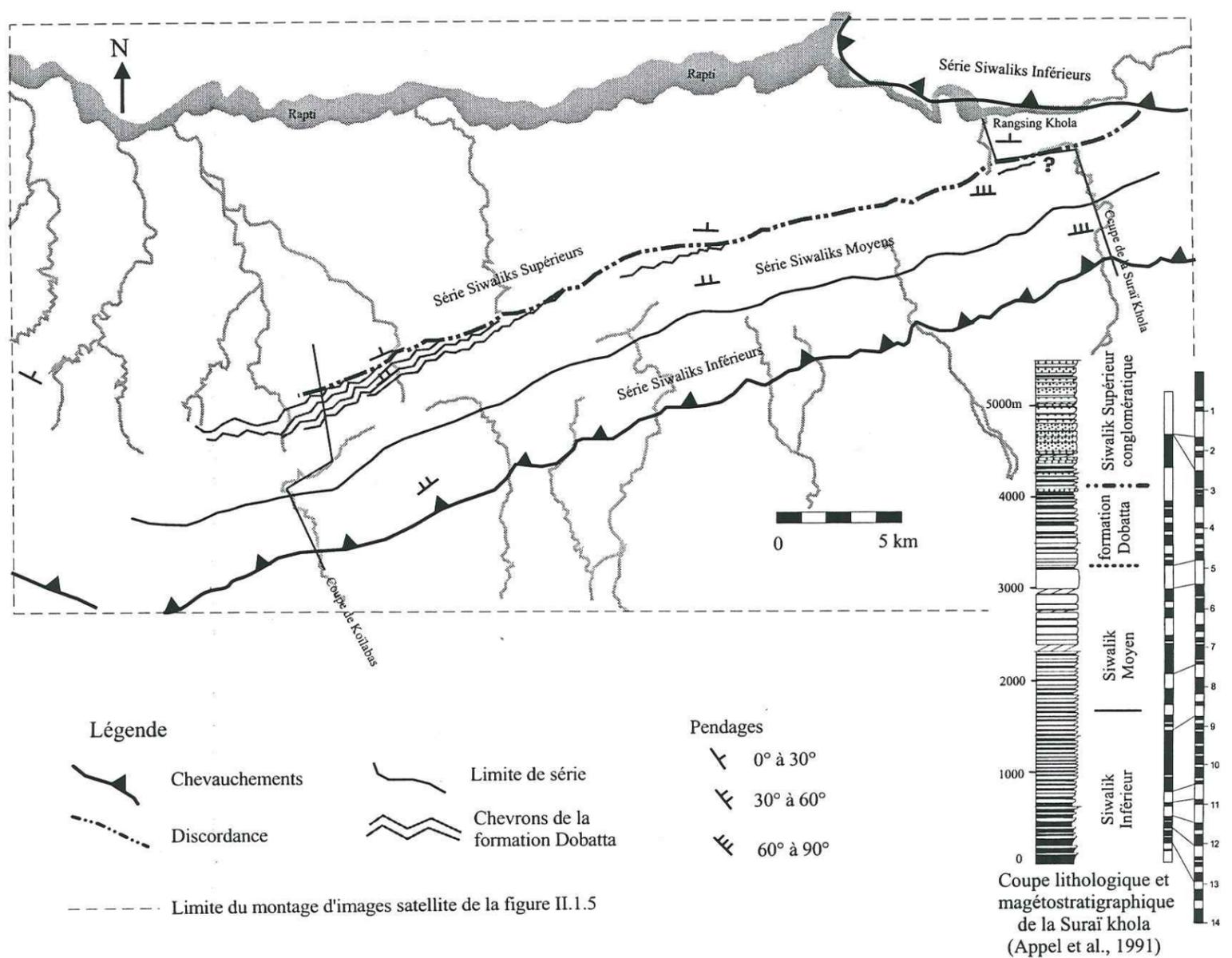


Figure II.1.5: Montage d'images satellite SPOT (scènes K-J 218-294 et K-J 219-294) montrant le crêt associé au Main Frontal Thrust au sud de la vallée de Deukhury. Sur ce relief une discordance intra-formationnelle affecte les sédiments de la formation Dobatta. L'interprétation de cette image est représentée sur la figure II.1.6.

Figure II.1.6: Interprétation du montage d'images satellites SPOT de la figure II.1.5



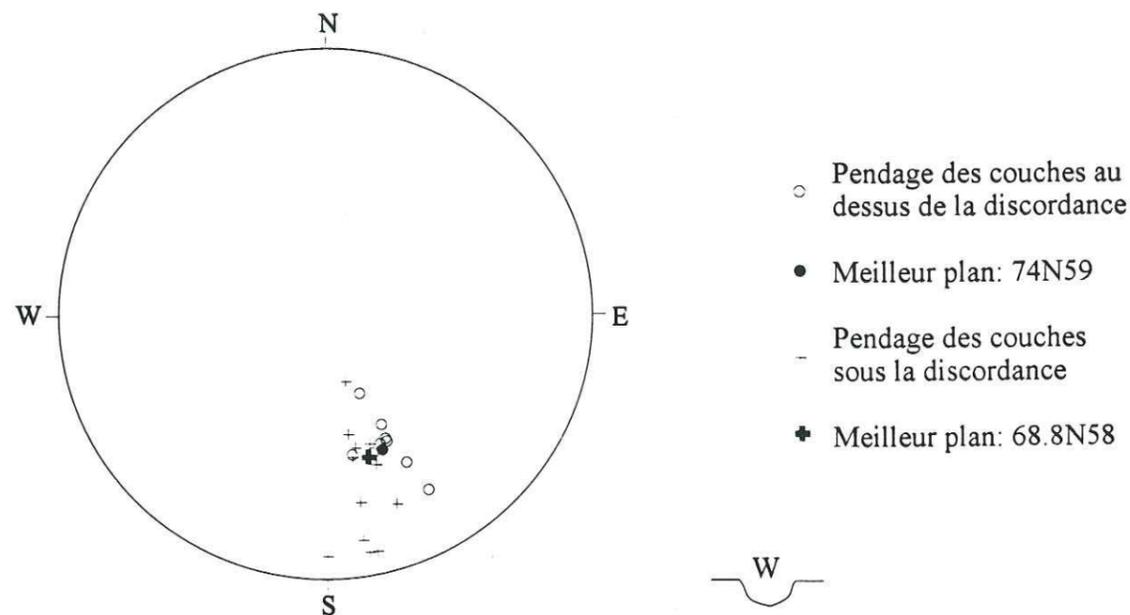


Figure II.1.7: Projection stéréographique (Wulf) des pendages des couches au voisinage de la discordance intraformationnelle. Les mesures ont été prises sur trois sites proches de la coupe de Koilabas et se répartissant sur 5 km le long de la discordance.

Cette discordance permet de souligner plusieurs faits:

- a- Sur la coupe de la Surai très étudiée, les relations entre la série Siwalik Moyen et la série Siwalik Supérieur ont toujours été considérée comme normale. Il apparaît ici qu'une forte épaisseur de sédiments est manquante. Ce fait atteste que l'insuffisance de données de terrain monodisciplinaires peut occulter la présence de lacunes sédimentaires.
- b- Les images satellites actuellement disponibles ont une résolution suffisante pour palier à l'insuffisance des données de terrain.
- c- Cette discontinuité souligne la difficulté d'interpréter les données de la magnétostratigraphie dans les séries continentales. Dans le cas de la coupe de la Surai khola, le calibrage des mesures paléomagnétiques par les fossiles est situé sous la discordance, ce qui ne remet pas en cause les âges proposés pour les séries situées sous la discordance. Par contre la base de la formation conglomératique Dan khola de la série Siwalik Supérieur est certainement plus jeunes que l'âge de 2.3-3 Ma estimée par la magnétostratigraphie.
- d- Les sédiments de la série Siwalik ont enregistré dans cette discordance une déformation frontale précoce. La géométrie des couches de part et d'autre de la discordance permet de dire qu'elle s'est formée au voisinage d'une structure disparaissant latéralement.

### Les séismites

Ce paragraphe résume les résultats d'un article soumis à Tectonophysics.

("Paleoseismicity in the Siwalik : occurrence of major seismic events in the Himalayas of west Nepal". - G. Mascle, E. Chalaron, A. Gajurel, P. Leturmy, J.L. Mugnier)

Dans l'Ouest Népal des formations datées entre 2 et 3 Ma, montrent des déstructurations par liquéfaction de grandes extensions. Des séismes récents ayant provoqués des liquéfactions similaires permettent de comparer ces événements et de déterminer l'importance des séismes anciens.

Le long de la coupe de la Surai khola (localisée sur la fig. II.1.6) à la base de la formation Dobatta, des structures de liquéfaction ont été observées (fig. II.1.8). Les structures de liquéfaction les plus caractéristiques sont situées à la base de niveaux gréseux épais d'une quinzaine de mètres. Dans ces bancs, sur 4-5 m d'épaisseur, on observe des structures en bourse atteignant 1 m de diamètre et qui sont typiques des structures de déformations, hydroplastiques. Elles ont généralement pour cause un accroissement de la pression de fluide qui permet le mouvement des grains. Les structures le long de la Surai khola ne montrent aucun déversement préférentiel ni aucune trace de cisaillement ce qui implique qu'elles sont apparues dans des sédiments non consolidés soumis à une intense vibration. Sims (1975; 1979) et Sieh (1978) ont interprété de telles structures comme des séismites. De par leur taille, ces structures de liquéfaction pourraient correspondre soit à un événement local dont l'épicentre se situe au voisinage de la coupe, mais de tels événement ont peu de chance de se produire deux fois au même endroit. Elle peuvent également correspondre à des séismes majeurs qui auraient affecté de large zone. A l'Ouest, une séquence identique de deux séismites importantes a également été observée dans la vallée de la Babaï khola, à 110 km de la coupe de la Surai khola. Elles sont situées dans des formations non datées mais correspondant lithostratigraphiquement à la base de la formation Dobatta. A l'Est elles ne sont pas observées, et les faciès avec déstructurations doivent disparaître entre la Surai et Butwal. Ceci suggère que les événements affectant les sédiments de la Surai s'étendent sur une distance comprise entre 110 et 200 km. Ce résultat doit être modulé par la possibilité d'un diachronisme de l'unité lithologique entre la Babaï et la Surai, mais permet de discuter, dans le cadre stratigraphique disponible, l'existence de grands séismes ayant affecté cette partie de l'Ouest Népal.

Des séismes historiques du front himalayen ont induit des liquéfactions similaires dans les sédiments quaternaires du Terai (formations comparables aux séries de la formation Dobatta). L'exemple du séisme de Bihar-Népal (1934) de magnitude 8.4 (Molnar, 1973) a montré qu'une zone elliptique d'environ 12000 km<sup>2</sup> allongée parallèlement au front a subi des liquéfactions importantes (domaine d'intensité IX à X MSKS). L'extension de cette liquéfaction historique est comparable à celle des séismites de la formation Dobatta, et permet de proposer que les paléoséismes observées sur la coupe de la Surai ont un même ordre de

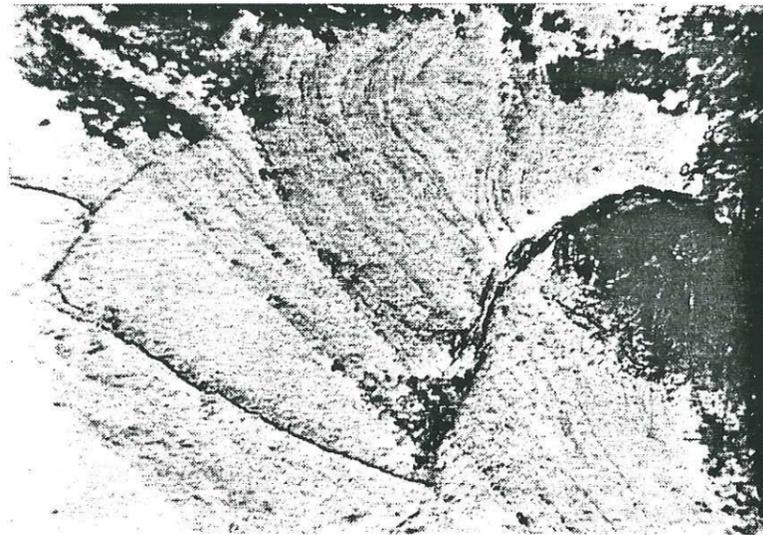


Figure II.1.8: Exemple de destructuration dans la formation Dobatta sur la coupe de la Surai khola.

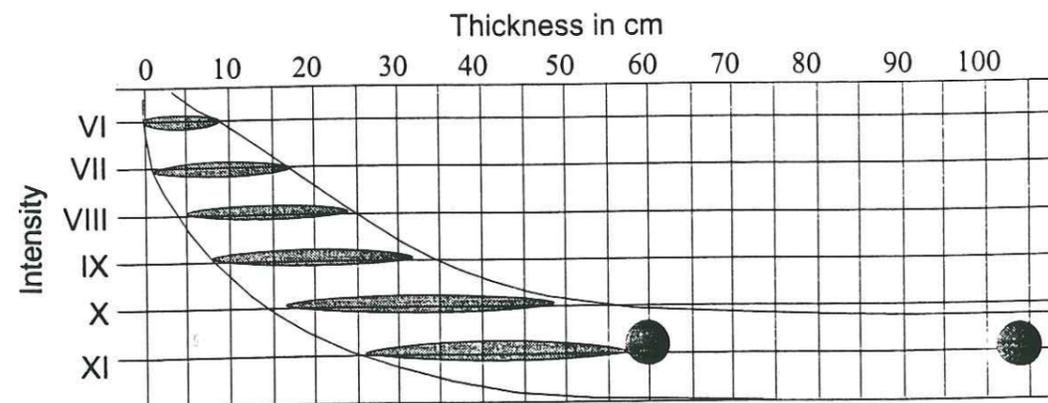


Figure II.1.9: Evaluation de l'intensité des paléoséismes de la Surai Khola (in Mascle et al.) (after Hibsich and al., 1997);

grandeur d'intensité, proche de IX, et une magnitude voisine de 8. Ces valeurs sont confirmées par les abaques empiriques (Tinsley and al., 1985; Vittori and al., 1991; Guiraud and Plaziat, 1993) reliant la distance entre les extrémités de la séismite où sont observés les liquéfactions et la magnitude on peut estimer une magnitude entre 7 et 8 pour les paléoséismes de la Surai. Enfin les relations entre l'épaisseur des niveaux liquéfiés et l'intensité (Hibsich, 1997) appliquées au cas de la Surai conduisent à proposer une intensité de l'ordre de IX à X (fig. II.1.9).

Cette zone de la Surai khola, se situe au niveau de la lacune séismique de la chaîne himalayenne (entre 79°E et 85° E), où aucun événement majeur n'a été décrit historiquement, suggérant que cette zone est potentiellement la zone d'un grand séisme (Khattri, 1987). Cette étude montrant que vraisemblablement de grands paléoséismes ont existé dans la lacune sismique, montre que cette absence de séisme majeur ne peut être qu'une lacune historique.

### 2.3- Plan de l'étude des Siwalik comme acteurs de l'édification de la chaîne.

Déposée dans un bassin d'avant-pays, la série Siwalik a depuis été incorporée à la chaîne, et participe à son édification, tandis que le bassin d'avant-pays a été repoussé vers le Sud. L'enregistrement de l'activité tectonique dans les strates anciennes est rendue difficile par 1) la sédimentation discontinue et l'existence de lacune; 2) l'érosion des séries qui efface cet enregistrement; 3) le manque d'information sur les vitesses tectoniques anciennes. De ce fait l'étude des mouvements récents et de leur relation avec la sédimentation apparaît essentielle, et pour être par la suite utilisée comme base de comparaison avec les données anciennes. C'est le travail qui est présenté dans les chapitres qui suivent.

Dans un premier chapitre, je vais développer l'influence de la tectonique sur la localisation des grands bassins intramontagneux actuels à l'échelle de l'Ouest Népal, en comparant les résultats de modélisations numériques avec une étude de terrain. Dans un second chapitre je présenterai une étude morphologique des reliefs frontaux et des premiers stades de développement d'un bassin transporté. Dans un troisième chapitre je montrerai comment les dépôts alluviaux holocènes dans un bassin transporté, sont contrôlés par la localisation de la déformation sur différentes structures actives. Dans le dernier chapitre je quantifierai les mouvements tectoniques holocènes dans l'Ouest Népal en étudiant l'importance relative des changements de niveau de base des rivières et de la surrection tectonique dans l'incision des terrasses alluviales. La figure II.1.10 localise les différents sites étudiés dans les différents chapitres.

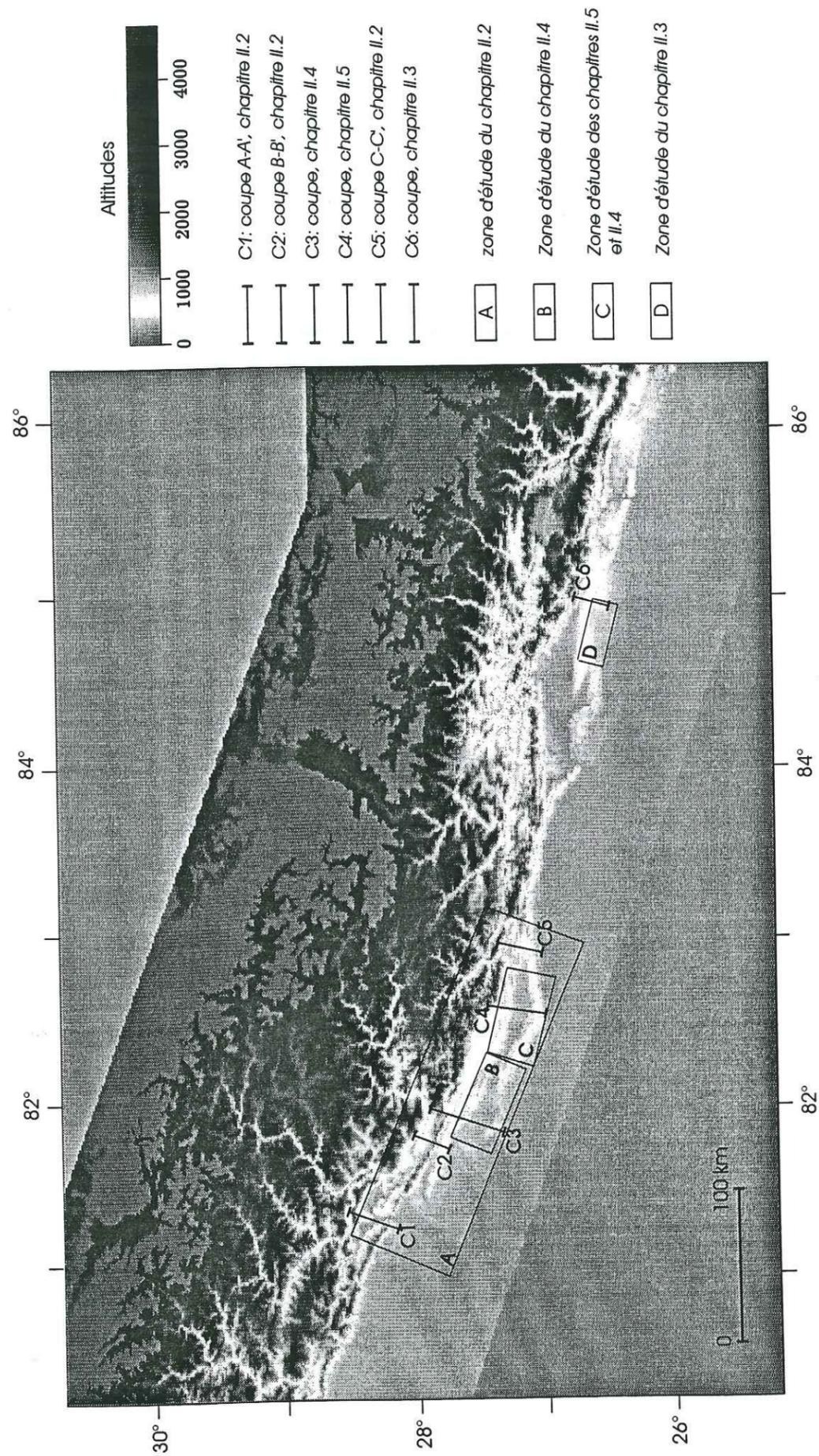


Figure II.1.10: Modèle Numérique de Terrain de l'Ouest Népal. Emplacement des zones étudiées dans les prochains chapitres et localisation des coupes équilibrées.

## CHAPITRE 2

### THE SIWALIK OF WESTERN NEPAL: II- MECHANICS OF THE THRUST WEDGE

D'après un article soumis à "Advances on the Geology of the Himalaya on Nepal" Edited by B.N. Upreti and P. Le Fort, Elsevier.

Jean Louis Mugnier, Pascale Leturmy, Pascale Huyghe, Edouard Chalaron\*

Laboratoire de Geodynamique des Chaines Alpines et UPRESA CNRS 5025, rue Maurice Gignoux,

38031, Grenoble, France

\*present adress: Institute of Geological and Nuclear Sciences, New-Zealand.

#### Abstract

Comparison between numerical models and structural data is used for a better understanding of the Siwalik thrust belt of Western Nepal evolution and dynamics. The numerical model involves discontinuities within a critical wedge model, a kinematic forward model of serial cross sections and a linear diffusion algorithm to simulate surficial transport (erosion/sedimentation). In Western Nepal, large piggy-back basins (duns) are located above thick thrust sheets that involve more than 5500 m of Siwalik series, whereas piggy-back basin sedimentation is restrained above thinner thrust sheets (4000 to 4300 m thick). Numerical model results suggest that thrust sheet thickness and extension of wedge-top basins are related to an increase of the basal décollement dip beneath the duns. The West Dang Transfer Zone (WDTZ) is a N-NE trending tectonic lineament that limits the westward extent of the large piggy-back basins of mid-western Nepal and induces a thickening of the Himalayan wedge eastward. The WDTZ appears as a major structure that affected the subsidence of the foreland basin (at least during Middle Siwalik sedimentation) before controlling the thrust wedge evolution of the Outer Himalayas. It still affects the location of the thrust front, the sismotectonics pattern and the extent of the nappes occurrences in the Lesser Himalayas. As WDTZ induces a E-W thickening of the Himalayan wedge, it could also induce a northward shift of the leading edge of the ductile deformation above the basal detachment in far-western Nepal. Field data locally evidence episodic out-off-sequence thrusting in the Outer belt of western Nepal. The good fit between the field data and numerical runs results suggests that episodic out-off sequence reactivations could be a general characteristic of the Himalayan wedge evolution often hidden by erosion.

## 1- Introduction

Recent progress in the study of orogenic thrust belts has arisen in: a) mechanics, from the development of the critical taper model (Davis et al., 1983; Dahlen and Suppe, 1984); b) kinematics, from the use of balancing procedures (Dahlstrom, 1969) and forward kinematic models (Endignoux and Mugnier, 1990); and c) syn-tectonic basin development, from erosion and sedimentation modelling (Fleming and Jordan, 1989). A computer based approach, which incorporates these three aspects is presented and applied to the Siwalik belt of western Nepal. Comparison of its predictions with structural field data presented in a companion paper (Mugnier et al., *in press*) helps to improve the understanding of the kinematic history of thrusting and the relationships between the intra-mountain basins (duns) development and the thrust system geometry. Lesser Himalayas tectonics is also discussed in the light of the implications of the wedge model.

## 2- Mechanics of the growing of a thrust wedge

### 2.1- Coulomb-Wedge theory

The mechanics of fold and thrust belts has been described from the Coulomb-wedge theory (Fig. II.2.1a, adapted from Davis et al., 1983). A critically tapered fold and thrust belt is everywhere at the verge of Coulomb failure. The basal décollement ( $\beta$ ), dips gently toward the hinterland and supports an equal-strength shear stress. The orientation of the principal stress direction ( $\sigma_1$ ) respectively to the basal décollement ( $\psi_b$ ) and to the mean topography ( $\psi_0$ ) and the topographic slope ( $\alpha$ ) is deduced in a critically tapered wedge from an analytical resolution proposed by Dahlen and Suppe (1984).

### 2.2- Equilibrium of any thrust wedge

Any portion of a thrust wedge, defined by geometrical and mechanical parameters, can be compared to the critically tapered wedge solution. To determine the ratio of shear and normal stresses along the basal plane, the critically tapered wedge equation is transformed into a "frictional function" (Chalarton et al., 1995):

$$\mu b_c(\alpha, \beta, H, \lambda, S_0, \phi) = \frac{(\alpha + \beta) \cdot (1 + (1 - \lambda) \cdot K) + Q \cdot (S_0 / \rho g r) \cdot \cot \phi - \beta}{1 - \lambda} \quad (1)$$

where  $g$  is the acceleration of gravity,  $\rho$ ,  $S_0$  and  $\phi$  are respectively density, cohesion and internal friction angle of the wedge sediments,  $\lambda$  is the ratio of fluid pressure to lithostatic stress ( $P_f / \sigma_n$ ),  $H$  is the thickness, and  $r$  and  $(\alpha + \beta)$  are the cylindrical co-ordinates for the studied portion of the wedge.  $K$  and  $Q$  are two mathematical coefficients (from equation 18a and 18b of Dahlen and Suppe, 1984).

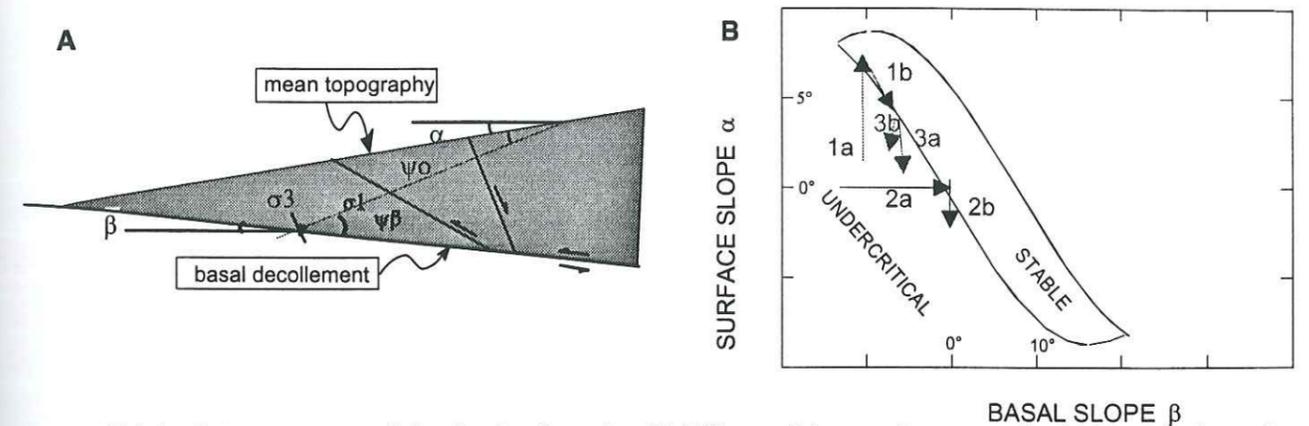


figure II.2.1: A) Parameters of the Coulomb wedge B) Effects of the conditions applied along the boundary of a Coulomb wedge. The general pattern of the stable domain is represented in  $\alpha$ - $\beta$  graph, but is not scaled as it depends upon all the mechanical parameters. The arrow reflect respectively the following evolution: -1a- thickening increases the surface slope, and transforms an undercritical wedge into a stable wedge; -1b- tilt of the whole wedge decreases the surface slope and increases the basal dip from the same value, therefore it weakly affects the stability of the wedge; -2a- basement tilt increases the basal slope whereas continental sedimentation maintains the surface slope horizontal; these two phenomena change an undercritical wedge into a stable wedge; -2b- development of a local relief above the frontal ramp momenta induces a surface slope that dip hinterlandward and locks the displacement along the basal décollement; -3a- erosion decreases the surface slope and changes a stable wedge into an undercritical wedge; -3b- iso-static rebound induced by erosion unloading repartees the decrease in taper angle between surface slope and basal dip.

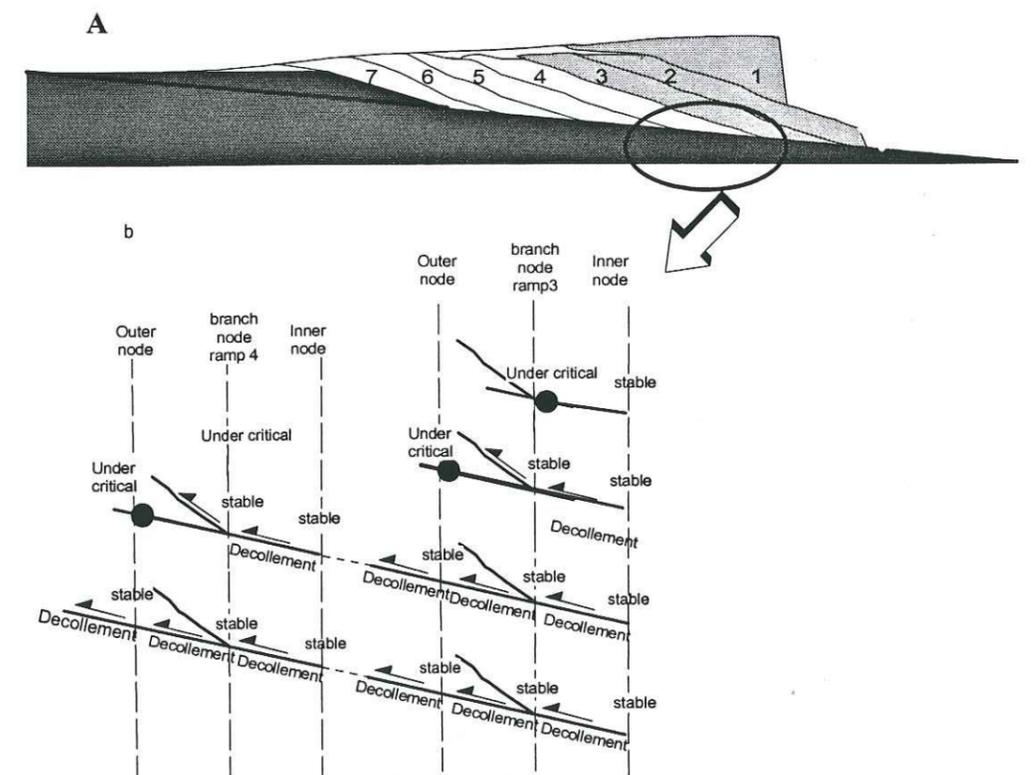


figure II.2.2: a) geometry of a thrust wedge formed by a pile of thrust sheets. B) calculation of the tip of the décollement (black dot) is located between a stable and an undercritical node (pine represents an undercritical node). Motion (represented by arrow) occurs along a ramp if branch node is stable and if the tip of the décollement does not reached the branch-node of a more external ramp.

The value of the "frictional function" is compared to the friction coefficient of the basal plane ( $\mu b$ ) to determine where slippage is likely to occur. This method is close to another former method (Liu and Ranalli, 1992). For a critically tapered wedge  $\mu b$  equals  $\mu b_c$  (curve of Fig. II.2.1b depicts the solutions in an  $(\alpha, \beta)$  plot). Brittle deformation occurs within the wedge if  $\mu b > \mu b_c$  and if shear stress along décollement does not exceed the basal friction. This part of the wedge is undercritical (left-lower domain in the  $(\alpha, \beta)$  plot of Fig. II.2.1b). Slippage is likely to occur along the basal surface if  $\mu b < \mu b_c$ , with no brittle deformation within the wedge; this portion of the wedge is stable (central domain on Fig. II.2.1b) and experiences a rigid displacement along the basal décollement.

### 2.3- variations of boundary conditions and evolution of the wedge

The growing of the regularly shortened Coulomb-wedge mainly controls the thrust system activations. In the first deformation stage, the wedge topographic slope is lower than its critical slope and thrusts occur to thicken its internal part. In a second step, when the wedge reaches the critical shape by structural thickening, the tangential stress field component along the décollement is high enough to propagate deformation toward the external zones (arrow -1a- on Fig. II.2.1b). Thus, the propagation of décollement along weak layers and partitioning of displacement along the thrust system also reflect the variations in the conditions imposed along the lower boundary and the upper free surface of the wedge. The tilting of the basement simultaneously increases the basal dip and decreases the topographic slope. It corresponds to an  $(\alpha, \beta)$  evolution that forms a small angle with the curve that bounds the stability domain (arrow -1b- on Fig. II.2.1b) and lead the wedge to be undercritical. Continental synorogenic sedimentation maintains the surface of foreland basin horizontal, during the foreland tilt (arrow -2a- on Fig. II.2.1b) and increases the basal décollement dip. When the synorogenic sedimented wedge reaches the stable shape, the décollement propagates below this wedge to provide ahead structures. The relief developed above the frontal structure induces locally a surface slope that dips towards the back-stop (arrow -2b- on Fig. II.2.1b) and may locally lock displacement along the basal décollement (Norris and Cooper, 1997).

Erosion decreases the surface slope (arrow -3a- on Fig. II.2.1b). Isostatic balance moderates erosional effects because its distribution (Turcotte and Schubert, 1982) decreases the taper angle between surface slope and basal dip, but does not modify the tendency to limit the forward propagation (Arrow -3b- on Fig. II.2.1b). Due to all these antagonist effects, the wedge oscillates around its critical equilibrium state, and succession of both frontal displacement and out-off-sequence thrusting occur (Chalarton and al., 1995; DeCelles and Mitra, 1995).

To summarise, the evolution of a critical taper is strongly dependent from the variation of the applied conditions along its boundaries, involving: 1) shortening along the trailing edge, 2) surficial phenomena over its upper surface and 3) isostatic movements of its basement.

### 2.3- Components of a numerical model

Numerical development has been performed for a better understanding of the deformation of a wedge submitted to variation of the conditions applied along its boundaries. This model is based on: 1) the incorporation of discontinuities within the critical wedge model; 2) a kinematic forward model of serial cross-sections, describing the displacement of thrusts sheets above flat and ramp geometry; 3) a tilting of the basement beneath the basal décollement; 4) a linear diffusion model to simulate surficial transport (erosion, sedimentation).

#### ***Discontinuities in the critical wedge model.***

When every points of a given wedge is at on the verge of failure (Dahlen and Suppe, 1984), its prismatic shape is predicted, still in nature and in sand-box models (Mulugetta, 1988), global prismatic shapes are reached by displacement along thrusts. In order to approach this discontinuous brittle behaviour, the present study simulates the deformation of the wedge by confining displacement along several discrete faults (Fig. II.2.2a). If the parameters value are chosen to match specific conditions, such as those studied by Huyghe and Mugnier (1992) or Chalarton et al. (1995), the stress field calculated in a homogeneous material can nonetheless be applied to a material with localised anisotropic zones (Chalarton et al., 1995).

#### ***Kinematic model.***

Evolution of a thrust system has already been described by forward kinematic methods (Endignoux and Mugnier, 1990). Faults are defined as a succession of ramps that branch off a basal décollement. In this paper, a simple vertical shear model was used (Jones and Linnser, 1986), combined with an incremental displacement applied at the rear part of the thrust system. A regular lattice is used to describe the geometric lateral evolution of thrusts and is combined with mechanical and erosion models (Chalarton et al., 1996). The incremental amount of displacement equals the size of the elementary cells. Each node of the lattice provides a solution to the frictional function along the basal surface to locate the tip of the basal décollement (Fig. II.2.2b), displacement then occurs along the outermost ramp.

#### ***Tilting of the basement beneath the thrust wedge***

An elastic flexural model describes the geometry of the continental lithosphere as a bend with a wavelength of several hundred kilometers (Karner and Watts, 1983, Lyon-Caen and Molnar, 1983; Lillie et al., 1987). Given the size of the studied wedge (60 km), the induced dynamic of the lithospheric flexure can be assumed as a rigid tilting of the basement. The influence of the topographic load of the outer wedge is small in comparison to the whole mountain belt (Turcotte and Schubert, 1982) and to the bending torque and the vertical shear forces at the trailing edge of the plate (Lyon-Caen and Molnar, 1983). Thus, isostatic motion beneath the outer wedge mainly depends on tectonic events located in the innermost part of

the belt. As these internal events do not come within the scope of this study, the basement is assumed to be rigid and the tilting rate is assumed to be constant.

#### *Erosion/sedimentation model*

Numerous 2D and 3D models have already been proposed (Moretti and Turcotte, 1985; Fleming and Jordan, 1989; Beaumont et al., 1992; Sinclair et al., 1991) to consider erosion and sedimentation processes. Todten (1976) proposed that erosion is mainly controlled by local slope. Flemings and Carlson (1996) modelled the erosion, transport and deposition of a bimodal sediment mixture by assigning a different diffusivity to each sediment size. Given the assumption that stream width widens to accommodate increasing shear stress, Flemings and Grotzinger (1996) found that the effective diffusivities do not change significantly even as the bed changes from coarse to fine in the downstream direction. This result suggests that historical efforts to approximate erosion processes as a single diffusive process were a reasonable assumption.

In the proposed model, sediment horizontal flux (S) is assumed to be proportional to the topographic gradient  $\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)$ :

$$S = -K_s \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right) \quad (2)$$

$K_s$  being the transport coefficient (in  $m^2/yr$ ):

Considering no change of volume :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial J}{\partial x}$$

$$\text{We obtain : } \frac{\partial z}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \quad (3)$$

As the one-dimensional (profile) model is expanded to two-dimensions and implemented to the successive DEM (Digital Elevation Model) induced by the shortened wedge, a numerical resolution of the diffusion law is applied to describe surficial processes.

Beaumont et al. (1992) have presented a study of superficial transports based on several algorithms. The diffusion algorithm that we used (Chalaron et al., 1995) only represents the cumulative effects of processes that remove materials from hill and mountain sides and transport them to the valleys along which they need to be relayed by long-range fluvial transport (Beaumont et al., 1992). Nonetheless, hillslope erosion is the less effective phenomenon in the succession of processes involved in erosion and controls the solid discharge in the rivers (Souriau, 1995). Our study focuses on ramp anticlines and piggy-back basins, and the iterative use of the diffusion model gives a first general view for the syntectonic surficial transport in these restricted areas.

### **3- The Siwaliks Thrust Belt of the Outer Himalayas**

#### 3.1- Geological setting

The southern border of the Outer Himalayas is made up of the Siwaliks belt as the deformed part of the foreland basin situated above the downwarp Indian plate (Lyon-Caen & Molnar, 1983). The Main Boundary Thrust (MBT) is a major thrust fault system along the entire Himalayan range and separates syn-orogenic sediments of the Siwalik group from Lesser Himalayan formations. Considering the whole thrust belt scale (Fig. II.2.3), outer belt faults branch along a major décollement (Raiverman et al., 1983; Gahalaut and Chander, 1992; Biswas, 1994). Diachronous location of this décollement occurs from far-western Nepal to Mid-Western Nepal : at the footwall of 13 Ma old sediments (De Celles et al., in press; log I on Fig. II.2.4) and beneath 14.6 Ma old sediments (Apple et al., 1991 ; log. VII on Fig. II.2.4), respectively.

Informal Upper, Middle and Lower Siwaliks members form the Siwaliks group (Auden, 1935). Satellite images and field data have documented unconformities within the Upper Siwalik member of Western Nepal (Mugnier et al., soumis). Several north dipping thrusts delineate tectonic boundaries in the Siwaliks area. A succession of laterally relayed thrusts called Main Dun Thrusts (MDT) by Héral and Mascle (1980), Delcaillau et al. (1987) and Mugnier et al. (1992) die out in lateral propagating folds or branch and relay on lateral transfert zones. All of these structures give a general festooned pattern for the Main Frontal Thrust (MFT) (Fig. II.2.4). One of the major transfer zone is the West Dang Transfer Zone (WDTZ) that is formed by strike-slip faults, sigmoid folds and reverse faults. The Outer belt varies in width from 25 km west of WDTZ to 40 km east of WDTZ. The northward extent of the WDTZ forms: 1) the boundary between the high micro-seismicity zone of western Nepal and the gap of seismic activity of mid-western Nepal (Department of Mines and Geology, 1997); 2) the eastward boundary of the relatively low (i.e. less than 4000 m high) Karnali drainage area in Lesser and Higher Himalayas; 3) the eastward boundary of High Himalayas Nappes (Upreti and Le Fort, in press).

Large wedge-top basins (Duns) developed in mid-western Nepal (Fig. II.2.4). The Dun of Dang is one of the biggest and forms a nearly 1000  $km^2$  plain that collects a local drainage basin of less than 3000  $km^2$ . The Deukhury Valley forms a nearly 600  $km^2$  plain that collects a drainage basin of 6100  $km^2$ . The thermal evolution deduced from the maturity of organic matter (Mugnier et al., 1995) indicates a thermal gradient near 20°/km in the Outer belt, and supports a brittle deformation regime (Kirby, 1985) above a depth of 10 to 15 km in most of the Outer and Lesser Himalayan wedge.

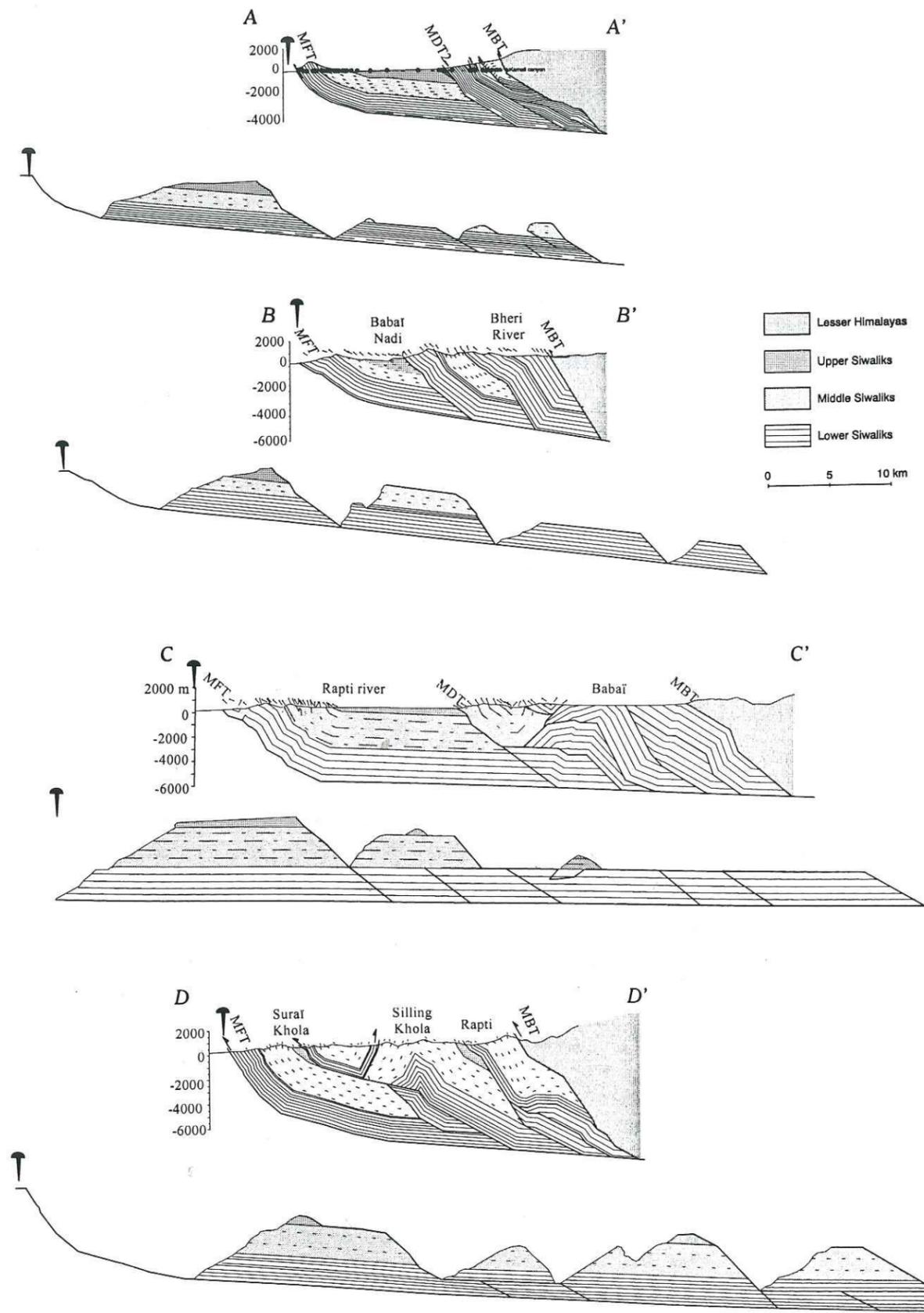


Figure II.2.3: Balanced and restored cross sections through the outer belt of western Nepal. Location of the three sections on figure II.2.4. Small black dots and lines close to the surface refer to dip measurements. Horizontal and vertical scales are the same.

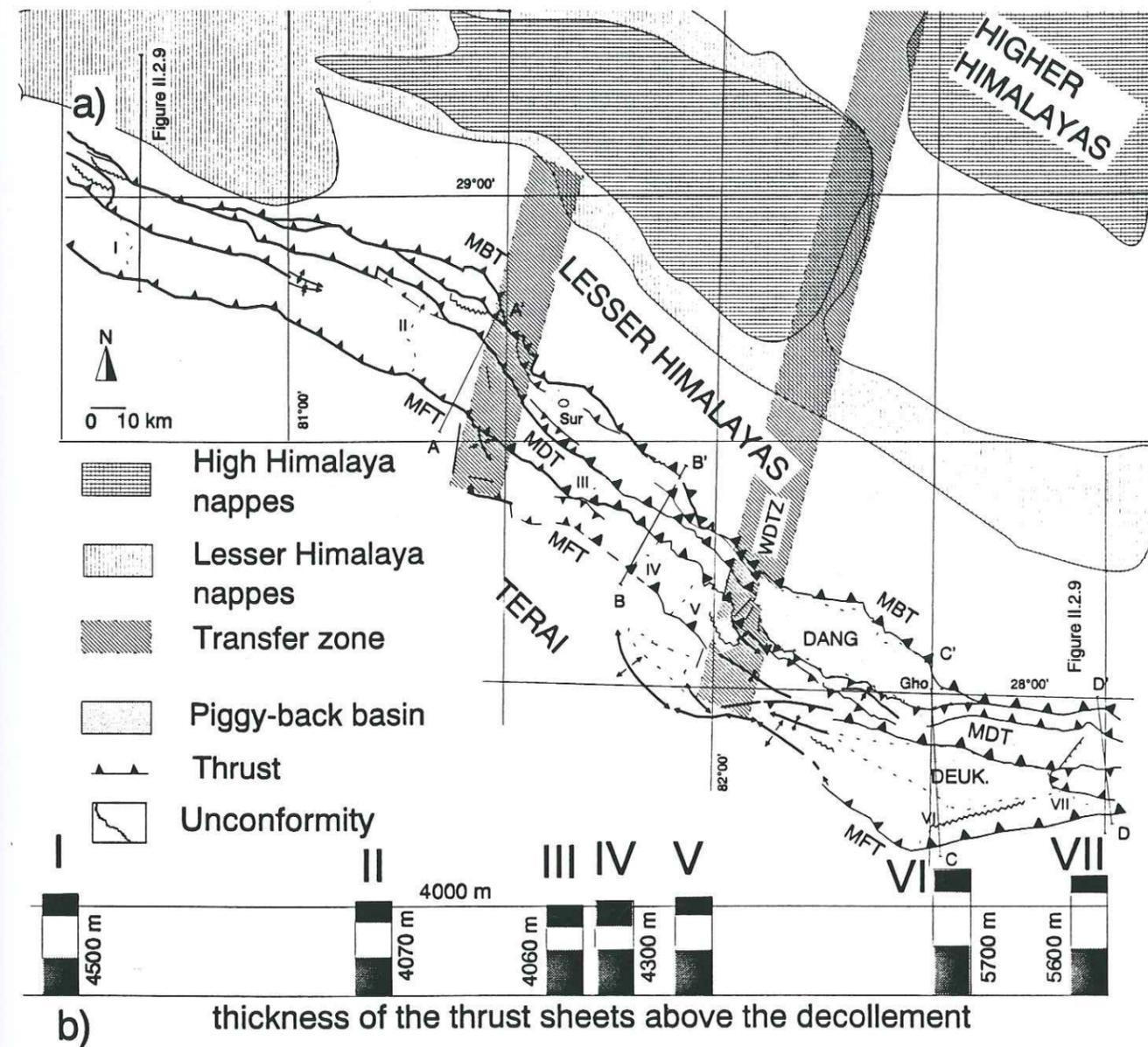


Figure II.2.4: a) Simplified structural map of the Siwalik area of western Nepal. The duns are shown in grey. AA', BB', CC' and DD' refer to the cross sections of fig. II.2.3. The roman numbers and the dotted lines refer to the stratigraphic sections of fig. II.2.4b. Undulated lines are unconformities. Sur: Surkhet; Gho: Ghorahi. b) Simplified log of the Siwalik series involved in the Outer Himalayan belt showing the respective thickness of lower (mainly shale), Middle in white (mainly sandstones) and Upper Siwalik (mainly conglomerate) (location on fig II.2.4a).

### 3.2- The Outer Himalayas thrust wedge

#### The taper geometry

Studies of large earthquakes mechanism in Himalayas suggest that the basal décollement gently dips northward (i.e.  $4^\circ \pm 2^\circ$ ) (Fig. 5a adapted from Cotton et al., 1996). Aftershocks are distributed over the thrust wedge and suggest a similar pattern of distributed brittle deformation. Topography studies of the Himalayas show a mean slope about  $1.3^\circ$  in the Outer and Lesser Himalayas and about  $3.7^\circ$  in the High Himalayas (Fig. II.2.5b, modified from Bilham et al., 1997). These recent works are consistent with Davis et al. (1983) assumptions to consider the whole Outer and Lesser Himalayas as a simple critical wedge. The knee in the mean Himalayan profile at nearly 2000 m high (Fig. II.2.5b) could be related to a deep crustal ramp (Pandey et al., 1995) or may reflect the leading edge of ductile deformation above a still brittle detachment, as suggested by (Williams et al., 1994) beneath a topographic knee of the Andean belt.

#### The orientation of the stress field

Steep attitude faults produced by back-tilting of pre-existing thrusts above younger thrusts show a normal motion component along the Surkhet-Ghorahi segment of the MBT (see Fig. II.2.3 for location) and this peculiar pattern is used to calibrate the mechanical characteristics of the Coulomb wedge (Fig. II.2.1a, adapted from Mugnier et al., 1994). A normal component of displacement along the mentioned steep faults occurs when the dip of the principal stress direction exceeds the dip of the normal to these faults. The décollement level, located in Lower Siwalik clay, exhibits a weak lithologic contrast respectively to the thrust wedge, and deviates more than  $20^\circ$  the major principal stress orientation within the Outer Himalayan thrust wedge from the horizontal (Davis and Lillie, 1994).

#### Mechanical parameters for the Outer Himalayas

Density of Tertiary syntectonic sediments values typically range from  $2100 \text{ kg/m}^3$  to  $2500 \text{ kg/m}^3$  (Lyon-Caen and Molnar, 1983; Lillie et al., 1987) and we used this latter value. Sedimentary rocks cohesion of the wedge ranges from 5 to 20 MPa for sedimentary rocks (Dahlen and Suppe, 1984). Herein the lowest value 5 Mpa is used. Other parameters values ( $\mu, \mu_b, \lambda$ ) are considered as a function of both topographic slope and basal décollement dip, adapted from the analytical solutions of Dahlen and Suppe (1984). The problem where  $(\mu, \mu_b, \lambda) = F(\alpha, \beta)$  is obviously under constrained, and the sets of solutions depict a surface in a  $(\mu, \mu_b, \lambda)$  reference. The sets of values of  $\lambda, \mu$  and  $\mu_b$  which satisfy the critical wedge of the Outer Himalayas (topographic slope of  $1.3^\circ$  and décollement dip of  $4^\circ$ ) are located on the grid shown on Fig. II.2.6.

Herein, very poor contrast of strength between basal décollement and rocks in the wedge body and high pore fluid pressure ratio (close to 0.8-0.9) (Mugnier et al., 1994) induce a

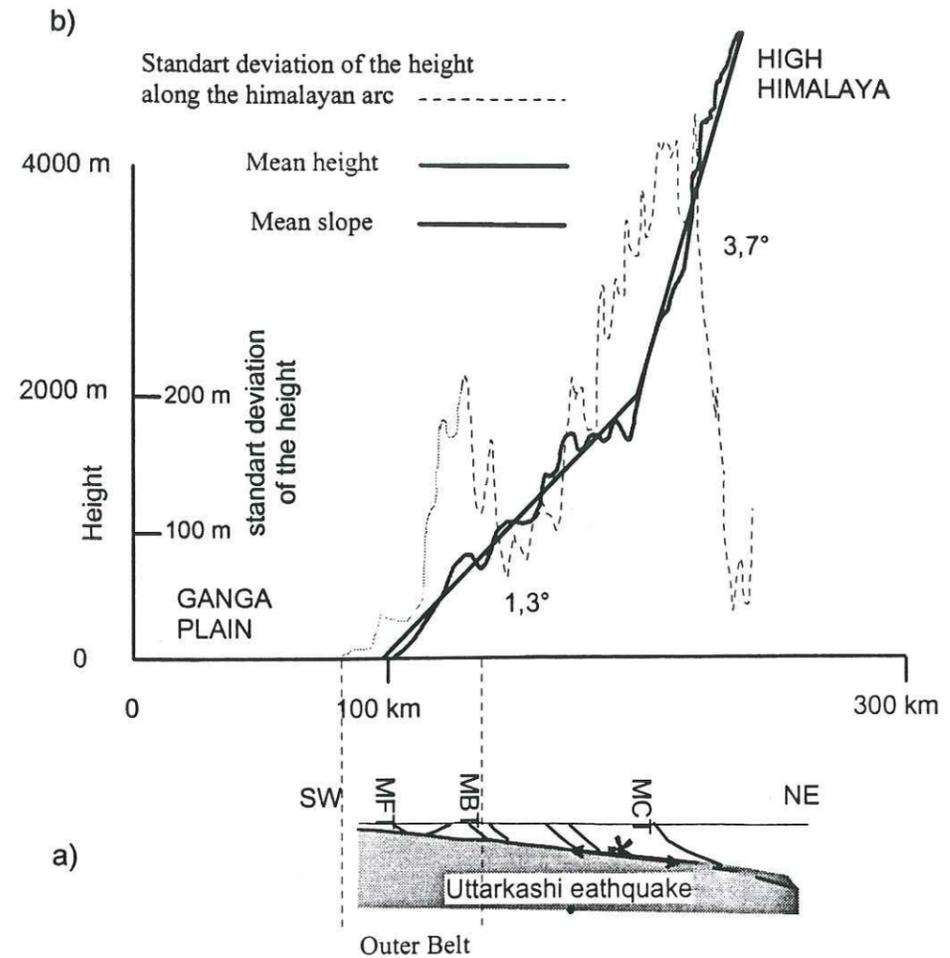


Figure II.2.5: a- Basal décollement geometry (adapted from Cotton et al., 1997); b- Mean topographic profile at  $86^\circ \pm 1^\circ$ . the standard deviation of the height along the himalayan arc reflects the mean relief (adapted from Bilham et al., 1997); same horizontal scale for a) and b), and vertical scale magnified by 50 for mean height on b).

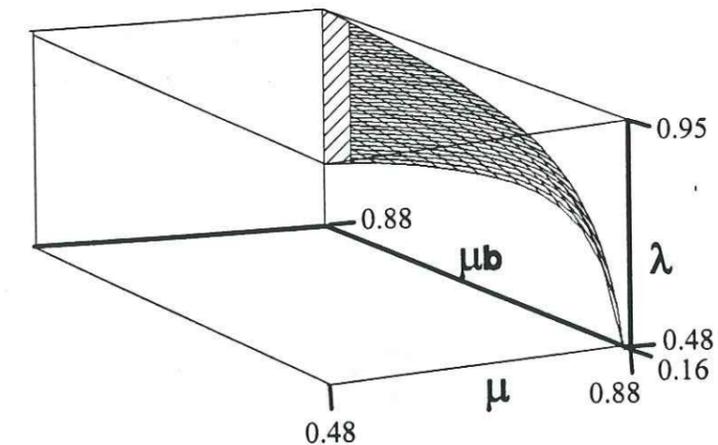


Figure II.2.6 Mechanical parameters estimation:  $(\lambda, \mu, \mu_b)$  solution for a critical wedge defined by  $1.3^\circ$  topographic slope and a  $4^\circ$  basal décollement dip ( $\rho = 2500 \text{ kg/m}^3, C_0 = 5 \text{ MPa}$ ).  $\lambda, \mu, \mu_b$  are respectively the ratio of fluid pressure to lithostratigraphic stress, the coefficient of friction along the basal décollement and the internal coefficient of friction. The hatched domain of the grid refers to the values that induces a gray deviation from the horizontal from the principal stress direction.

strong deviation of the principal stress from the horizontal. The solutions are therefore located in the hatched domain of Fig. II.2.6.

### Shortening and erosion rates

Concomitant shortening and erosion rates (Avouac and Buroff, 1996) influence the topography of a collision belt. To shut down the fundamental problem of the location of drainage pattern and of the small scale erosion processes, we only considered the bulk elevation, that is as an interpolated surface through the divide lines for rivers reaching the plains. The bulk elevation of the frontal relief nicely mimics the structures and outlines their trends (Fig. II.2.7a).

### Influence of erosion and shortening parameters

The respective influences of these two time-dependent parameters have been studied in the case of a simple tectonic system constituted by a single ramp anticline affected by a linear downslope diffusion of the material along the surface (Fig. II.2.7b from Leturmy et al., 1995). It has been shown that the maximum elevation is an increasing function of the horizontal velocity and a decreasing function of the transport coefficient (Fig. II.2.7c). Nonetheless, the eroded volume and the height of the relief mainly depend on the ratio of the horizontal velocity versus the transport parameter. For a given thrust geometry and displacement value this ratio is estimated by the use of a graph that plots the normalised height of the anticline (real altitude versus altitude that would be reached without erosion) versus this ratio (Fig. II.2.7d). Such a procedure applied to the relief of the Mohand anticline in western India shows that the present height is only 1/3 of the height of a non-eroded anticline that involved 4000 m thick sediments, and consequently the ratio of shortening rate/transport parameter ranges from  $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$  to  $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$  (Leturmy et al., 1995). Care has to be taken that the elementary cell size used to describe the whole structure influences the value of the transport parameter (Leturmy et al., 1995). This scaling effect agrees with the self-similarity properties of topography, and implies that  $K_s$  is not an intrinsic physical characteristics, but rather includes a length scale component (Turcotte, 1992). We retained a value of  $2.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$  for the modelling of the Siwaliks thrust system of western Nepal with a 480 m cell size.

### Shortening and transport coefficient estimation

The above discussion shows that the absolute values of the time-dependent parameters are not essential for model runs. For an easier understanding, a 16 mm/yr shortening rate is used. This estimation of the Himalayan rate shortening is proposed by Molnar (1987) and is confirmed by the recent geodetic measurements of Bilham et al. (1997). A transport coefficient of  $60 \text{ m}^2/\text{yr}$  is inferred from the above shortening rate and ratio shortening rate/transport parameter. Erosion rate varies drastically along cross-sections of the Outer belt.

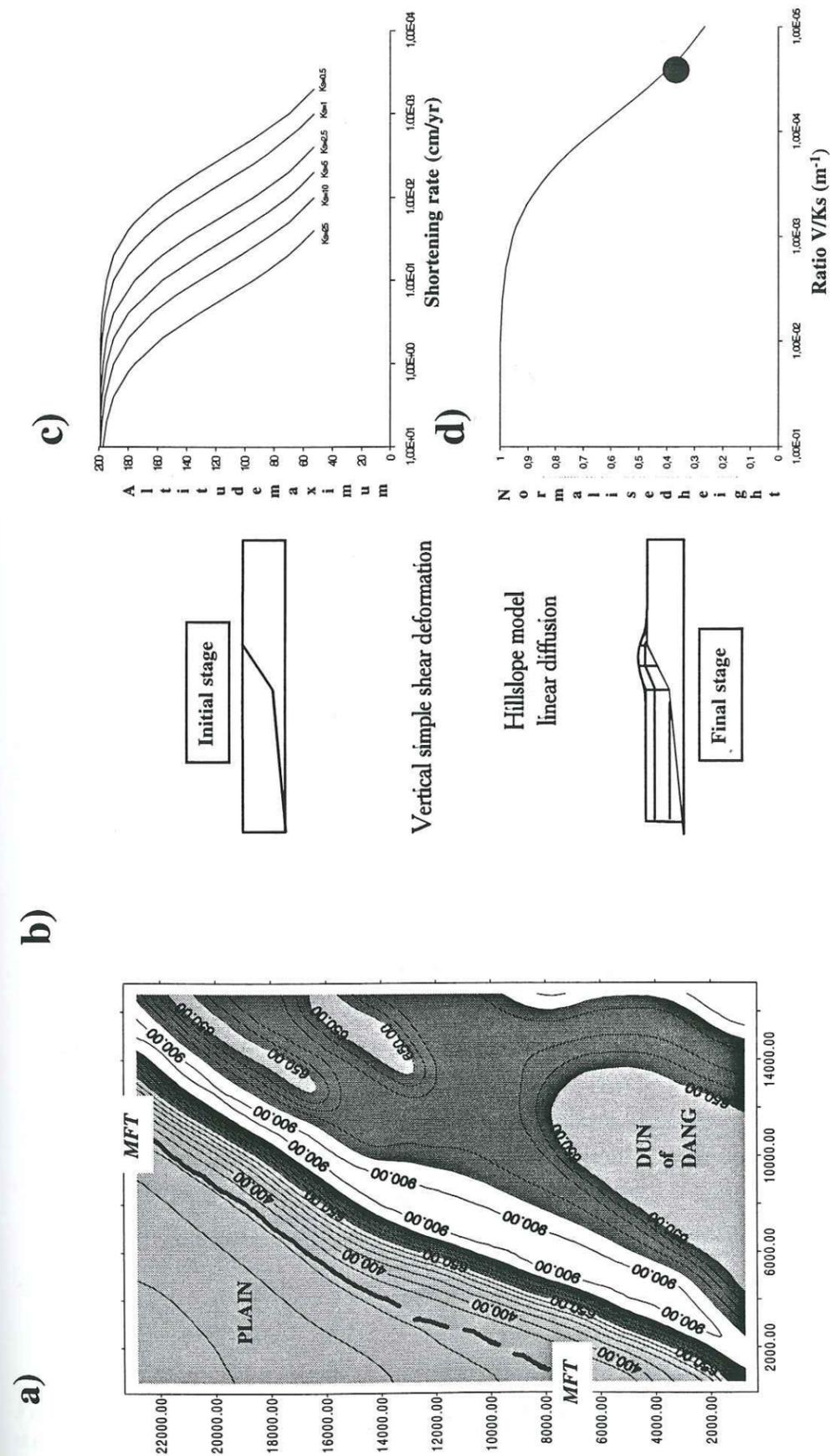


Figure II.2.7: a) map of the bulk elevation of the frontal hill west of the Dang area (top of the map is the west side). Elevation of white domain is more than 850 m, elevation of light grey domain is less than 850 m; elevation of heavy grey is less than 650 m. Black line is the MFT trace. b) forward modelling of a single ramp anticline (deformation described by a vertical simple shear affected by erosion (hillslope surficial processes modelised by a linear diffusion law); c) height of the relief as a function of a horizontal velocity and transport coefficient; d) time-dependent parameters estimation: normalised height of the ramp anticline (ratio of eroded height and non-eroded height) versus  $V/K_s$  (ratio of horizontal shortening velocity and transport coefficient). The case of the frontal Himalayan structure is shown by a black dot.

Nonetheless, as the bulk topography is not dependent of the amount of shortening, the frontal anticline is nearly stationary (Delcaillau, 1997), and the maximum erosion rate nearly equals the maximum uplift rate and ranges from 10 to 15 mm/yr at the hanging-wall of ramps (Lavé, 1997).

### 3.3- Numerical modeling of the Outer Himalayas

Numerical runs have been performed to study the evolution and dynamics of the frontal part of the thrust of western Nepal. The aim of this modelling process is not to fit the whole geometry of the frontal structures, but rather to understand the effects of the dynamic feedback between tectonic, erosion and sedimentary processes; thus the initial and final geometry of the models do not exactly match the field structures. Therefore the parameter values estimated above give a reasonable scaling for the processes involved in the wedge evolution.

Following comments refer to the figure II.2.8 but are also supported by other runs and Table I summarises the effects of varying time-scaled parameters (Chaloron et al., 1995) with the upper and lower values estimates, i.e., 15' or 30' per Ma for the rate of lithosphere tilting, 10 or 20 mm/yr for the velocity displacement and 40 or 200 m<sup>2</sup>/yr for the surficial transport parameter, (i.e. 0.5 or 5 10<sup>-4</sup> m<sup>-1</sup> for the ratio shortening rate/transport parameter).

#### Initial geometry

Restoration of balanced cross-sections (companion paper and Fig. II.2.3) suggests an initial length in the plane of tectonic motion greater than 50 km for the Siwaliks belt. Therefore the initial state is defined by a regular lattice of 125 x 125 cells to represent a 60 km x 60 km surface of a future thin-skinned thrust belt. Thrust sheet displacement is parallel to the lateral boundaries of the model. The basal décollement dip varies continuously from 4° to 6° to study the effects of the basal décollement dip variations. As a result, the thickness of the thrust sheets is not constant. Faults branch off from the basal décollement. Their initial dip is 25°, a value which is in a good agreement of those predicted by the Mohr-Coulomb-Anderson isotropic criteria considering fresh fractures within a thrust wedge (Dahlen and Suppe, 1984). A regular spacing between the ramps is used and its value matches the smallest spacing observed in the field. With such a choice, all the ramps are not involved for some runs (see for example runs 3 and 6 on table II.2.I), leading to a greater spacing of the effectively involved ramps in the final geometry. The model run calculated with the parameters discussed above is presented by two sections (Fig. II.2.8a), one in the thinnest part (initial thickness 3800 m), one in the thickest part (initial thickness 5700 m).

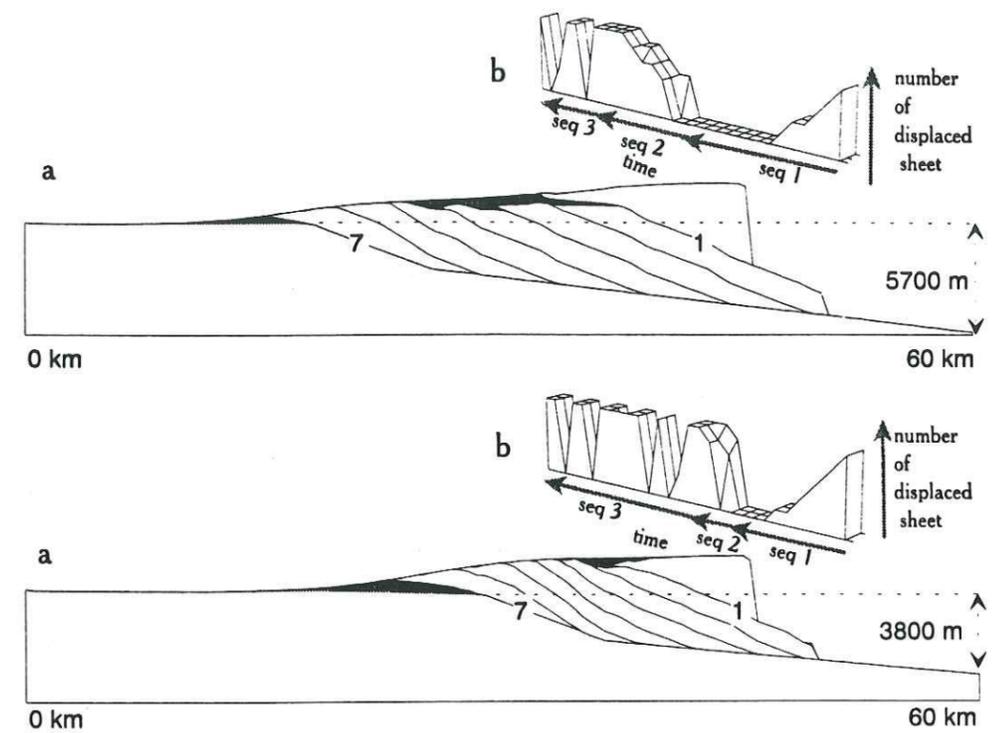


Figure II.2.8: Geometry of piggy-back basins in an accretionary wedge: comparison between steep (6°, upper cross section) and gentle (4°, lower cross section) initial basal dip. Mentioned lengths are in meters; ( $\lambda, \mu, \mu_b$ ) are determined from fig. II.2.6; ratio shortening rate/transport coefficient is  $2.5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ ; tilting velocity: 15' per Ma. The geometries refer to run 2 and 5 in table I. a) Initial (dotted lines) and final geometry. Synorogenic sediments are shown in black (vertical scale = horizontal scale). b) Propagation sequence diagram. The number of displaced sheets is on the vertical axis, the X axis is the time. Results of the calculation run is plotted for every increment. Regular variation of the number of displaced thrust sheets represents a migration of the front of the thrust system, horizontal line refers to a permanent displacement along a single ramp, and "teeth" pattern refers to out-of-sequence reactivation.

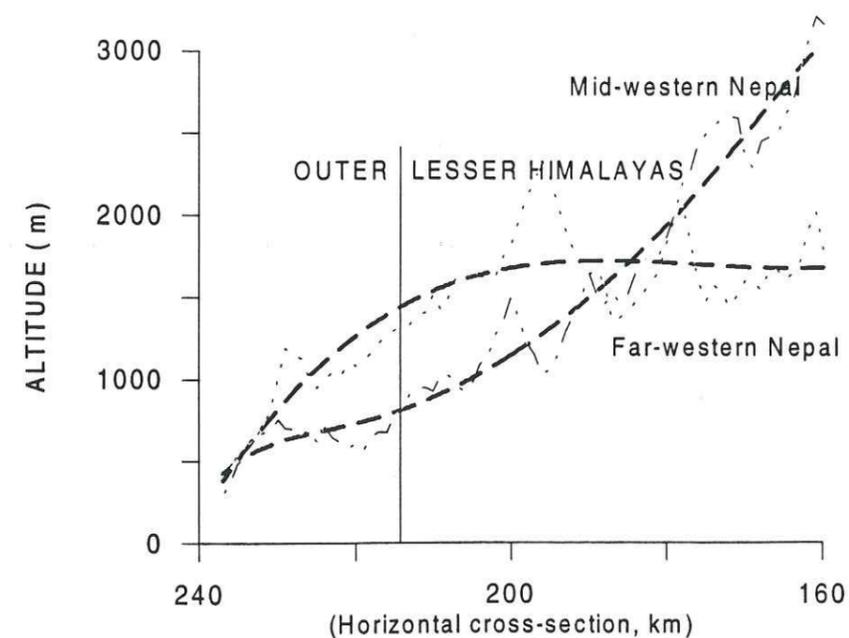


Figure II.2.9: Comparison of a topographic profile through far-western Nepal. The thin pecked lines are the mean altitudes calculated on a window 10 km large; the thick lines are the smoothed topographic profiles, using a polynomial interpolation of degree 4.

run n°	β	Thickness at the back	V/Ks(1/m)	tilt rate (1/Myr)	%							displacement			Width basin (m)
					fault n°7	fault n°6	total fault n°6	fault n°5	fault n°4	fault n°3	fault n°2	fault n°1	fault n°3	fault n°2	
1	4°	3800 m	5,00E-04	15'	40	7	3	7	3	3	10	10	10	26	5000
2	4°	3800 m	2,50E-04	15'	40	7	7	7	3	3	10	10	7	26	2500
3	4°	3800 m	5,00E-05	15'	36	3	3	3	3	3	0	0	0	54	2000
4	6°	5700 m	5,00E-04	15'	20	13	7	7	7	7	10	10	3	40	8450
5	6°	5700 m	2,50E-04	15'	23	10	7	7	7	7	10	10	3	40	9750
6	6°	5700 m	5,00E-05	15'	29	0	0	0	0	3	0	0	0	68	8750
7	6°	5700 m	2,50E-04	30'	23	10	7	7	7	7	10	10	3	40	8750

Table II.2.1. Influence of parameters values on the partitioning of total shortening along the different thrusts (see fig. II.2.8 for numbers of the thrusts). The ratio is the displacement along fault n°i/total displacement.

## Results of the modeling

### Sequence of thrusting

The displacement sequence along the ramps is shown by the propagation sequence diagram (Fig. II.2.8b) where the vertical axis is the number of displaced sheets and the horizontal axis is time. Results of the calculation run are plotted for every elementary displacement and allow to recognise the thrust sequences classically defined (McClay, 1992). At the beginning, the more external thrust is active (thrust 7 of Fig. II.2.8). This location is related to the shape of the initial sedimentary wedge which formed a nearly stable taper; activation of a frontal thrust (arrow 2b on Fig. II.2.1b), added to the tilting of the basement (arrow 1b on Fig. II.2.1b) induces a hinterland dipping of the topography and the backward sequence that follows (seq. 1 of Fig. II.2.8b). This first sequence of thrusting is followed a forward sequence (seq. 2 on Fig. II.2.8b). The "teeth" pattern of the propagation sequence diagram (seq.3 of Fig. II.2.8b) represents out-off-sequence reactivations. Out-off-sequence reactivation of the thrusts occurs to balance erosion and tilting effects (arrows -1b- and -3b- on Fig. II.2.1b) and are characteristics of a steady-state-type evolution (Chalaron et al., 1995). This steady-state evolution is found for every run, but displacement partitioning is strongly dependent on the dip of the basal décollement: 15% of the displacement along the basal décollement is linked up with out-off sequence reactivations in the case of a wedge located above a steep décollement, and 30% for a wedge deformed above a gently dipping décollement (runs 2 and 5 of table II.2.1). This is due to the steeper surface slope that enhances erosion in the case of a gently dipping décollement.

Comparisons between runs (see runs 1, 3 and 4, 6 of Table II.2.1) demonstrate that the increase in the superficial transport efficiency (expressed by a diminution of  $V/Ks$  from  $5 \cdot 10^{-4}$  to  $5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ ) promotes displacement along the innermost thrusts. The displacement along the innermost thrust (fault n°1 on table II.2.1) is twice above a  $4^\circ$  basal décollement and increases of 70% in a case of a  $6^\circ$  décollement.

The frontal and median thrust sheets are less influenced by the variations of surficial transport as sediments are alternatively trapped or cleared away above these structures during the development of wedge-top basins. Furthermore, inter-relations between an increase in surficial transport efficiency and the motion along the frontal thrust is complex, and according to the runs either accentuates or decreases displacement.

Variation of the rate of basement tilting from  $15'/\text{Ma}$  to  $30'/\text{Ma}$  does not affect the results (compare runs 5 and 7 on Table II.2.1). This weak sensitivity reflects that the  $(\alpha, \beta)$  evolution induced by the basement tilting is nearly parallel to the domain of stability of the wedge (arrow -1b- on Fig. II.2.1b).

### *Piggy-back basin development*

All the runs show the development of wedge-top basins in the hollow between the frontal culmination at the hanging-wall of the frontal ramp and the large thrust sheet at the trailing edge. The deposit of sediments occurs: a) in a first stage, in a piggy-back basin which is progressively deformed by a backward nucleation of ramps. Deformation in this basin is diachronous from the external part to the internal one; b) during the end of the first sequence, (activation of the internal sheet), the basin is passively filled and previous deformations are cealed; c) during the forward sequence of thrusting and the out-off sequence reactivations, the basin is affected by a complex deformation. Depth and extension of the piggy-back basins are nonetheless strongly influenced by parameter values.

The volume of sediment in the piggy-back basin increases when the ratio shortening rate/transport coefficient decreases. Nonetheless, when high erosion rate promotes internal reactivations (arrow 3 on Fig. II.2.1b), the rear part of the basin is underthrust beneath the innermost wedge and the global extent of its outcrops remains stable or even decreases. The horizontal extent of the piggy-back basins (table I, right column) decreases from 5000 m to 2500 m when  $V/K_s$  diminished from  $5 \cdot 10^{-4}$  to  $5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  above a  $4^\circ$  basal décollement (runs 1 and 3 of table II.2.I).

Large (from 8450 to 9750 m from table II.2.I) and regular basins are located above steeper basal décollement (Fig. II.2.8a), while small (from 2000 to 5000 m from table II.2.I), asymmetrical and strongly deformed basins are located above the gentler dipping basal décollement. The shape of the piggy-back basins therefore reflects the deep geometry of the thrust system. This last result suggests a qualitative tool to estimate along-strike variation in the basal décollement dip of the Himalayan Outer belt.

## **4- Geometry and kinematics of the Outer belt of western Nepal as an expression of the mechanics of the Himalayan thrust wedge**

### **4.1- piggy-back basins**

#### ***Lateral variation of the Outer belt substratum in Western Nepal***

Few published data concern the structure of the Outer Himalayas substratum in Nepal. A large uncertainty still affects the estimate of the dip of the basal décollement. For example, Bilham et al. (1997) gives the prudent estimate of  $0^\circ$  to  $8^\circ$  for this dip value. Reconstitution of the geometry of the foreland basin now incorporated in the Outer belt of Himalayas nonetheless provides valuable information concerning lateral variation of the deep structures. Large scale map of the subsurface structure of the Gangetic plain (Raiverman et al., 1983) suggests lateral variations of the foreland basin geometry and our field work shows that the stratigraphic thickness of the more external thrust sheets increases from nearly 4000 to 4200 m in the western part of the study area to more than 5500 m in the eastern part (Fig. II.2.4b).

This thickening is mainly induced by the increased thickness of Middle Siwaliks. A basement scarp, that abruptly modifies the thickness of the Middle Siwaliks series, is supposed to be located beneath the west boundary of the duns of Deukhury and Dang valley and could control difference in flexural subsidence pattern. It is worth to note that a variation of  $2^\circ$  of the dip of the substratum of a 60 km wide foreland basin would induce a variation of the thickness from 3800 m to 5700 m (dotted lines on Fig. II.2.8a) and is sufficient to explain the stratigraphic thickness variations.

### ***Extent of piggy-back basins of mid-western Nepal***

Model runs show that a minor (on the order of  $2^\circ$ ) steepening of the basal décollement is sufficient to explain a larger extent of the piggy-back basins, even if no change in the shortening velocity, in the deformation style, in the superficial transport conditions or in the mechanical properties occur. This modelling suggests that the Dang and Deukhury valleys of mid-western Nepal, that developed above a thick Siwalik imbrication, are located above a steeper décollement level than the Outer belt of far-western Nepal.

The WDTZ that bounds westward the duns of mid-western Nepal appears as a complex structural zone related to a substratum fault that 1) modifies the stratigraphic thickness of the Siwaliks members; b) increases the depth of the décollement level from West to East in the thin-skinned thrust belt; c) locates a lateral ramp that westward cut upsection at the base of the stratigraphic stack.

### ***Development of piggy-back basins of mid-western Nepal***

Tilting of the substratum and overfilled sedimentation in a foreland basin is a very efficient process to propagate the thrust front toward the foreland and to delineate a piggy-back basin (Fig. II.2.1 b, arrow -2a-). The great thickness of the Middle Siwaliks in mid-western Nepal could reflect such a tilt and could induce a forward propagation of the frontal thrust. It would then caused an early development of the wedge-top basins of mid-western Nepal. This early activation of the frontal thrust is evidenced by the presence of unconformities in the Upper Siwaliks deposited above the ramp anticline of MFT and above WDTZ (Fig. II.2.4a and companion paper). Model runs suggest that such an early stage of development would be followed by out-off-sequence thrusting. The complex relationships between the quaternary sediments of the Dang Valley and the underlying Siwaliks beds is partly due to the presence of back-thrusts (Fig. II.2.4) and intermediate décollements between Dang Valley and Deukhury Valley (companion paper), but could agree with such out-off sequence tectonics. Furthermore, out-off sequence tectonics is already evidenced during Holocene in Deukhury valley (Leturmy et al., 1997).

### Controls of piggy-back basins of Himalayas

The above numerical runs show that the development of piggy-back basins depends from sediment supply, geometry of the thrust system, and mechanical parameters (Chalaron et al., 1995). In the Dang and Deukhury valleys cases, sediment supply does not greatly influence their development because their rivers catchment are only local. The mechanical parameters are fairly constant in western Nepal, since there is no evidence of major differences between the deformation of the thrust zones of mid-western and those of far-western Nepal (Huyghe et al., 1997) that always show a superposition of cataclastic deformation and pressure-solution deformation in a clay matrix. The geometry of the décollement appears as the predominant control for the piggy-back basins of mid-western Nepal.

This simple geometric control is not applicable to every piggy-back basin of Outer Himalayas. For example, the wide basins of Pakistan are mainly controlled by a very weak basal décollement (Davis and Lillie, 1984) located in the Cambrian evaporitic levels (Butler et al., 1987). The basins of Dehra Dun (Kumar et Ghosh, 1994) in Western India or of Narayanghat (Chalaron et al., 1995) in Central Nepal show similarities with the Deukhury valley. Nonetheless, care has to be taken that the sediment supply of the rivers that cross these two basins are greater than those of the Rapti river that crosscuts the Deukhury Valley, and could be a factor as important as the geometric control.

### Lateral evolution of the deformation

The geology of Western Nepal is characterised by subtle distinctions between the Mid-Western and the Far-Western part. Some of them have been already presented in the above paragraphs concerning the extension of the piggy-back basins and the role of the WDTZ in the Outer belt. A comparison of two topographic profiles through far-western and mid-western Nepal (Fig. II.2.9) also outlines this distinction. The mean slope of the Outer belt varies from 2.3° in far western to 1.3° in mid-western. A basal décollement dip variation is suggested beneath the Outer Himalayan belt in the above paragraphs and could also be considered for the basal detachment beneath the Lesser Himalayas. Therefore, in mid-western Nepal, the lesser Himalayan wedge would be thicker, and considering a constant thermal gradient, the brittle-ductile transition would be shifted toward the South. The northward prolongation of the WDTZ forms in the Lesser Himalayas: 1) the boundary between the high micro-seismicity zone of western Nepal and the gap of seismic activity of mid-western Nepal (Department of Mines and Geology, 1997); 2) a north-northeast corridor that affects the extend of the outcrops of the Mahabarat nappes and High Himalayas crystalline klippen (Upreti and Le Fort, in press); 3) the eastward boundary of the relatively low Karnali drainage area in Lesser and Higher Himalayas. Therefore this last feature could partly reflect the deep geometry of the Himalayan thrust wedge.

### Reactivation of thrusts within the wedge

Out-off sequence thrusting has already been inferred in the Outer Himalayas (Delcaillau et al., 1987; Burbank and Beck, 1989) and in the Lesser Himalayas (Schelling and Arita, 1991; Arita and Paudel, 1997). One of the major thrusts (MDT) of the Outer belt of western Nepal show several splays at the hanging-wall of the MDT, and two key features have been observed (Mugnier et al., in press): (a) thrusts are bevelled by erosion unconformities and overlapped by sediments; (b) these sediments are overthrust by inner faults (Fig. II.2.10), and evidence a break-back sequence of thrusting where periods of quiescence separated several 40 m displacement pulses that correspond in depth to reactivation of the MDT.

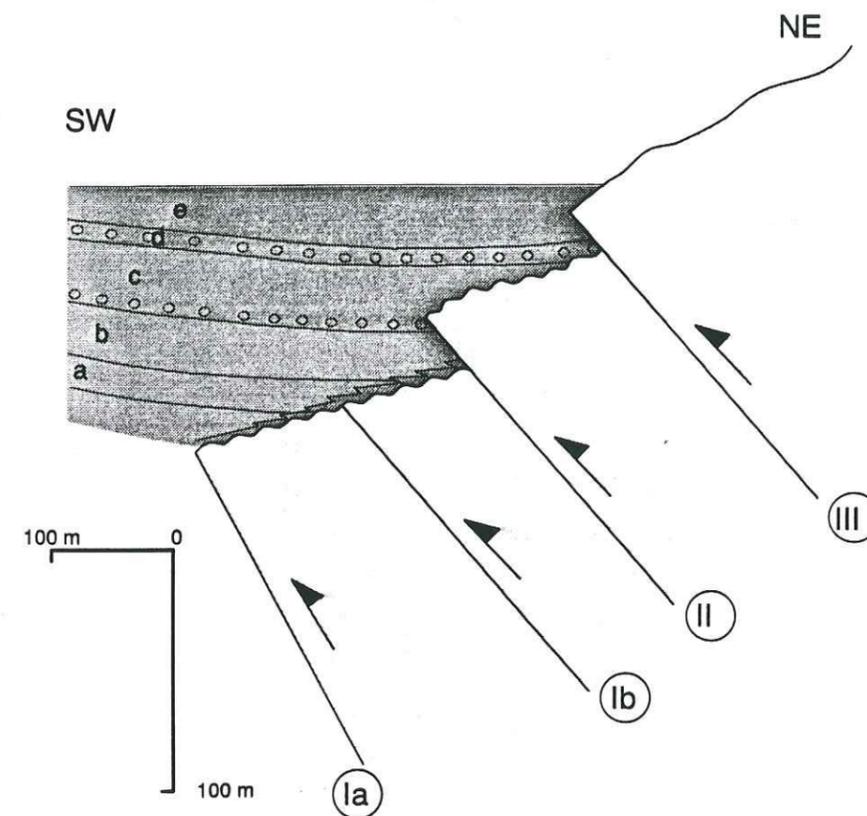


figure II.2.10: Simplified cross-section showing the relationships between the sequence boundaries and the thrusts forming the Main Dun Thrust (MDT) Splay. Vertical exaggeration X2.

I, II, III are branches of the thrust splay which correspond to the MDT in the Karnali area. II and III dip 30-34° to the NE. a, b, c, d, e refer to the stratigraphic sequences that overlap above the thrust sheets. The analysis of the section leads to the following succession for tectonic and sedimentary events. (1) large displacement along thrust Ia. (2) a major relief culmination developed at the hanging wall of thrust Ia. (3) erosion reached the Lower Siwalik. (4) sedimentary sequence (a) and (b), cover over the thrusts Ia and Ib. (5) Thrust II propagated through the previously tilted Lower Siwalik strata and through the upper part of sequence (b). (6) more than 40 m displacement occurred along this thrust and erosion affected its hanging-wall. (7) top of sequence (c) covered over thrust II. (8) Thrust III propagated and more than 40 m displacement occurred along this thrust. (9) regional recent terrace overlapped above the hanging wall of thrust III. The huge lower Siwalik boulders at the bottom of sequence (c) and (d) are related to erosion of hanging-wall culminations developed respectively during motion along thrust II and III.

These field data evidence an episodicity of the out-off sequence reactivation, and model runs evidence that periodic out-off-sequence reactivations consume 15 to 30 % of the total shortening. The good agreement between both scarce field data and the numerical results suggests that episodic out-off sequence reactivations could be the main feature of the Himalayan wedge deformation, although geological evidences are generally erased by erosion.

To sum up, the Western Nepal thrust belt is sensitive, as any thrust belt, to the variations of the conditions applied along its external boundaries including surficial transport (erosion-sedimentation) along its topography and isostatic motions of its basement. Erosion partly controls the long term partitioning of shortening in the wedge, and long-lasting average rate of displacement is depressed along the décollement from the inner zones of the wedge to the frontal thrust. For duration shorter than quiescence lapses of motion along the piggy-back thrusts (and greater than the seismic-aseismic cycle), the rate of displacement along the frontal thrust is nonetheless equal to the displacement of the inner zones of the wedge.

### 5- Conclusion

We have presented a model where the evolution of the fold and thrust belt of Outer Himalayas is considered as a brittle Coulomb wedge with very poor contrast between strength between basal décollement and rocks in the wedge body. Its internal deformation is mainly located along major fault zones whereas its external bulk geometry is close to a static critical geometry. The proposed model gives a dynamic clue for field data presented in the companion paper: (a) the development of piggy-back basins, that are located above thick thrust sheets of mid-western Nepal, is related to a steeper basement favouring the deposition of a thick Siwalik pile in the foreland basin, the geometry of which is a wedge close to the critical taper; (b) the early individualisation of the piggy-back basin (shown by unconformities above the frontal ramp anticline of the MFT and the major lateral transfert zone of WDTZ) follows an episod of rapid subsidence at the end of Middle Siwaliks and is followed by out-off sequence reactivation that deforms the piggy-back basin, an evolution in agreement with the results of our model; (c) episodic out-off sequence reactivations are characteristic of the Lesser and Outer Himalayas tectonics and maintain the critical taper of the thrust wedge affected by lithospheric tilting and erosion.

## CHAPITRE 3

### RELIEFS A L'AVANT DU CHEVAUCHEMENT FRONTAL: L'EXEMPLE DES STRUCTURES FRONTALES DU CHITWAN PARC

#### Résumé

Dans les Siwalik du Népal, il existe en avant de la structure frontale (MST) des collines dissymétriques, peu élevées, et qui disparaissent latéralement. Ces collines sont l'équivalent latéral d'une zone où les données géodésiques montrent des mouvements verticaux importants en avant du MST. La localisation de ces collines au sein d'un parc naturel, ne permettant pas d'obtenir des données de terrain, j'ai mené une étude morphologique allié à des modélisations numériques, pour déterminer le mode de développement et décrire les paramètres géométriques et cinématiques permettant la formation de ces reliefs. Cette méthode permet de prédire qu'une structure jeune en pli par propagation de faille se propageant à la fois frontalement et latéralement forme un relief équivalent à celui de Parsa. Les paramètres morphologiques (pentes des versants, position des cours d'eau, direction de plus grande pente, altitude du relief, orientation des crêtes) permettent de préciser la géométrie de la rampe (inclinée de 45°), du plan de décollement (incliné d'une quinzaine de degré), l'épaisseur de sédiment (inférieur à 1000 m). Il permettent également de proposer des paramètres cinématiques, et de dire que la structure se propagerait latéralement avec une vitesse dix fois supérieure à la vitesse de raccourcissement horizontal, et que 225 m de raccourcissement sont suffisants pour former un tel relief.

#### 1- Présentation du cadre géologique.

Dans la partie centrale des Siwalik du Népal (fig. II.3.1, encart D sur la figure II.1.10), au sud de Kathmandu et au Sud-Ouest de deux vastes bassins actuels, la structure frontale de Someshwar Range disparaît latéralement par le biais de petites collines dont les dimensions s'amenuisent d'Ouest en Est (fig. II.3.2, Image SPOT K-J 223-295). Quelques kilomètres à l'Est de l'ennoiement du crêt de Shomeshwar, existe une structure formant un relief peu élevé, avec une altitude maximum de 400 mètres, et une élévation moyenne de 125 m au dessus de la plaine. Cette colline (colline de Parsa), étroite (900-1000 m de large) et longue d'une dizaine de kilomètres, disparaît latéralement tant à l'Est et qu'à l'Ouest. D'orientation générale N100, elle se situe à environ 5 km en avant des derniers reliefs attribués aux Siwalik. Ces deux structures (collines de Someshwar et de Parsa) forment la limite sud d'une dépression asymétrique. Au Nord des collines de Parsa le bassin est drainé par une rivière principale coulant d'Est en Ouest au pied du relief. Au Nord des collines de Someshwar les drains

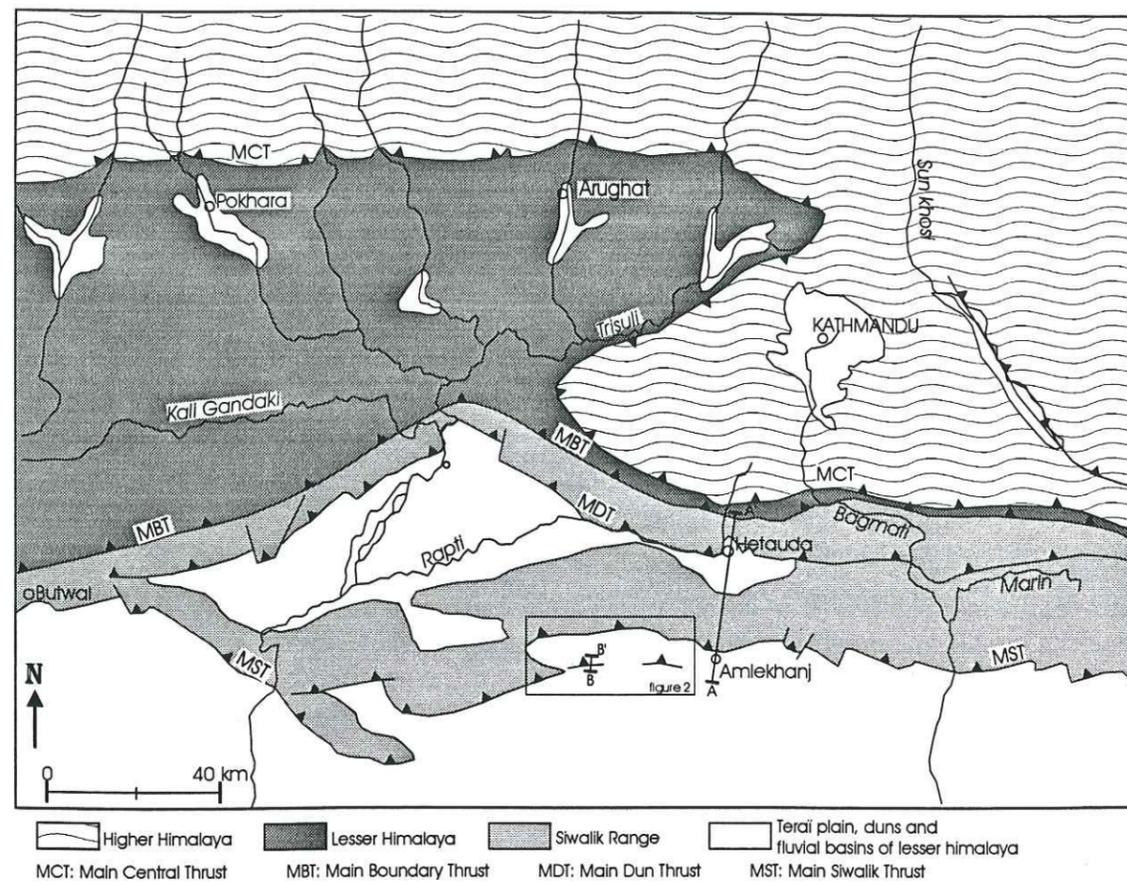


Figure II.3.1: Schéma géomorphostructural du Népal Central (d'après Delcaillau, 1992), et localisation de l'extrait d'image satellite de la figure II.3.2 correspondant à la zone d'étude. AA' est la position de la coupe équilibrée de la figure II.3.4. AA' représente également une partie de la coupe de Jackson et Bilham (1994).

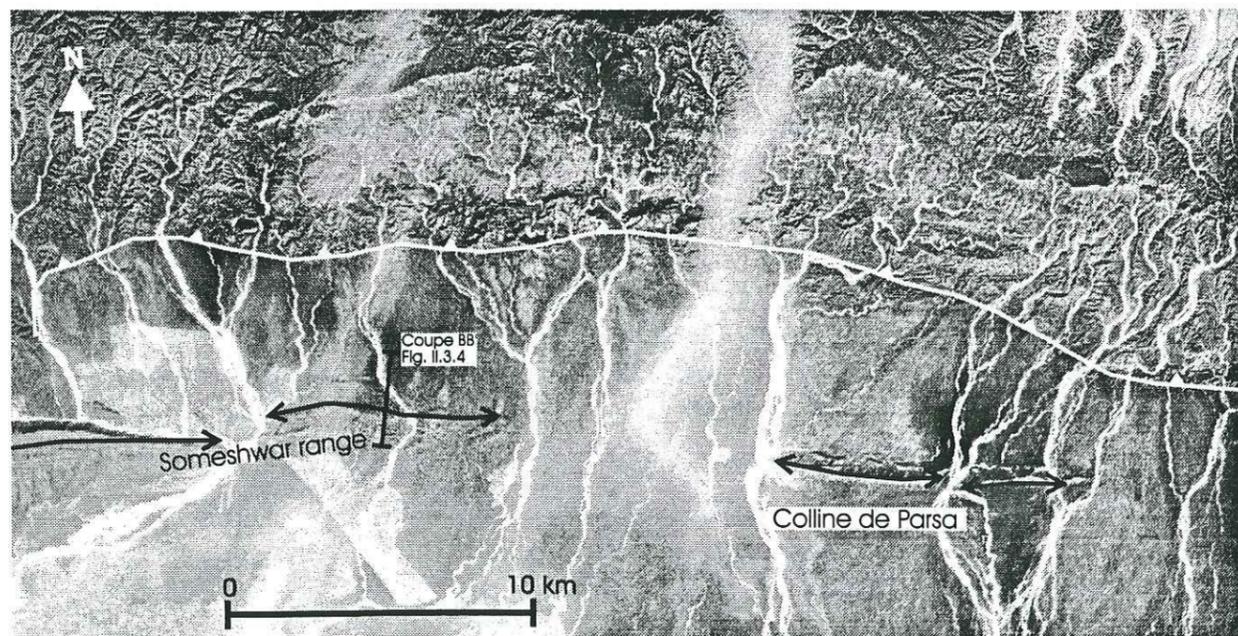


Figure II.3.2: Image satellite SPOT des reliefs frontaux du Chitwan Parc localisée sur la figure II.3.1. Les flèches noires soulignent des reliefs de faible amplitudes; la ligne blanche correspond au chevauchement frontal (MST).

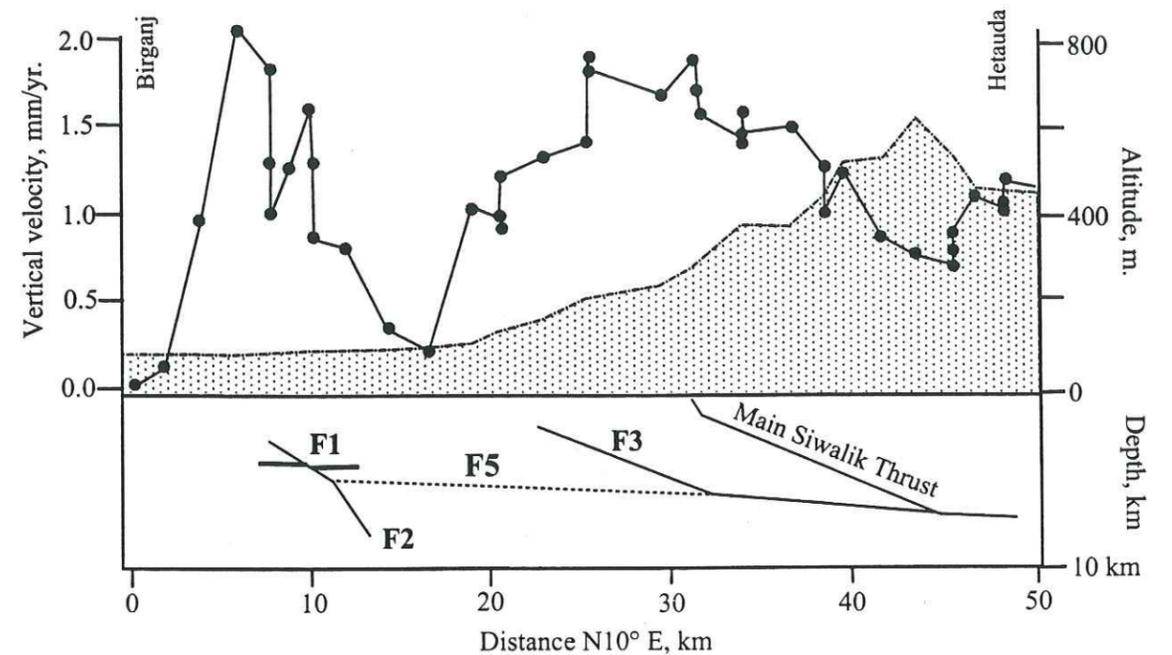


Figure II.3.3: Relation entre les vitesses verticales et les structures déduites des lignes sismiques (D'après Jackson et Bilham, 1994). F1, F2, F3 et F5 correspondent à la terminologie utilisée par les auteurs et sont les structures expliquant les vitesses verticales dans ce travail.

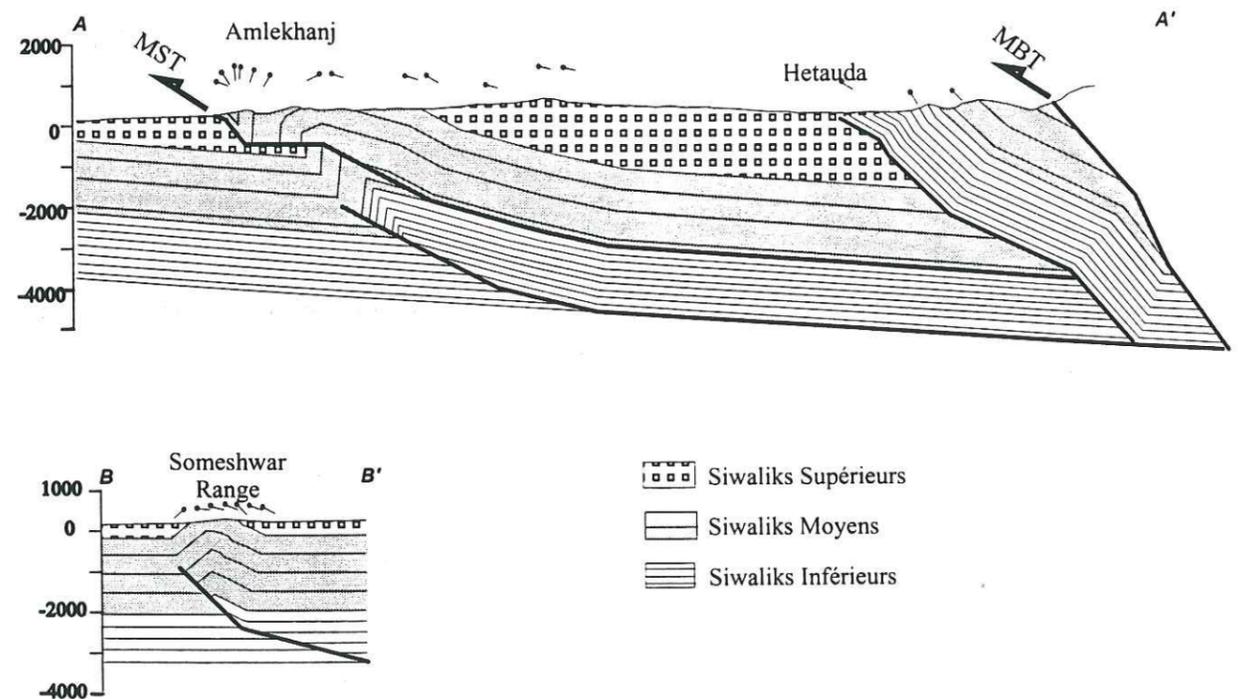


Figure II.3.4: Coupes équilibrées correspondant aux sections représentées sur les figures II.1.1 et II.1.2

principaux du bassins sont également localisés au pied du relief, mais leur écoulement est soit Est-Ouest soit Ouest-Est. Le réseau hydrographique drainant cette partie de la chaîne est caractérisé par deux types de drains: a- les cours d'eau montrant une antécédence par rapport à la structure; b- les cours d'eau qui ont été localement détournés par la mise en place des reliefs de Parsa. Ces deux collines sont séparées par une zone de plaine de 5 km de long où les rivières ont un écoulement proche de N-S. Le crêt situé au dessus du chevauchement frontal (MST), et délimitant la partie nord de la zone d'étude, n'est pas rectiligne. Dans cette région un profil de nivellement (fig. II.3.3) AA' sur la figure II.3.1, a été effectué (Jackson et Bilham, 1994), il montre de forts taux de soulèvement en avant du chevauchement frontal. Ces données suggèrent un segment de faille aveugle (F3), correspondant (du point de vue de la localisation par rapport au MST) à la structure de Parsa.

Une coupe équilibrée a été réalisée le long de la route Birganj-Kathmandou (fig. II.3.4) à partir des pendages levés sur le terrain. La structure frontale complexe révèle l'existence d'au moins un niveau de décollement à la base des Siwalik moyens. C'est à la faveur de ce décollement intermédiaire que la structure sous-jacente est décapitée. Cette structure est un pli par propagation de faille, qui a été construit en considérant un mode de déformation conforme à celui qui est souvent observé sur la structure frontale des Siwalik. Il apparaît avec cette coupe que la série impliquée dans les chevauchements des Siwalik est épaisse d'environ 5000 m, cette valeur est inférieure à l'épaisseur de la série stratigraphique établie dans la région (Sah et al., 1994), mais s'accorde avec celle des coupes réalisées plus à l'Est par Lavé (1997) et à l'interprétation de profils sismiques par Jackson et Bilham (1994). Une seconde coupe a pu être réalisée au travers des collines de Someshwar. Elle montre une structure dissymétrique interprétée comme résultant d'un pli par propagation de faille, avec une rampe fortement pentée ( $45^\circ$ ) et un plan de décollement également fortement penté ( $15^\circ$ ) sous le bassin transporté.

L'impossibilité d'obtenir des données structurales pour caractériser les reliefs de la Parsa Wild Life Reserve, due aux difficultés administratives, m'a conduit à mener une étude géomorphologique, associée à des modélisations numériques, pour préciser la cinématique liée à ces structures.

## 2- Relations forme du relief / structure.

Un modèle numérique de terrain a été réalisé à partir de la carte topographique au 1/50000<sup>ème</sup> (fig. II.3.5). L'acquisition des données a été réalisée avec le logiciel visual explorer. A partir d'une carte scannée les courbes de niveaux sont transformées en une série de points décrits par leur coordonnées horizontale et verticale et forment une base de données. A partir de ces points une grille de mailles régulières de 50 m de côté a été calculée sous

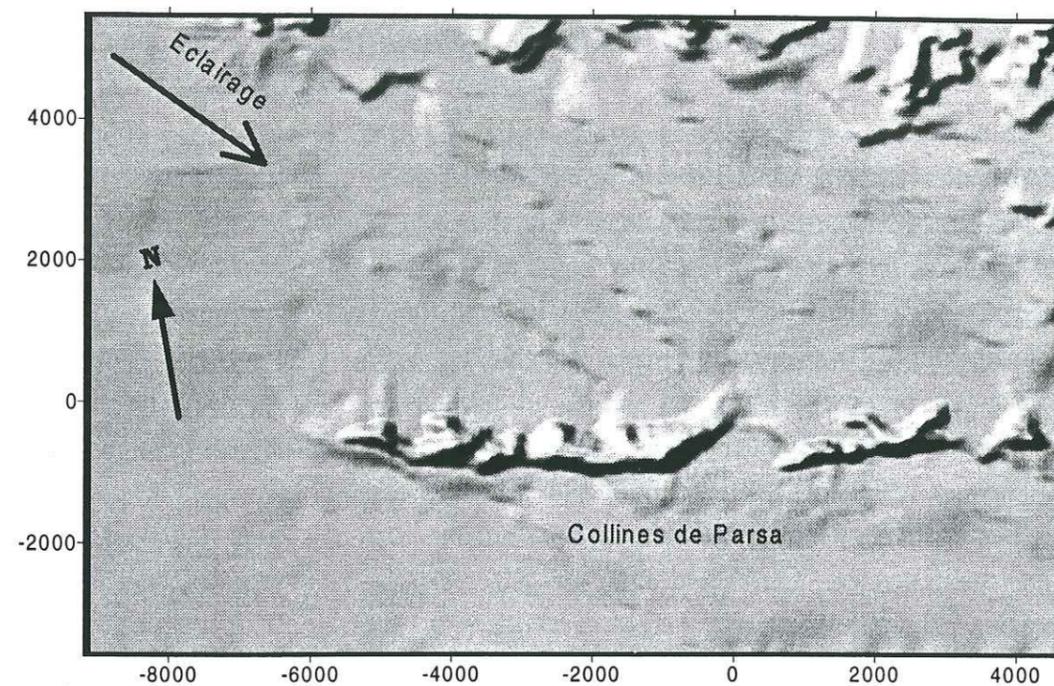


Figure II.3.5: Modèle Numérique de terrain des collines de Parsa (Parc du Chitwan). La direction N140 qui apparaît bien visible dans le bassin situé entre les collines de Parsa et le MSR est un artefact lié à la position des courbes de niveau. L'échelle sur la bordure du MNT est exprimée en mètres.

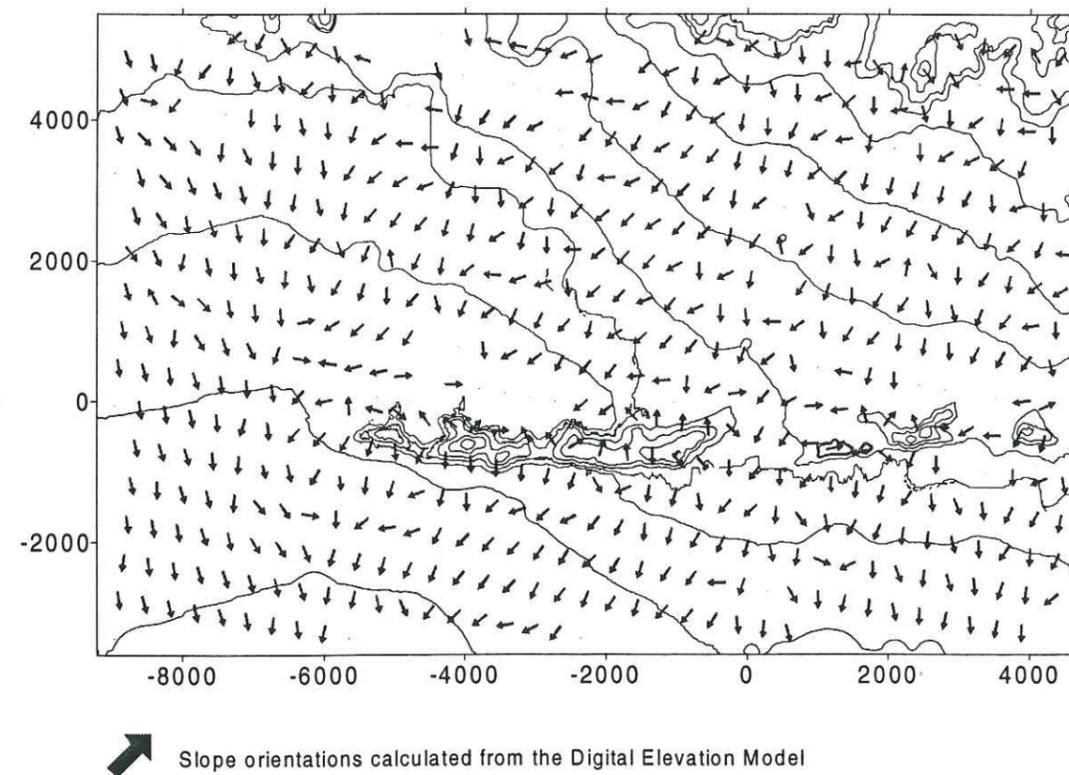


Figure II.3.6: Carte topographique des collines de Parsa (Chitwan Parc) et directions de plus grande pente calculées à partir du MNT. L'échelle figurée le long de la carte est exprimée en mètres.

Surfer version 6, en utilisant une méthode d'interpolation inversement proportionnelle à la distance.

Sur ce MNT on observe que dans le synclinal situé entre le MST et les reliefs externes, les lignes de plus grande pente sont obliques par rapport à la structure de Parsa (fig. II.3.6). Ces gradients deviennent perpendiculaires à la chaîne lorsque la structure n'est plus visible. Les pentes topographiques dans ce bassin ont une moyenne de  $1.3^\circ$ ; sur le flanc nord de la structure, elles sont au maximum de  $26^\circ$  et sur le flanc sud les valeurs les plus élevées atteignent  $35^\circ$ . La dissymétrie de cette structure, sa position frontale et sa faible altitude conduisent à proposer qu'elle est liée à un pli par propagation de faille. Les pentes topographiques de versants, calculées à partir du MNT, sont considérées comme inférieures aux pendages des couches dans les flancs du pli de propagation parce que l'érosion qui arase les reliefs et étalent des sédiments au pied des reliefs, va réduire les pentes. Pour les mêmes raisons que précédemment l'angle entre les deux versants de la structure, voisin de  $120^\circ$ , donne une valeur maximum pour l'angle interflanc de la structure.

Les graphiques A et B de la figure II.3.7 montrent en ordonnée, l'une la largeur minimum (au début de la propagation lorsque le déplacement le long de la faille est voisin de zéro) et l'autre la largeur maximum (lorsque la rampe se propageant a atteint la surface) d'une structure en pli par propagation de faille en fonction de l'angle de la rampe, et de l'épaisseur de la série impliquée dans le plissement. Les différentes courbes sont effectuées avec des valeurs de pendage du plan de décollement variables. Ces courbes ont été calculées dans le cas simple où il n'existe pas de variations d'épaisseur dans les flancs.

Les données morphologiques (pentes des versants et largeur de la structure) déterminées précédemment, nous indiquent que:

a- Le versant nord de la structure, correspondant au flanc arrière du pli et présentant des pentes topographiques de  $26^\circ$  impose une rampe avec un pendage minimum de  $26^\circ$  dans le cas où le plan de décollement régional est une limite stratigraphique.

b- L'angle de  $120^\circ$  entre les deux versants, impose un angle interflanc maximum pour le pli par propagation de faille de  $120^\circ$ . Cette valeur donne une limite supérieure du pendage de la faille à  $60^\circ$ .

c- L'étroitesse de la colline indique que le plan de décollement se trouve à une faible profondeur.

Les zones grisées sur les graphiques A et B de la figure II.3.7 représentent les lots de valeurs possibles pour les structures associées aux collines du Chitwan National Parc. La largeur de la structure étant de 1000 m, la profondeur du niveau de décollement varierait entre 2000 et 500 m.

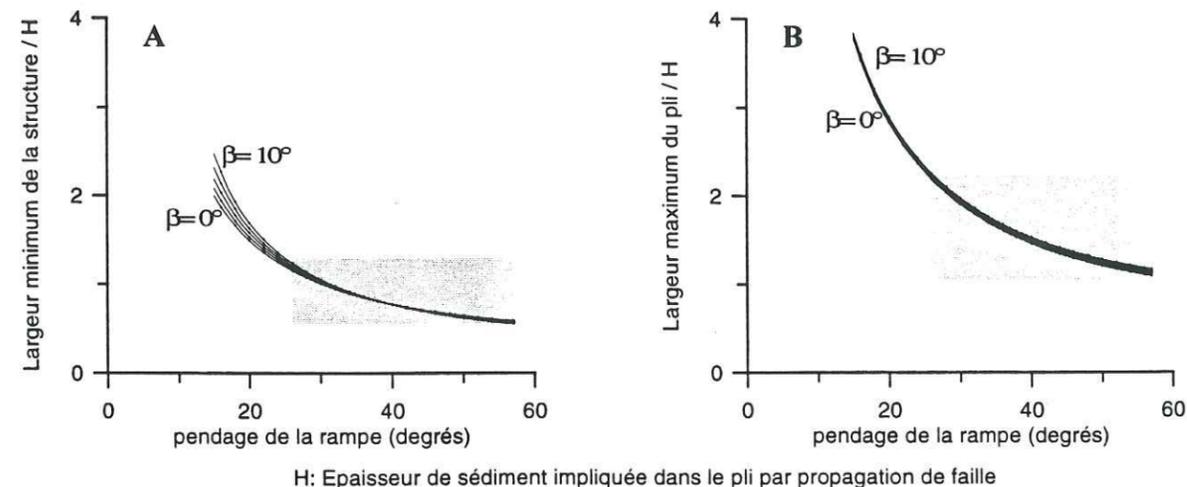


Figure II.3.7: Largeur à l'affleurement d'une structure en pli de propagation. Les courbes ont été calculées pour des structures ne présentant pas de variation d'épaisseur dans les flancs. A- Largeur minimum d'une structure en pli par propagation de faille en fonction du pendage de la rampe, du pendage du plan de décollement  $\beta$  et de l'épaisseur de série impliquée dans la formation du pli. Cette largeur minimum est calculée lorsque le déplacement sur la rampe est voisin de zéro. B- Largeur maximum d'une structure en pli par propagation de faille en fonction du pendage de la rampe, du pendage du plan de décollement et de l'épaisseur de la série impliquée dans la formation du pli. Cette largeur maximum est calculée lorsque la faille se propageant a atteint la surface

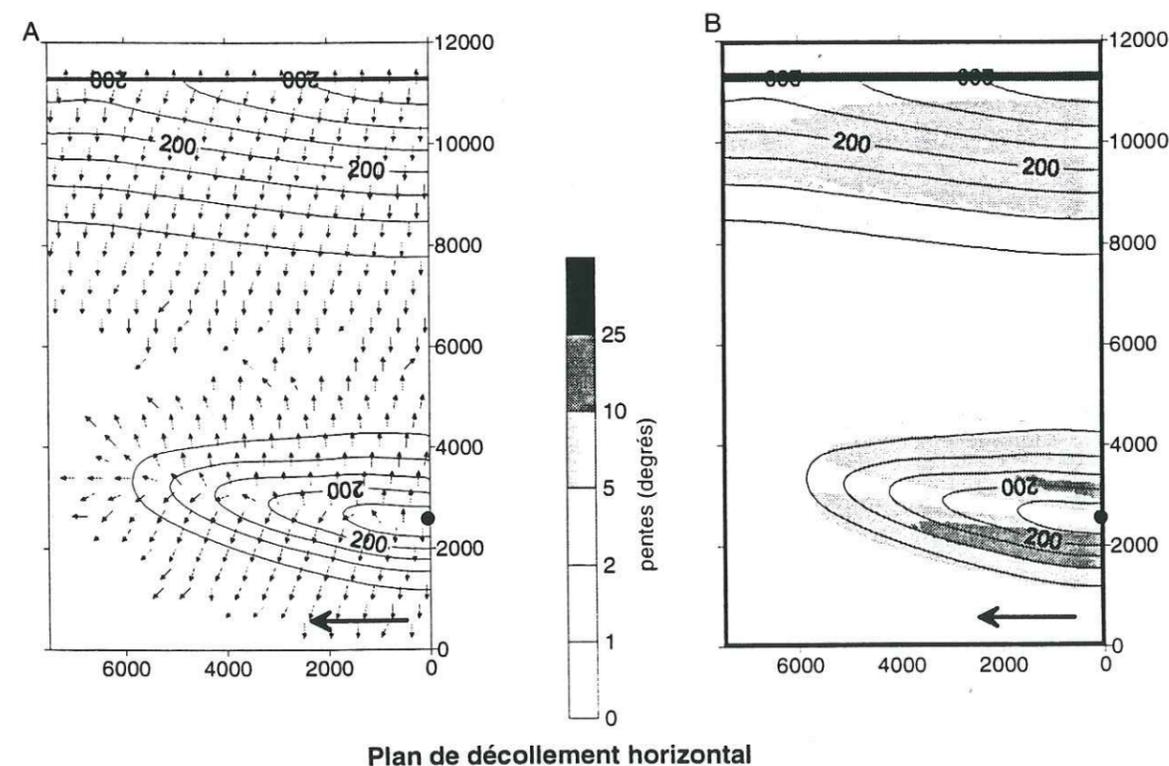


Figure II.3.8: Effet d'un pendage nul du plan de décollement. pendage de la rampe =  $30^\circ$ ; pendage du plan de décollement =  $0^\circ$ ; vitesse latérale = 8 cm/an;  $k_s = 10 \text{ m}^2/\text{an}$   
A) Directions de plus grande pente B) Pentes  
● Origine de la propagation de la structure ← Sens de propagation de la structure

### 3- Modélisations numériques de la structure de Parsa.

A partir de la morphologie du relief de Parsa, je déduis des géométries possibles du pendage de la rampe et des profondeurs du plan de décollement sous-jacents. L'utilisation du modèle numérique présenté dans la première partie permet de calculer la topographie du relief résultant de la déformation des écaïlles associées aux différentes géométries et de les comparer à la structure de Parsa. Ainsi les différents calculs vont permettre de proposer une géométrie et des paramètres cinématiques appropriés à la formation de ces collines. La topographie initiale, présente un relief à l'arrière simulant la présence d'une structure en position plus interne (le MST).

Les modélisations ont été réalisées sur une grille de 160 x 100 mailles dont la taille est 75 mètres de côté, ce qui permet de modéliser une zone de 12 km x 7.5 km, de taille équivalente à celle de la zone d'étude. Le test des différents paramètres contrôlant la morphologie du relief, a été réalisé sur 10 incréments de déplacement, soit 750 mètres de déplacement final. Cette valeur de raccourcissement, nous le verrons par la suite permet la formation de reliefs dont l'altitude et la largeur sont supérieures à celles des collines de Parsa. De plus suivant la profondeur et la géométrie de la rampe, cette valeur de 10 incréments de raccourcissement correspond a un état où la terminaison de la faille se propageant avoisine la surface.

Différents tests ont été réalisés où l'on a fait varier la valeur du pendage de la rampe (de 30° à 45°), la valeur du pendage du plan de décollement (de 0° à 15°), la vitesse de propagation latérale (de 5 cm/an à vitesse infinie), la valeur du coefficient de transport (de 5 à 10 m<sup>2</sup>/an), l'épaisseur de l'écaïlle, et la topographie initiale (topographie plane à légèrement pentée). La vitesse de raccourcissement utilisée est de 1 cm/an.

Dans les différents modèles réalisés (fig II.3.8 à fig II.3.15) la convergence des directions de plus grande pente marque l'emplacement des axes principaux de drainage du bassin. Dans tous les modèles il apparaît alors deux axes de drainage: le premier est parallèle ou sub-parallèle aux structures tectoniques et transverse au bassin transporté, le second est perpendiculaire aux structures et draine les reliefs internes. Ces deux drains se rejoignent au Nord de l'extrémité la moins évoluée du pli de propagation.

#### *Influence du pendage du plan de décollement (fig. II.3.8 et II.3.9).*

Les expériences réalisées montrent que le pendage du plan de décollement est un facteur prépondérant dans l'organisation des pentes du bassin sédimentaire transporté au dos du pli de propagation. La valeur de ce pendage influence la direction de plus grande pente ainsi que sa valeur angulaire. Dans le cas d'un plan de décollement horizontal, le gradient de pente est orienté perpendiculairement aux structures (fig II.3.8), tandis que pour un pendage fort les pentes sont perpendiculaires ou obliques aux structures (fig. II.3.9a et II.3.9b). Le drain principal traversant le bassin longitudinalement change d'orientation avec un changement de pendage du plan de décollement. Pour un plan de décollement penté de 15° (fig. II.3.9a), le

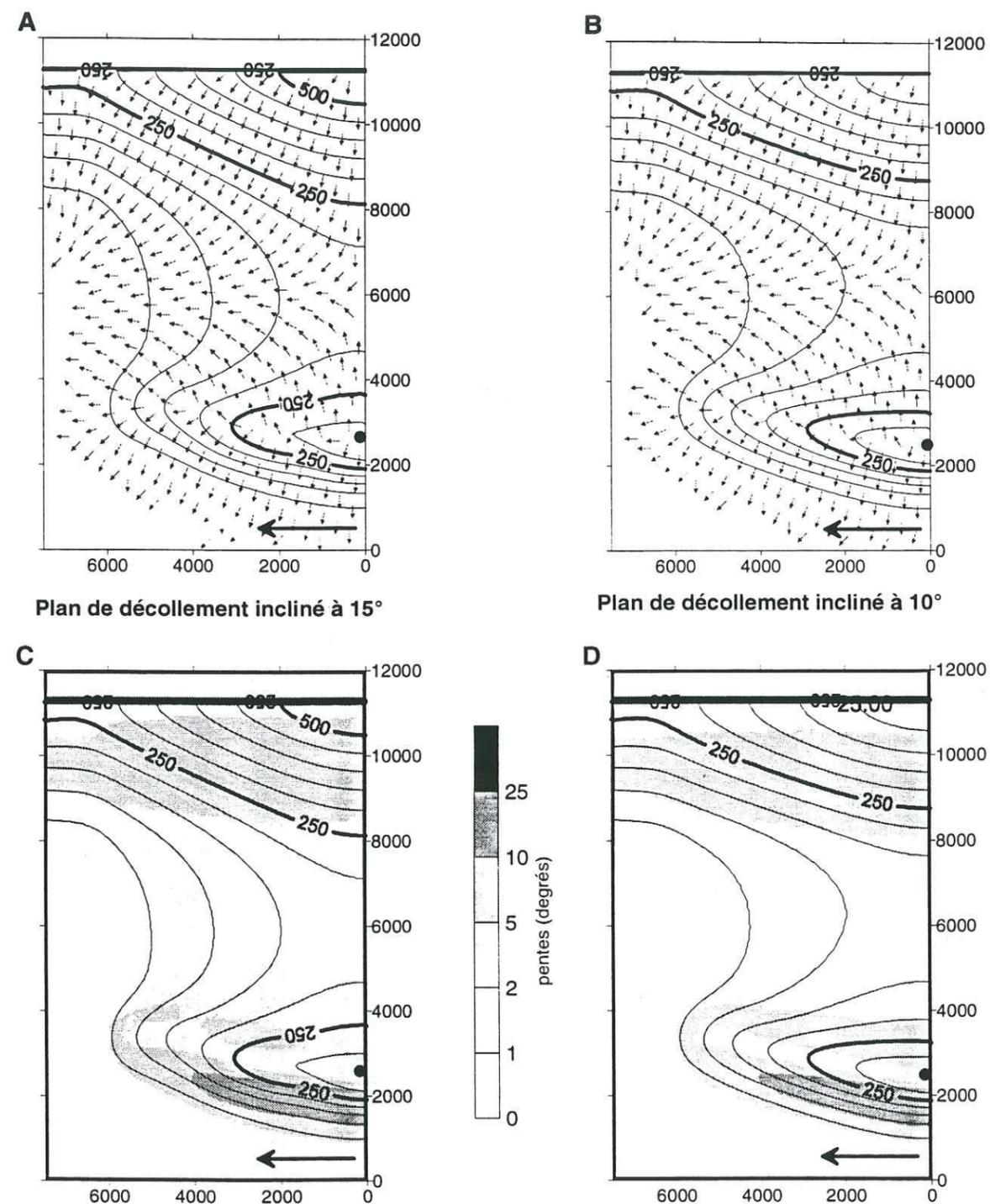


Figure II.3.9: Influence du pendage du plan de décollement, penté à 15° (A et C) et 10° (B et D) pendage de la rampe = 30°; vitesse latérale = 8 cm/an;  $k_s = 10 \text{ m}^2/\text{an}$ ; pente topographique initiale = 0°. A et B: Directions de plus grande pente. La convergence des flèches indiquant la direction de plus grande pente correspond à la position des drains principaux. C et D: Pentes

● Origine de la propagation de la structure ← Sens de propagation de la structure

drain est orienté E-W, tandis que pour un plan de décollement penté de  $10^\circ$  (fig. II.3.9b), son sens d'écoulement est WSW-ENE.

La valeur de la pente dans le bassin est d'autant plus grande que le plan de décollement régional est fortement penté (fig. II.3.9c et II.3.9d).

*Influence de la géométrie de la rampe (fig. II.3.10).*

Les expériences présentées sur la figure II.3.10, ont été réalisées sur seulement huit incréments de déplacement. En effet la conservation de la profondeur du plan de décollement entre les deux expériences en modifiant le pendage de la rampe implique que la rampe avec un plus fort pendage est plus étroite. De ce fait le nombre d'incrément nécessaires pour que la faille atteigne la surface se trouve réduit.

Le pendage de la rampe a principalement un effet sur la morphologie de la structure en cours de formation. Ainsi une rampe à pendage fort (fig. II.3.10b et II.3.10d) crée un relief plus étroit et plus élevé qu'une rampe à faible pendage (fig. II.3.10a et II.3.10c). Par contre plus le pendage de la rampe est faible et plus l'asymétrie du relief est marquée (fig II.3.10 a et II.3.10c).

La valeur du pendage de la rampe influence peu les directions de drainage (fig. II.3.10a et II.3.10b).

*Influence de la pente topographique initiale (fig. II.3.11).*

Dans toutes les expériences, il existe à l'état initial un relief à l'arrière du modèle simulant la topographie de la partie plus interne de la chaîne (c.a.d. le chaînon frontal principal dans le cas du Chitwan Parc). Les résultats présentés dans les paragraphes précédents, ont une pente topographique entre le relief interne et la bordure externe du modèle nulle, et les bassins modélisés ont une symétrie N-S (fig. II.3.8, II.3.9, II.3.10). Dans les expériences de la figure II.3.11 j'ai fait varier la valeur de la pente topographique en avant de ce relief, entre  $0^\circ$  et  $1^\circ$ . L'introduction de cette faible pente topographique ( $0.76^\circ$  sur les expériences présentées sur la fig. II.3.11) favorise la formation de bassins asymétriques avec un drain principal (i.e. une zone vers laquelle converge les directions de plus grande pente) localisé en pied de relief (fig. II.3.11a et II.3.11c).

*Influence de l'efficacité des transports superficiels (fig. II.3.12)*

La morphologie des structures et des pentes dans le bassin sont dépendantes de la valeur du coefficient de transport superficiel ( $K_s$ ).

Lorsque les transports superficiels sont peu importants, le relief obtenu par le modèle est beaucoup plus étroit, et les pentes des flancs sont plus raides que lorsque celui ci est fort (fig. II.3.12c et II.3.12d). Cette valeur du coefficient de transport influence également l'étalement des sédiments dans le bassin; une augmentation de la valeur de ce paramètre a pour effet

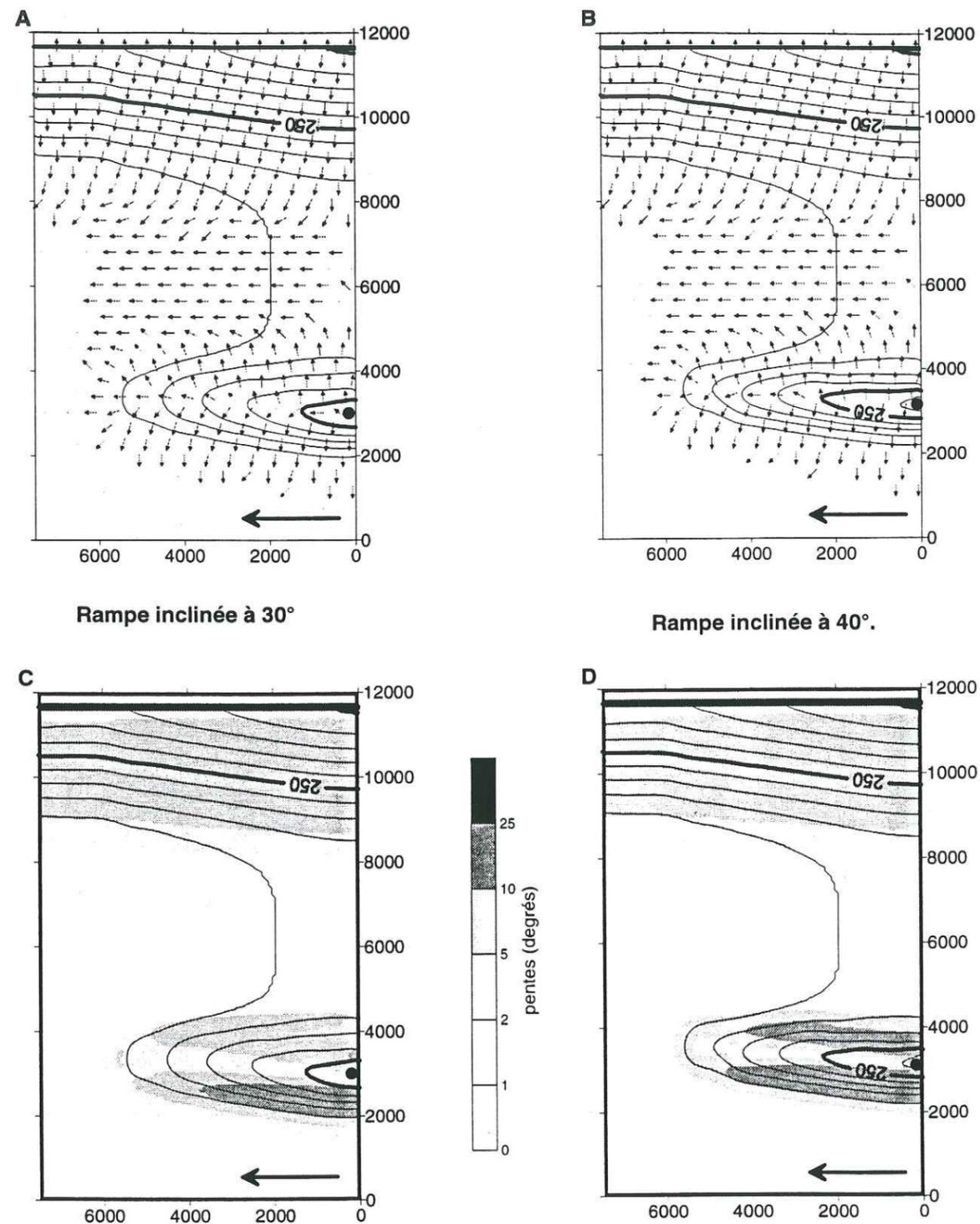


Figure II.3.10: Influence du pendage de la rampe, pentée à  $30^\circ$  (A et C) et  $40^\circ$  (B et D).  
 pendage du plan de décollement =  $10^\circ$ ; vitesse latérale = 15 cm/an;  $k_s = 5 \text{ m}^2/\text{an}$ . pente topographique initiale =  $0^\circ$ .  
 A et B: Directions de plus grande pente. La convergence des flèches indiquant la direction de plus grande pente correspond à la position des drains principaux. C et D: Pentes.  
 ● Origine de la propagation de la structure ← Sens de propagation de la structure

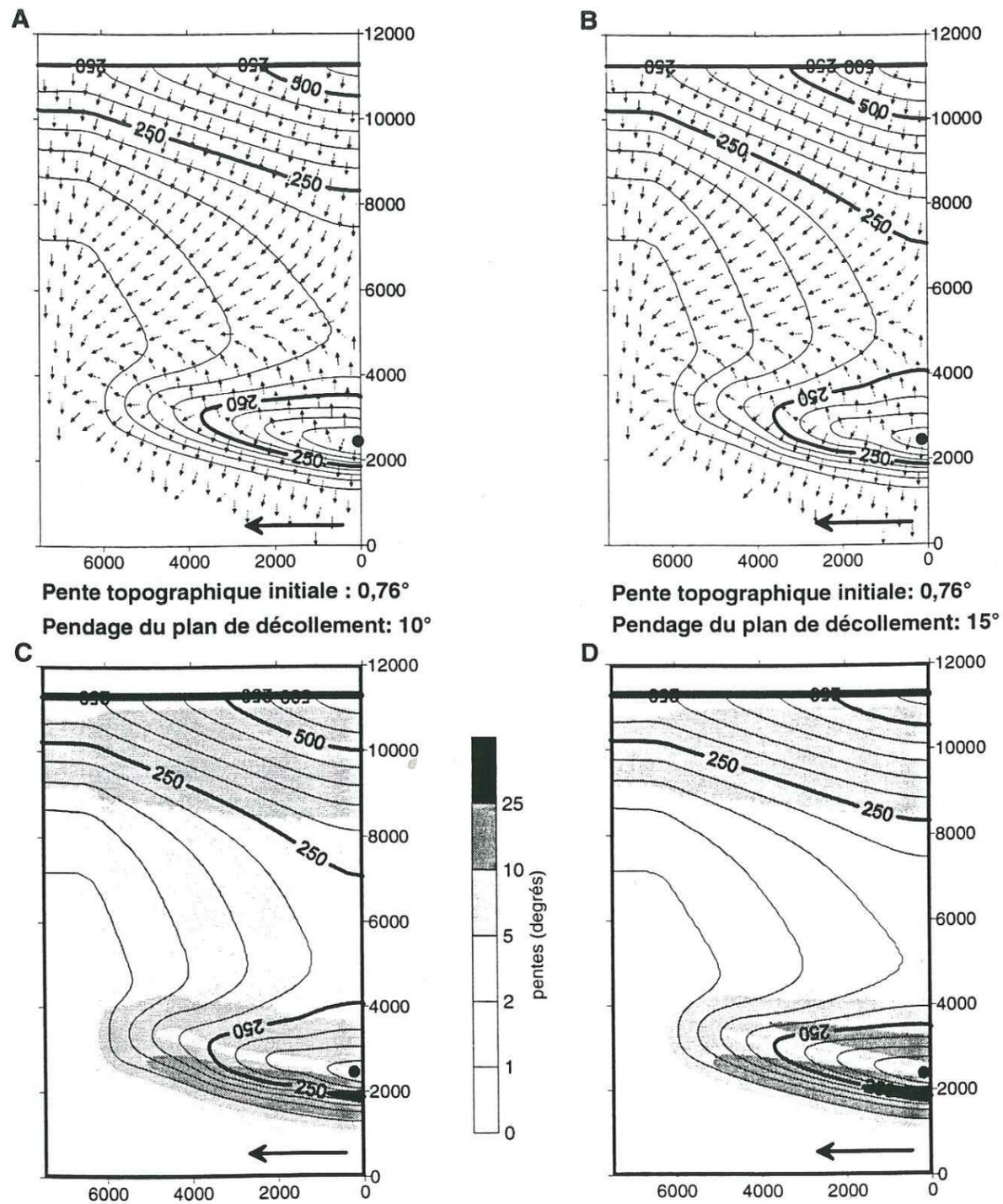


Figure II.3.11: Influence de la pente topographique initiale

pendage de la rampe =  $30^\circ$ ; vitesse latérale =  $8 \text{ cm/an}$ ;  $k_s = 5 \text{ m}^2/\text{an}$ ; pente topographique initiale =  $0,76^\circ$   
 A et B: Directions de plus grande pente. La convergence des flèches indiquant la direction de plus grande pente correspond à la position des drains principaux. C et D: Pentes

● Origine de la propagation de la structure      ← Sens de propagation de la structure

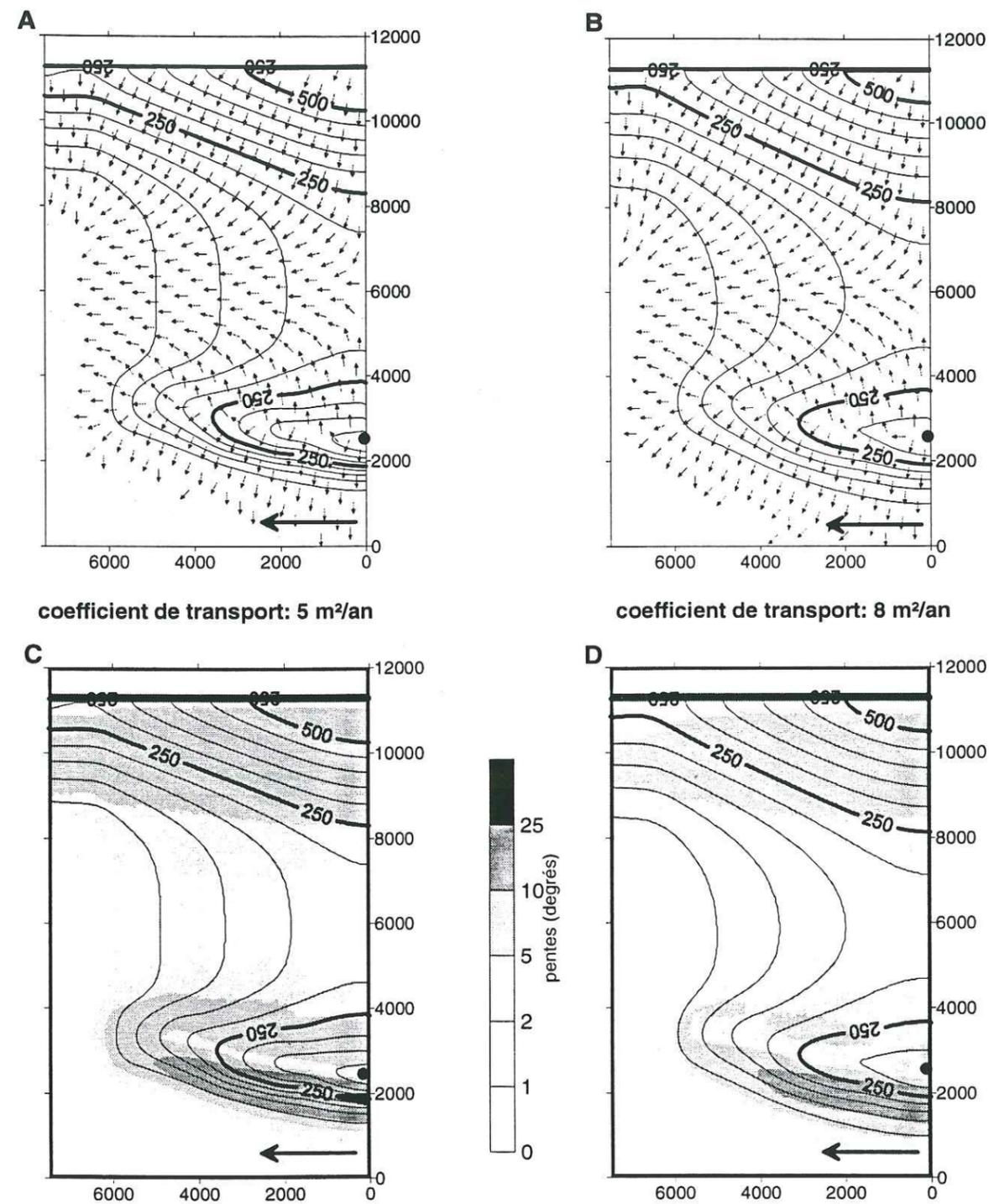


Figure II.3.12: Influence du coefficient de transport,  $K_s = 5 \text{ m}^2/\text{an}$  (A et C) et  $K_s = 10 \text{ m}^2/\text{an}$  (B et D)  
 pendage de la rampe =  $30^\circ$ ; pendage du plan de décollement =  $15^\circ$ ; vitesse latérale =  $8 \text{ cm/an}$ .  
 Pente topographique initiale =  $0^\circ$ .

A et B: Directions de plus grande pente. La convergence des flèches indiquant la direction de plus grande pente correspond à la position des drains principaux. C et D: Pentes.

● Origine de la propagation de la structure      ← Sens de propagation de la structure

d'augmenter la pente du bassin (fig. II.3.12c et II.3.12d). Cet effet est fonction du temps et de la largeur du bassin.

L'intensité des transports superficiels joue également un rôle sur la localisation des drains principaux. Une valeur faible (fig. II.3.12a), entraîne de larges zones plates d'axe perpendiculaire aux structures, et un emplacement du drain peu marqué. Lorsque la valeur augmente le drain se localise plus précisément au centre du bassin (fig. II.3.12b).

#### *Influence de la vitesse de propagation latérale de la déformation (fig. II.3.13 et II.3.14)*

Une structure se développant uniformément latéralement, équivaudrait à une structure se propageant latéralement avec une vitesse infiniment grande (fig II.3.13a). Dans ce cas, le bassin transporté présente une morphologie cylindrique, et des pentes nulles en son centre. Un abaissement de la vitesse de propagation latérale engendre une augmentation du gradient de pente au centre du bassin (fig. II.3.14c et II.3.14d).

Il apparaît aussi que ce paramètre influe fortement la morphologie des reliefs; en effet la propagation latérale d'une structure engendre une rotation du crêt en position interne par amortissement de la déformation. Cette rotation est d'autant plus marquée que la vitesse de propagation latérale est faible. La virgation engendrée par la rotation est nulle dans le cas d'une vitesse latérale infinie (fig. II.3.14a) et augmente avec la diminution de la vitesse de propagation latérale (fig. II.3.14b, II.3.14c et II.3.14d).

Les directions de transport sont également influencées par cette vitesse de propagation latérale (fig. II.3.14a et II.3.14b). En effet l'importance de la virgation du crêt interne, elle même directement liée à la vitesse de propagation, influence la direction des drains du flanc interne du bassin.

#### *Conclusion*

Dans ces modélisations, j'ai fait varier les paramètres géométriques du système tectonique (topographie, plan de décollement, rampe) ainsi que les paramètres dépendant du temps (coefficient de transport, vitesse de propagation latérale). Il résulte de ces modélisations que:

- La morphologie des reliefs est contrôlée par l'angle de la rampe, la vitesse de propagation latérale et la valeur du coefficient de transport.
- La morphologie du bassin est contrôlée par la topographie initiale, la pente du plan de décollement, la valeur du coefficient de transport ainsi que la vitesse de propagation latérale.

La modélisation se rapprochant le plus des structures du Chitwan est représenté sur la figure II.3.15. Elle a été réalisée avec une géométrie initiale comprenant (fig. II.3.15a):

- a- Une rampe à fort pendage ( $45^\circ$ )
- b- Un plan de décollement situé à 600 m sous la surface et présentant un pendage de  $15^\circ$ .

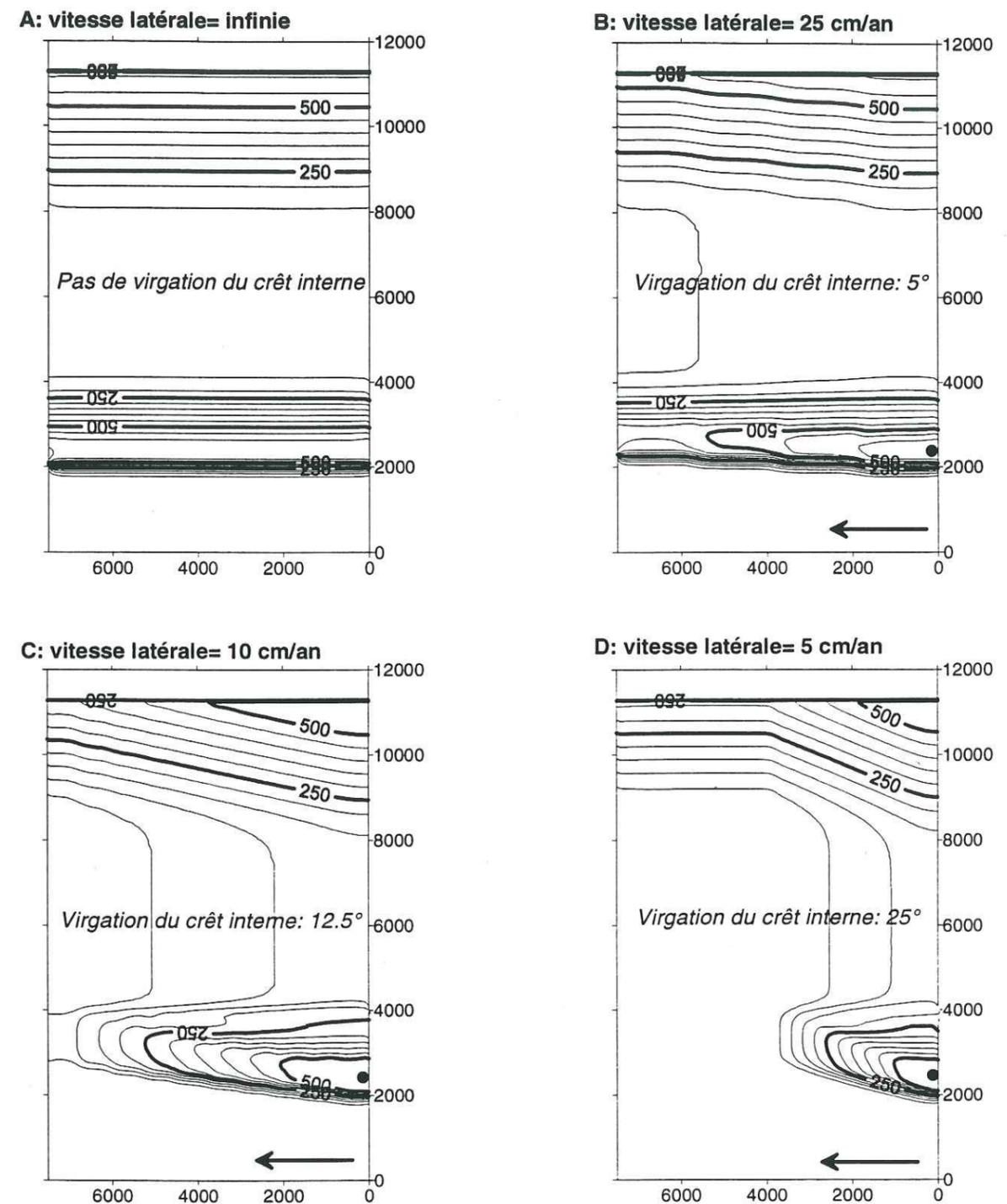


Figure II.3.13: Influence de la vitesse de propagation latérale sur l'orientation des structures. La propagation latérale d'une structure en pli par propagation de faille induit une virgation des structures en position plus interne qui est d'autant plus importante que la vitesse de propagation latérale est faible.

● Origine de la propagation de la structure

← Sens de propagation de la structure

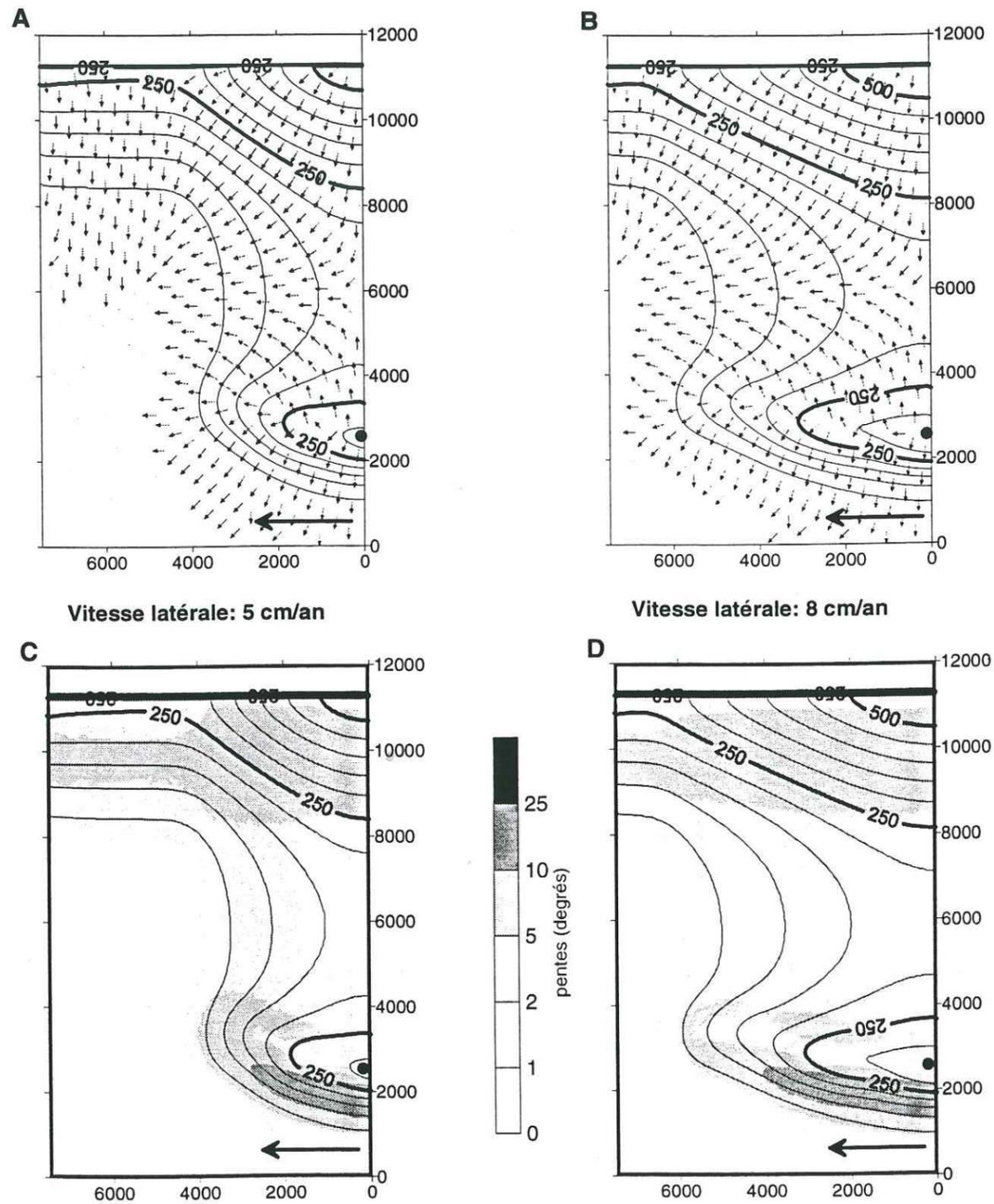


Figure II.3.14: Influence de la vitesse de propagation latérale,  $V = 5 \text{ cm/an}$  (A et C) et  $V = 8 \text{ cm/an}$  (B et D)

pendage de la rampe =  $30^\circ$ ; pendage du plan de décollement =  $15^\circ$ ;  $k_s = 10 \text{ m}^2/\text{an}$ .

Pentes topographique initiale =  $0^\circ$ .

A et B: Directions de plus grande pente. La convergence des flèches indiquant la direction de plus grande pente correspond à la position des drains principaux. C et D: Pentes

● Origine de la propagation de la structure ← Sens de propagation de la structure

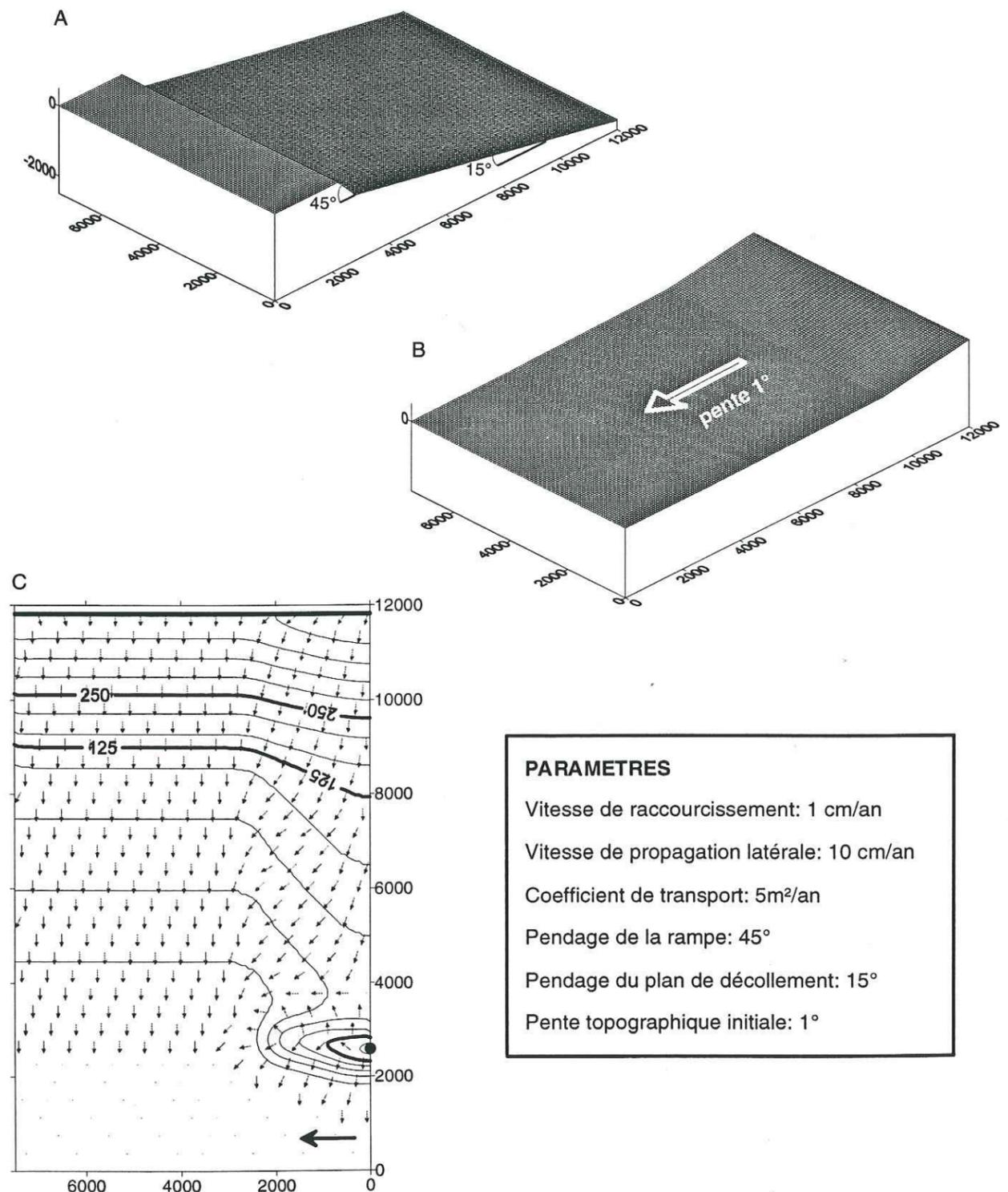


Figure II.3.15: Meilleure expérience pour la modélisation des structures du Chitwan Parc

A: Géométrie du plan de décollement et de la rampe; B: Géométrie de la topographie initiale;

C: Géométrie finale après 225 m de raccourcissement

● Origine de la propagation de la structure ← Sens de propagation de la structure

c- Une topographie initiale composée d'un relief fort à l'arrière, et d'une pente de  $1^\circ$  en avant de ce relief.

Les paramètres de vitesse (fig. II.3.15b) sont 1 cm/an pour la vitesse de raccourcissement, 10 cm/an pour la vitesse de propagation latérale, 5 m<sup>2</sup>/an pour le coefficient de transport. Pour obtenir un relief comparable à celui de la colline de Parsa, il faut environ 225 m de raccourcissement (3 incréments de déformation dans une expérience numérique).

#### 4- Conclusion

Dans le Chitwan Parc, la zone située entre les collines de Parsa et les crêtes à l'aplomb du chevauchement frontal (MST) correspond au début de l'évolution d'un bassin transporté. Cette zone est caractérisée par: a) un crêt au Nord du bassin qui est continu, mais qui présente une légère virgation; b) des crêtes au Sud qui sont discontinues latéralement; c) un bassin très asymétrique du Nord au Sud comme d'Est en Ouest.

L'analyse morphologique couplée avec des modélisations numériques permet, en l'absence de données de terrain suffisantes, d'aboutir aux conclusions suivantes: 1) La structure de Parsa est à la fois extrêmement jeune et active puisque le réseau de drainage montre à la fois de nombreuses relations d'antécédence et des anomalies de drainage à l'arrière des crêtes reliant les drains antérieurs. 2) Cette structure jeune est composée de plusieurs segments, probablement liés à des plis par propagation de faille se propageant à la fois frontalement et latéralement. Pour créer une virgation du crêt interne, il faut que la vitesse de propagation latérale soit près de 10 fois supérieure à la vitesse de propagation frontale. 3) Cette structure se développe au dessus d'un plan de décollement à fort pendage, qui engendre des gradients de pentes obliques par rapport aux structures. 4) La topographie initiale (avant le développement de la colline de Parsa) présentait une pente vers le Sud, ce qui est en accord avec un drainage perpendiculaire aux structures. Du fait de cette pente l'axe de drainage du bassin transporté se trouve déporté au pied du relief.

## CHAPITRE 4

### LES SIWALIK DE L'OUEST NEPAL AU VOISINAGE DE LA RIVIERE RAPTI (VALLEE DE DEUKHURY): MORPHOLOGIE ET EVOLUTION D'UN SYSTEME CHEVAUCHANT ACTIF.

D'après un article en préparation pour *Geodinamica Acta*  
(P. Leturmy, J.L. Mugnier, B. Delcaillau, P. Huyghe)

#### 1- Introduction

Les traits morphologiques d'une région sont le résultat d'interactions entre l'activité tectonique qui génère les reliefs et les processus superficiels qui tendent à les annihiler.

Dans les Siwalik de l'Ouest Népal les structures tectoniques sont principalement des chevauchements de direction N100 et à vergence sud qui sont associés à des reliefs présentant des pentes méridionales assez fortes tandis que les versants sud ont des pentes plus douces. Ces reliefs qui peuvent être affectés par des structures tectoniques transverses sont drainés par un réseau hydrographique qui, grâce à la malléabilité du tracé des cours d'eau, enregistre les variations de la morphologie des reliefs et reflète les structures tectoniques sous-jacentes.

Nous avons étudié la rivière Rapti de l'Ouest Népal. Après avoir drainé le Moyen Pays (Lesser Himalayas) et une partie des collines les plus internes de la zone des Siwalik, ce cours d'eau subit un changement de direction à  $90^\circ$ , il suit alors une direction Est-Ouest parallèle à la chaîne, sur plusieurs dizaines de kilomètres (fig. II.4.1). Cette rivière atteint la plaine indogangétique à un point où le chaînon frontal s'ennoie dans la plaine (FPF1 sur fig. II.4.1). De tels changements d'orientation du cours des rivières ont déjà été décrits en Himalaya par Hérail et al., (1986) et Gupta (1997), ainsi qu'en Nouvelle Zélande (Jackson et al., 1996). Ces auteurs proposent que la direction des rivières soit guidée par la propagation latérale des structures géologiques en particulier par leur amortissement. L'analyse morphologique de la rivière Rapti, de ses affluents et des crêtes avoisinants est utilisée dans ce travail pour retrouver les structures tectoniques actives et pour déterminer leur évolution. Les sédiments alluviaux déposés par ces cours d'eau et pouvant être déformés sont utilisés pour dater les événements tectoniques, pour comprendre l'évolution de l'activité le long des différentes structures ainsi que pour déterminer l'influence de la tectoniques sur la formation des bassins sédimentaires.

#### 2- Géologie régionale

##### 2.1- Présentation

Les Siwalik de l'Ouest Népal sont caractérisés par une série de chevauchements à vergence nord qui absorbent une partie du raccourcissement lié à la convergence entre le

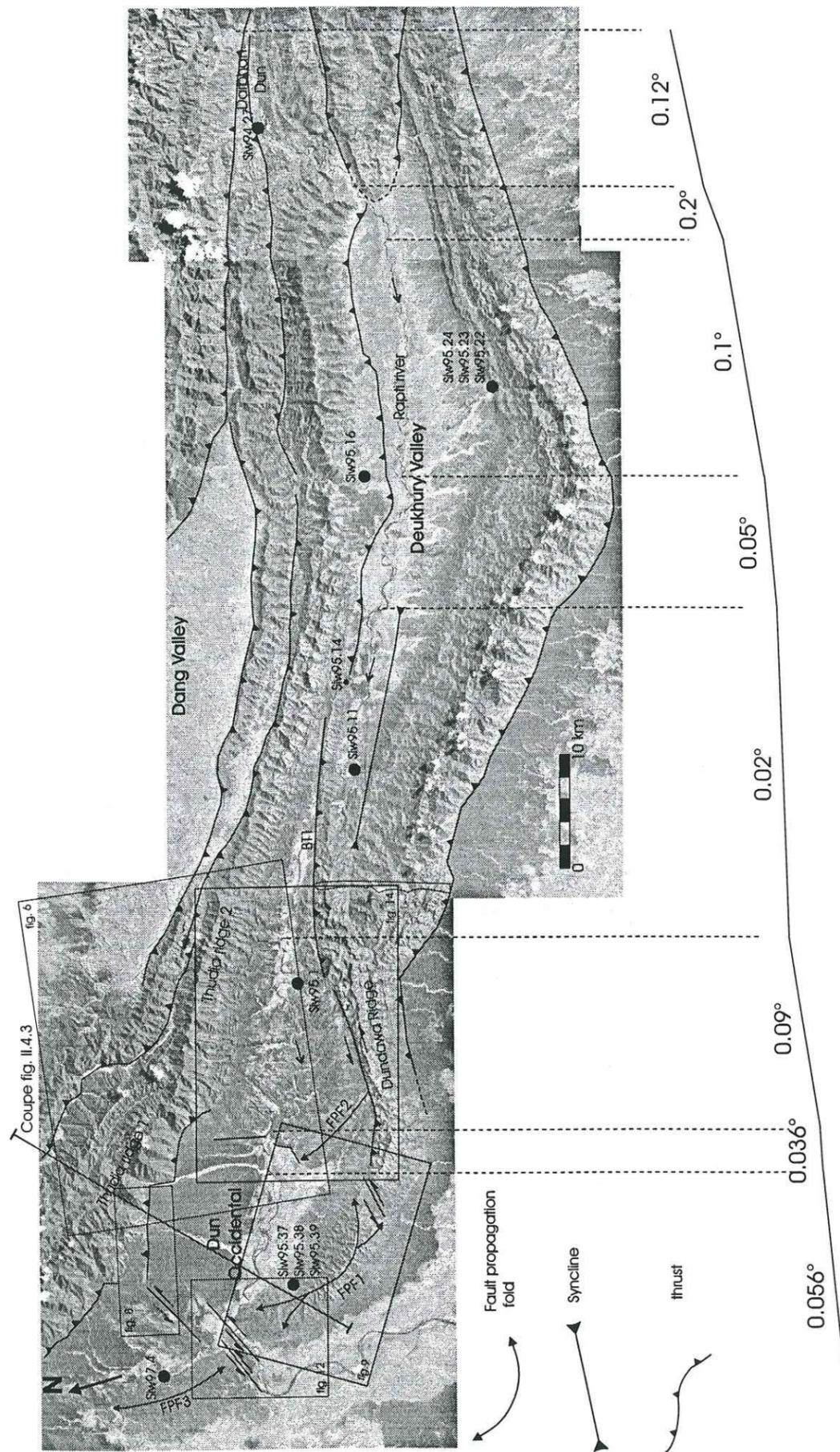


Fig II.4.1: Montage d'images satellites SPOT de la zone étudiée, et projection du profil de la Rapti. Les figures II.4.3, II.4.6, II.4.8, II.4.9, II.4.12 et II.4.14 sont localisées sur cette figure.  
L'emplacement des échantillons de charbon datés et utilisés dans ce chapitre est marqué par: ● Siw95.11

continent Indien et le continent Eurasiatique. Ces chevauchements impliquent un ensemble sédimentaire d'épaisseur variable pouvant aller de 4000 à presque 6000 mètres. Cet ensemble est subdivisé en trois unités (Medlicott, 1864): la série Siwalik Inférieur (Miocène inférieur à Miocène moyen) est une formation argilo-gréseuse située à la base de la série, au dessus se trouve la série Siwalik Moyen (Miocène supérieur) constituée d'alternances grése-pélimitiques; le sommet est représenté par la série Siwalik Supérieur (Pliocène à Pléistocène inférieur), constituée principalement de conglomérats très grossiers. Ces formations continentales constituent le remplissage d'un ancien bassin d'avant pays qui a été incorporé à la chaîne lors de la propagation de la déformation (Masclé et Héral, 1982). Dans l'Ouest Népal, c'est à la base de cet ensemble de sédiments syntectoniques, que se situe le niveau de décollement régional où se branchent les différents chevauchements (Seeber and Armbruster, 1981, Raiverman et al., 1983; Gahalaut and Chander, 1992). Dans l'Est Népal des sédiments pré-Siwalik sont incorporés dans les écailles tectoniques (Héral et Masclé, 1980), mais ces affleurements sont rares, et ils ne sont pas observés dans notre zone d'étude. Des décollements intermédiaires prennent également naissance dans la série Siwalik Inférieur favorisant ainsi la formation de duplex généralement situés dans les zones les plus internes. Dans la partie est de la zone étudiée, les grands chevauchements sont séparés les uns des autres par de vastes dépressions triangulaires ou losangiques, appelées dun en népalais, et qui sont d'actuels bassins transportés (dun de Dang, dun de Deukhury, dun Occidental de la Rapti, dun de Narayanghat). A l'Ouest de cette zone ces bassins sont inexistantes ou de tailles réduites.

## 2.2- Structures

Le chevauchement frontal ou Main Frontal Thrust (MFT) constitue la limite sud des Siwalik. Il est dissymétrique, discontinu et s'amortit latéralement vers l'Ouest dans la plaine indo-gangétique par l'intermédiaire d'un pli par propagation de faille appelé FPF1 (fig. II.4.2). Il est ensuite relayé par le Main Dun Thrust (MDT). Ce dernier est un chevauchement intermédiaire, orienté N110 à N120 et de morphologie plus régulière. La limite nord du piémont frontal est matérialisée par le MBT (Main Boundary Thrust, ou chevauchement bordier), qui amène les formations épimétamorphiques du moyen pays sur les sédiments continentaux de la série synorogénique Siwalik Inférieur. La coupe de la figure II.4.3 se situe dans la partie ouest de la structure frontale avant qu'elle ne s'amortisse dans la plaine. Ce crêt frontal est un pli anticlinal dont le pendage frontal est fort ( $\approx 85^\circ$ ) alors que son flanc arrière est peu incliné ( $\approx 25^\circ$ ). La géométrie de cette structure en profondeur, telle qu'elle résulte de la construction par la méthode des kinks (Suppe, 1983) suggère que l'anticlinal, large en surface se resserre en profondeur. L'épaisseur de la série incorporée au toit du MDT et extrapolée jusqu'à cette structure frontale conduit à brancher la faille sur un plan de décollement situé 4100 m sous la surface et à calculer 2 km de raccourcissement liés à la propagation de la faille. Par contre, lorsque la structure frontale émerge, on peut évaluer une valeur minimum de

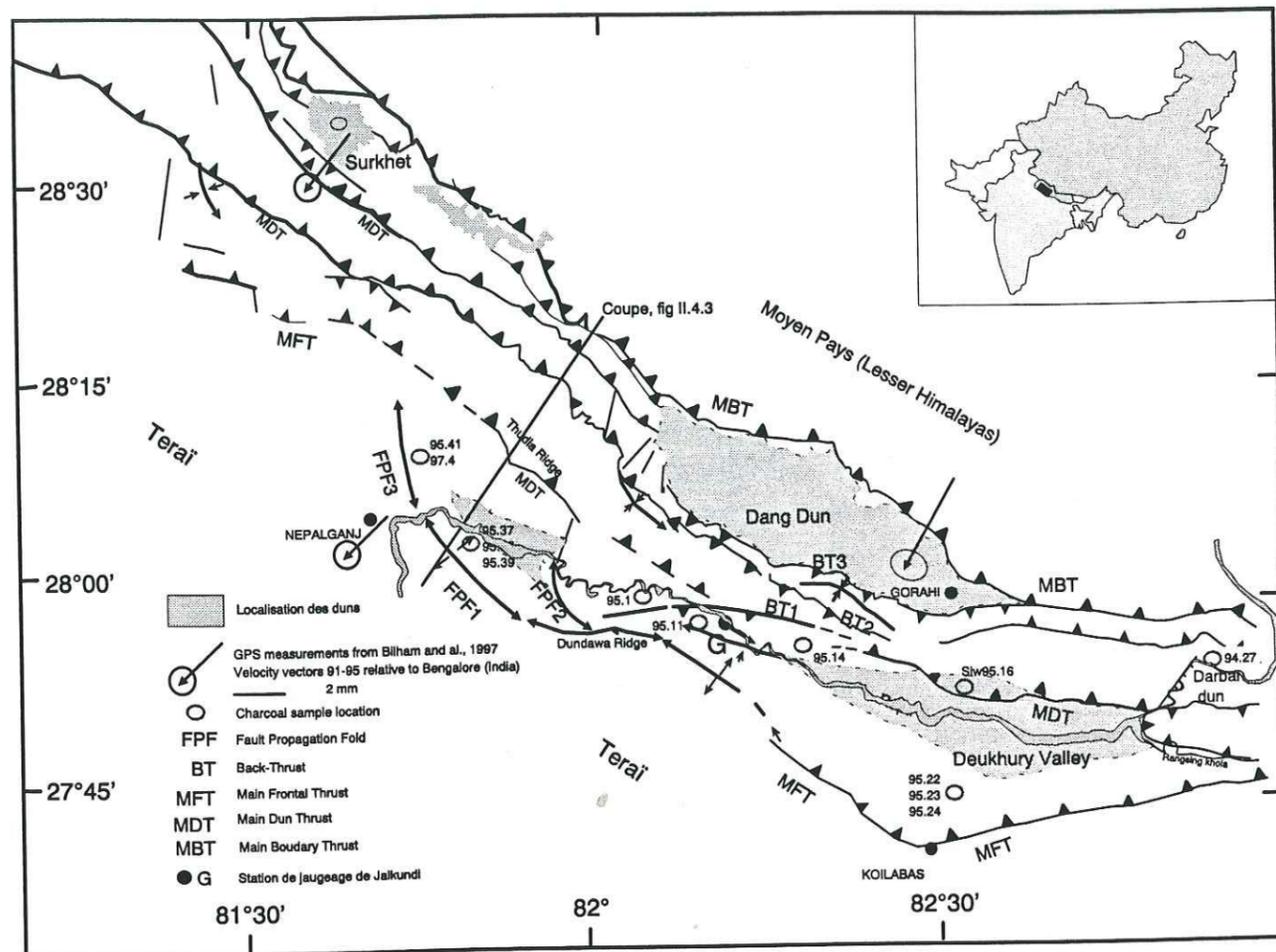


Figure II.4.2: Schéma structural des Siwalik de l'Ouest Népal, et localisation de la coupe de la figure II.4.4

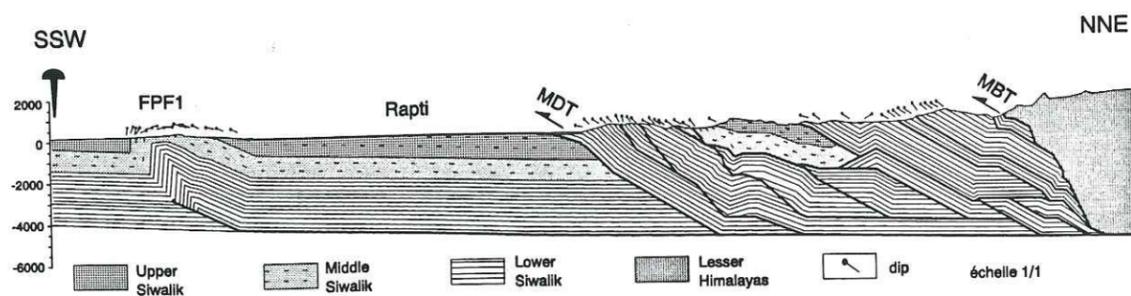


Figure II.4.3: Coupe équilibrée correspondant à la section localisée sur les figures II.4.1 et II.4.2

6 km de raccourcissement (Mugnier et al., soumis). Cette différence entre ces deux valeurs indique que la disparition du MFT est liée à un amortissement latéral de la déformation le long du MFT qui se traduit par la formation d'un pli par propagation de faille (Suppe et Medwedeff, 1990, Jamisson, 1987). La partie nord de la coupe présente des structures imbriquées beaucoup plus complexes, qui se sont développées à la faveur d'un niveau de décollement intermédiaire situé au sein de la formation Siwalik Inférieur.

### 3- Analyse morphologique, et tectonique quaternaire.

#### 3.1- Morphologie de la rivière principale.

La Rapti est une rivière de l'Ouest Népal traversant le Moyen Pays et la zone frontale des Siwalik avant d'aboutir à la plaine indo-gangétique. Ce cours d'eau dont la longueur excède 250 km s'écoule d'Est en Ouest, entre le MDT et le MFT sur environ 130 km (fig. II.4.1 et II.4.2). Il traverse notamment Deukhury valley (60 km) et y dépose des nappes alluviales. Le profil longitudinal de la rivière a été tracé à partir de cartes topographiques au 1/50000ème. Les largeurs (fig. II.4.4) du lit mineur (correspondant à la période d'étiage) et majeur (recouvert par le maximum d'inondation) de la rivière ont été mesurées sur des images satellites SPOT (scènes K-J 217-293, K-J 218-294 et K-J 219-294). Ces mesures sont effectuées à partir des signatures spectrales de la rivière et des gravières pour le lit mineur et des terrasses subactuelles que nous avons définies comme lit majeur. Les images SPOT ont été prises en novembre, en période de basses eaux. L'étiage maximum se produisant vers avril-mai (fig. II.4.5), la largeur du lit mineur se trouve donc légèrement majorée par cette méthode. Ces signatures spectrales ont été calées à partir d'observations de terrain en particulier sur les zones d'inondation maximum, dont l'âge a été précisé par des datations C14 sur des bois flottés incorporés dans les nappes alluviales des terrasses (table II.4.1). Le profil de la Rapti (qui commence au Nord du MBT, et non pas à la source sur la fig. II.4.4) montre plusieurs ruptures de pente. Entre 0 et 20 km la Rapti est méandriforme, coule avec une pente de  $0.27^\circ$  et traverse le Moyen Pays dont la limite sud est le MBT. Au passage de cette structure la pente d'écoulement de la rivière diminue ( $0.12^\circ$ ) du fait d'un changement lithologique (de faciès épimétamorphiques à des faciès Siwalik et des dépôts alluviaux). La Rapti creuse des gorges importantes et reste méandriforme. Vers l'abscisse 47.5 km, on observe une augmentation de la pente du profil ( $0.2^\circ$ ) soulignant le passage du MDT. Cette rupture de pente pourrait être liée soit à une réactivation du MDT, soit à un changement de lithologie. Au delà du MDT la Rapti adopte un cours anastomosé de direction Est-Ouest, dont la largeur du lit majeur est augmentée de moitié. Entre les abscisses 47.5 et 120 km du profil (fig. II.4.4), la rivière traverse le dun de Deukhury avec une pente d'écoulement qui diminue de  $0.2^\circ$  au niveau du MDT à  $0.02^\circ$  à l'extrémité ouest du bassin. Cette diminution progressive de la pente d'écoulement pourrait être liée à une décharge sédimentaire importante au pied du MDT. La

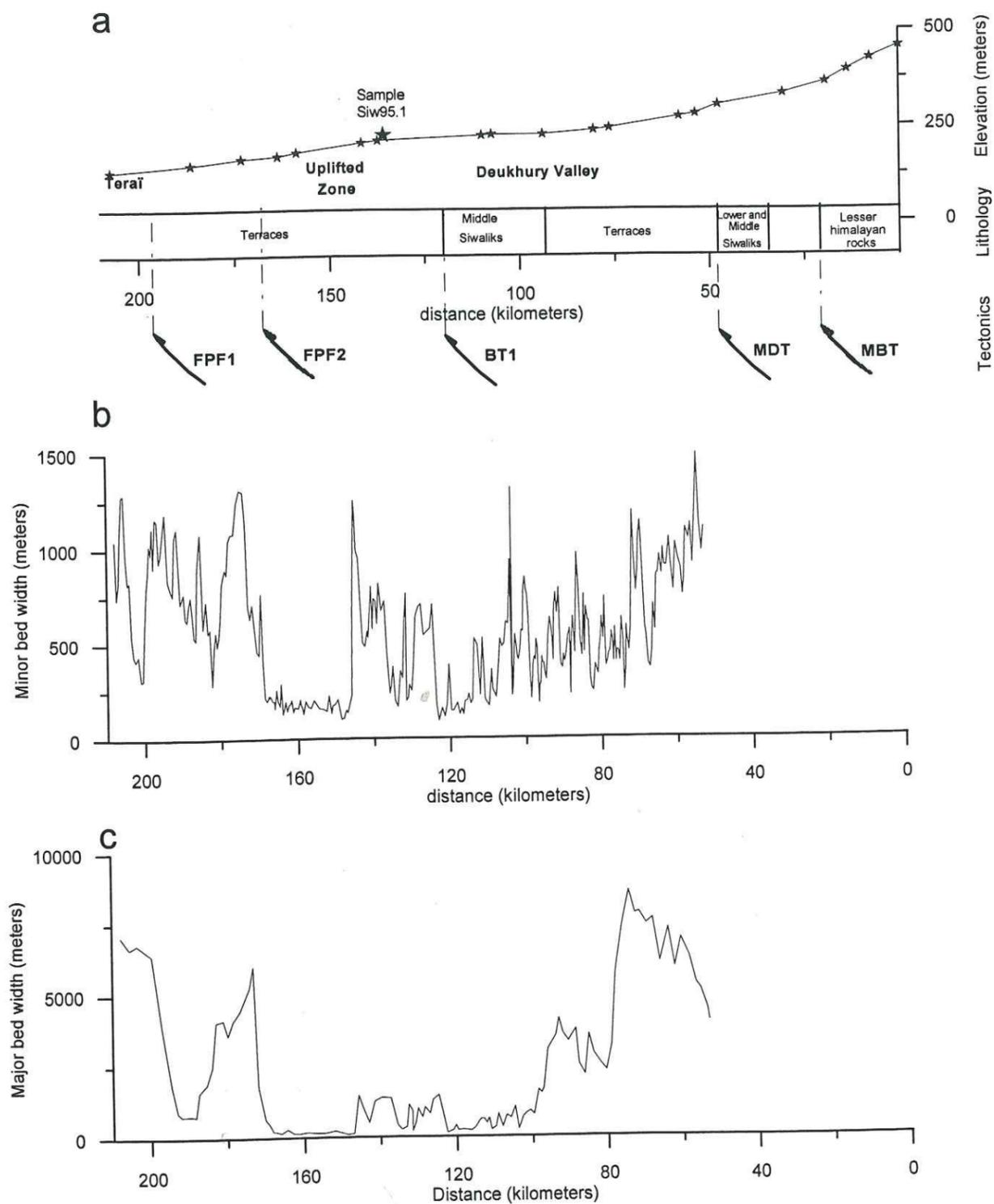


Fig. II.4.4: A- Profil longitudinal de la Rapti, formations traversées et localisation des structures tectoniques. B- Variations de la largeur du lit mineur de la Rapti. C- Variations de la largeur du lit majeur de la Rapti. Les changements dans la morphologie de la rivière correspondent soit à des changements lithologiques, soit à la traversée de zones actives.

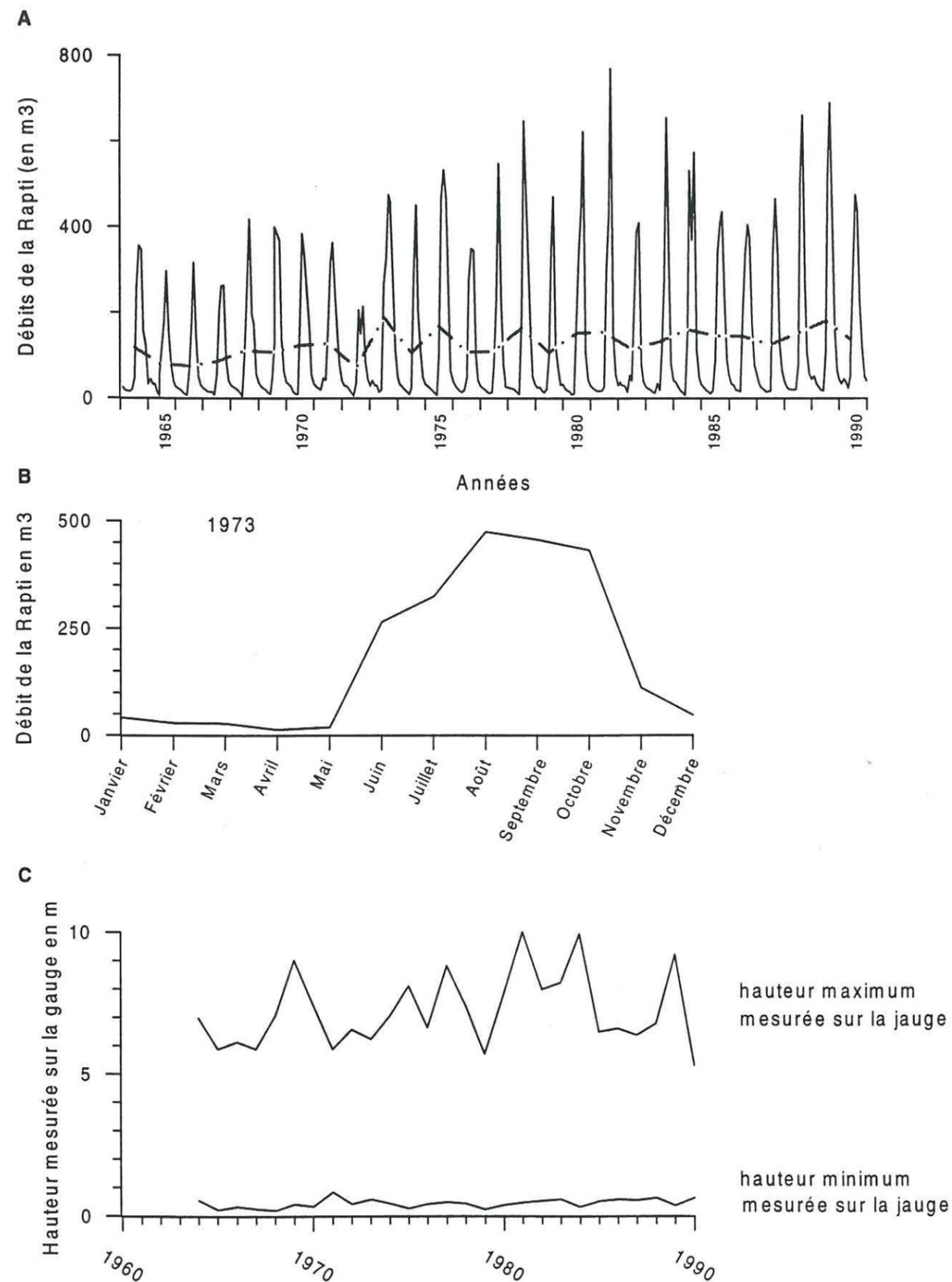


Figure II.4.5: Variations du niveau de la Rapti à la station Jalkundi. A- Variations des débits sur 26 ans. B- Variations des débits sur l'année 1973. Il existe un fort contraste entre la période de mousson (juin à octobre) et la période hivernale se traduisant par des variations de 1 à 10 du débit de la rivière Rapti. C- Maxima et minima de la hauteur d'eau mesuré sur la jauge. Les forts contrastes de débits sur une année liés aux variations climatiques se répercutent sur la hauteur d'eau de la rivière.

fermeture ouest du bassin est matérialisée par le rétrochevauchement BT1. Cette structure, au dos de laquelle des terrasses en position haute et que l'on suppose soulevées ont été observées, semble avoir actuellement une activité tectonique réduite, la diminution de largeur de la rivière pourrait être liée à la moindre érodabilité des grès Siwalik par rapport aux nappes de terrasses. Entre BT1 et l'abscisse 137 km la faible pente d'écoulement de la rivière persiste mais le cours d'eau devient méandrique.

Table II.4.1: Datation par la méthode du C14 des échantillons de charbons des terrasses alluviales de la Rapti

Echantillon	Terrasse	Âges calibrés à 2 $\sigma$ (yr BP)	position/surface	Altitude (m)
Siw95.11	Told	7151 - 6640	0.5 m	40
Siw95.1	T0	5454 - 4879	0.5 m	42
Siw95.24	T0	4850 - 4531	1 m	30
Siw95.38	T1	3201 - 2786	4.5 m	6
Siw95.14	T1	3394 - 3073	0.5 m	15
Siw95.16	T2	2347 - 2126	1 m	20
Siw94.27	T2	2464 - 2185	10 m	45
Siw97.4	Tloc	1369 - 1242	0.5 m	8
Siw95.22	Tloc	924 - 730	2.5 m	4.5
Siw95.23	Ta	actuel	1 m	1.7
Siw95.37	Ta	actuel	2.5 m	4
Siw95.39	Ta	actuel	1.5 m	2
Siw95.41	Ta	actuel	2 m	3
Siw97.13	Ta	actuel	0.5 m	8

Les âges ont été calibrés par la méthode de Stuiver and Reimer's (1993). L'altitude des terrasses correspond à la position du sommet de la terrasse par rapport au lit actuel de la rivière.

La cohérence entre les altitudes des échantillons et les âges obtenus, permet de dire qu'il n'y a pas eu de remaniement des bois flottés prélevés.

Entre l'abscisse 137 km et l'abscisse 163 km, la pente d'écoulement augmente ( $0.08^\circ$ ), le cours méandrique de la rivière creuse des gorges importantes dans des nappes alluviales, et les largeurs du lit (majeur et mineur) sont très fortement diminuées. En aval de cette forte pente on observe une structure tectonique appelée FPF2 et de direction transverse (N160) par rapport à la direction de la Rapti (N95). L'activité tectonique le long de cette structure provoquerait une zone en cours de surrection en amont et expliquerait la forte pente du profil de rivière. En aval de FPF2 (entre 163 et 184 km) la rivière reprend un cours anastomosé avec une pente faible ( $0.05^\circ$ ) pour traverser le "dun occidental" de la Rapti. Ce bassin est presque

fermé à l'Ouest par les structures FPF1 et FPF3 dont la traversée par la Rapti (entre l'abscisse 183 km et l'abscisse 188 km) est marquée par un rétrécissement du lit majeur de la rivière et une augmentation de sa sinuosité, mais n'affecte pas son profil longitudinal. Ces caractères concordent avec une autorégulation de la rivière qui change son cours pour s'adapter à une pente croissante.

Les variations de pentes le long du profil longitudinal de la Rapti peuvent avoir trois causes: a- une activité tectonique récente essentiellement au passage de FPF2; b- un changement de lithologie des formations traversées (passage de BT1 et du MBT); c- une variation de l'énergie de dépôt (au passage de FPF1, et à l'entrée du dun de Deukhury).

### 3.2- Morphologie du crêt à l'aplomb du MDT

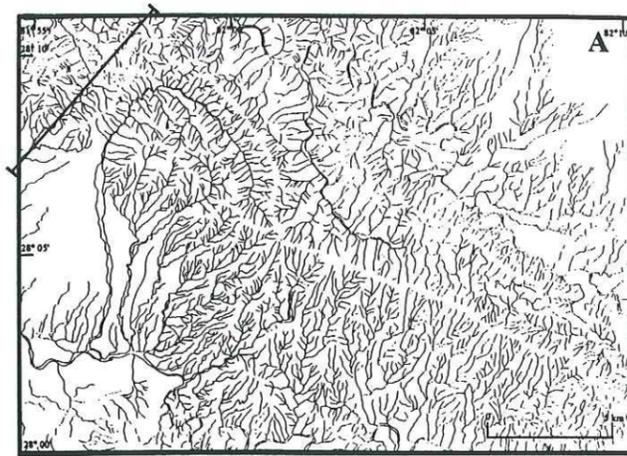
#### Caractéristiques régionales.

Le MDT (fig. II.4.1 et II.4.2) est un chevauchement intermédiaire qui s'exprime par un crêt dissymétrique et culminant entre 1100 et 1200 m d'altitude. Il se poursuit latéralement sur plusieurs centaines de km et est orienté N110 à N120. Il présente une virgation d'orientation N170 au niveau de Thudia Ridge, qui provoque un décalage du crêt de quelques kilomètres entre deux portions régulières. Ce crêt est drainé par un réseau hydrographique qui est globalement transversal à la chaîne. Ce réseau, dont on verra par la suite les anomalies, et l'importance du relief au toit du MDT suggèrent que cette structure a connu une activité tectonique sur plusieurs centaines de milliers voire plusieurs millions d'années. Les fortes pentes atteintes localement ainsi que les perturbations locales du réseau hydrographique reflètent une activité récente de ce chevauchement. Dans la suite de ce chapitre les directions de rivières seront exprimées entre  $0^\circ$  et  $180^\circ$  et ne prendront donc pas en compte le sens d'écoulement.

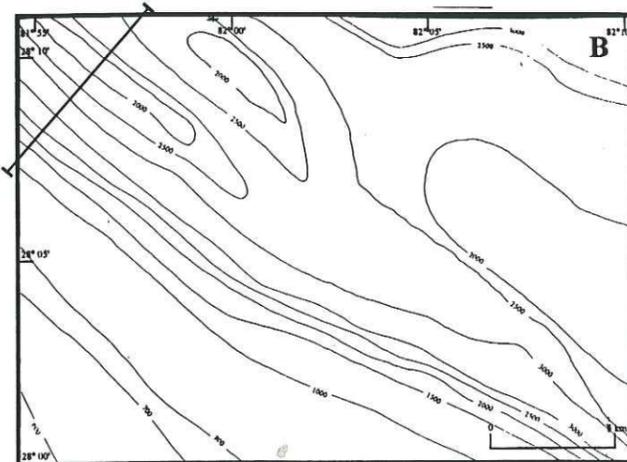
#### La virgation N170 de Thudia Ridge.

L'analyse du réseau hydrographique a permis de mettre en évidence les structures tectoniques selon la méthode développée par Prudhomme (1972). La surface enveloppe du relief initial de la zone étudiée a été construite en considérant les points hauts des reliefs et en "éliminant" les vallées creusées par l'érosion (fig. II.4.6b). La comparaison du réseau hydrographique avec la surface enveloppe a permis de déterminer si des cours d'eau prennent une direction anormale (fig. II.4.6c), c.a.d. des drains non parallèles à la ligne de plus grande pente décrite par la surface enveloppe.

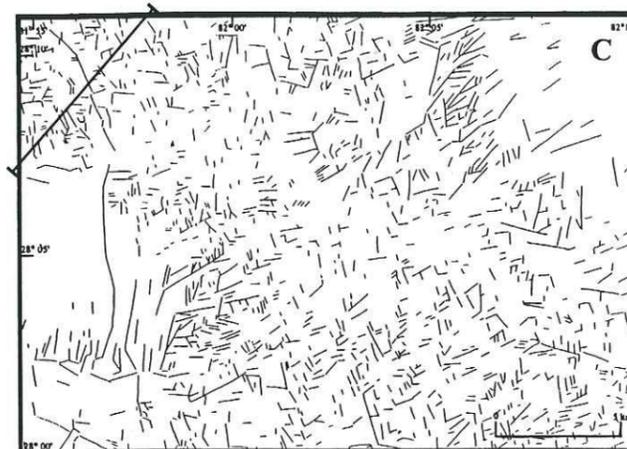
Les directions anormales (fig. II.4.7), les plus fréquentes, sont N75 et N170, et représentent respectivement 38.4% et 48.9 % des directions anormales relevées. Les drains de directions N75, ou de direction voisine, sont bien répartis sur l'ensemble de la zone et souligneraient les accidents décrochants dextres N75-N80 décrits par Chalaron (1994). Des



Réseau hydrographique



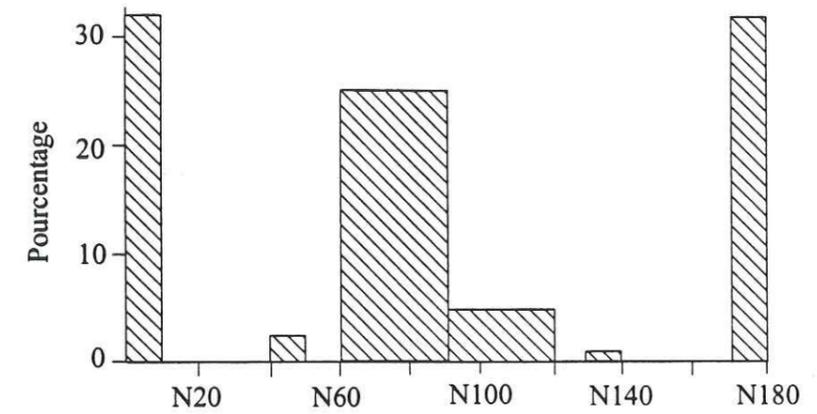
Surface enveloppe



Distribution des anomalies de drainage

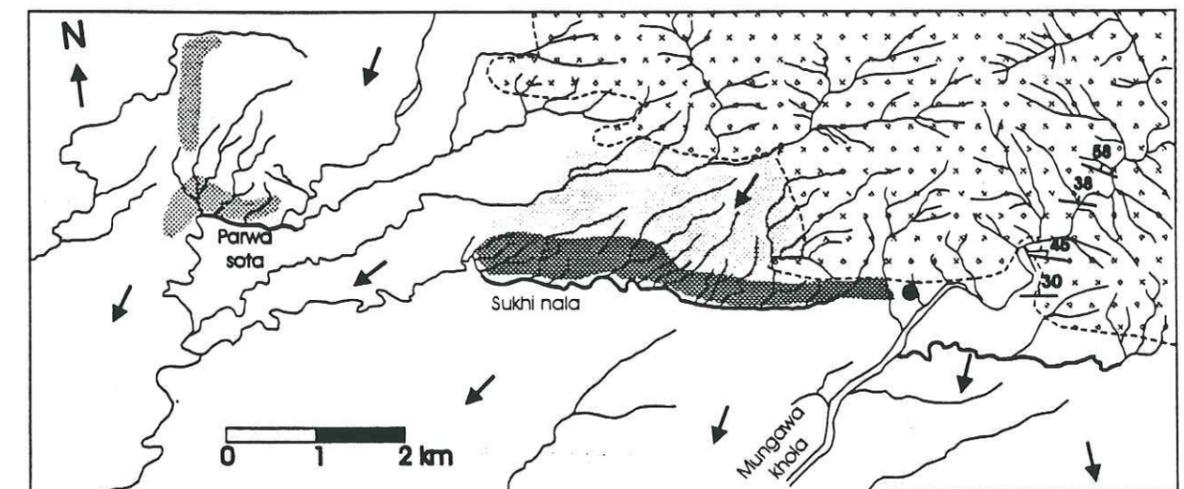
Position de la coupe de la figure 3

Figure II.4.6: a) Réseau hydrographique du crêt du MDT au niveau de la virgation de Thudia ridge; b) Surface enveloppe du crêt du MDT; c) Cartographie des anomalies du réseau hydrographique extraites par la méthode de Prudhomme (1972). Ces anomalies reflètent les directions structurales affectant le relief au toit du MDT, et sont principalement orientées N75 et N170. (D'après Huyghe et al., 1998).



Fréquence de direction des drains "anormaux"

Figure II.4.7: Fréquence des directions anormales de drains au toit du MDT par rapport à l'ensemble du réseau hydrographique de la figure II.4.6. Ces directions correspondent aux directions principales des structures tectoniques affectant le relief du MDT.



- ↘ directions de plus grande pente
- ▭ Affleurements des formations anté-holocènes
- ▨ Pentas du cône alluvial > 10 %
- ▩ 5 < Pentas du cône alluvial < 10 %
- ▧ 3 < Pentas du cône alluvial < 5 %
- ▦ Pentas du cône alluvial < 3 %
- Drains dont la direction est contrôlée par une direction structurale N100
- Localisation du site de mesures B (fig. II.4.17)

Figure II.4.8: Réseau hydrographique drainant un cône alluvial au sud du MDT. Trois cours d'eau ont un écoulement de direction N90-N100. Ils sont encaissés et bordés au Nord par des escarpements à regard Sud dont la pente est anormalement forte par rapport à l'ensemble du cône. Ces trois cours soulignent une réactivation récente du MDT

niveaux bréchiques ont été observés, le long de la Babai Khola (Chalaron, 1994) suggérant que des accidents de même orientation ont fonctionné dès le dépôt des Siwalik Moyen. La direction N170 est principalement observée au Sud du MDT, et ne semble pas affecter la morphologie du relief au toit de ce chevauchement. A l'Ouest de la virgation, malgré la tendance générale du relief à être orienté N110-120, les directions structurales des couches du versant sud sont à N90 sur une partie du crêt, indiquant que le MDT accommode progressivement le passage entre les deux directions.

#### *Les anomalies de drainage a proximité du MDT*

Au Sud du crêt du MDT, la géométrie de certains cours d'eau est guidée par des directions N90. Le cône alluvial situé au pied du relief présente des pentes générales de l'ordre de 1.5-2.5 %, et des directions de plus grande pente orientées N45 (fig. II.4.8). Plusieurs rivières ont des directions très obliques par rapport à la géométrie du cône et sont encaissées:

- a- La rivière Sukhi Nala suit une direction N95-N100 sur plus de 4 km au pied du crêt, et est bordée au N par un escarpement atteignant 45 m de dénivelé et des pentes de 12 % à regard sud. Cet escarpement est drainé par des cours d'eau très courts (longs de 2 à 3 km au maximum), orientés N75-80, et d'ordre 1 à 2, suivant la classification de Strahler (1964).
- b- La rivière Parwa Sota (à l'Ouest de la Sukhi Nala sur le fig. II.4.8), fait un coude orienté N100 sur plus d'1 Km, et est également bordée au Nord par un escarpement.
- c- Un affluent de la Mungawa Khola (à l'Est de la Sukhi Nala sur la fig. II.4.8) suit une direction N90 sur 2.5 km.

Cette direction N90-N100 correspond aux directions structurales mesurées sur le flanc sud du MDT, dans la série Siwalik inférieur (fig. II.4.8). La présence des escarpements ainsi que la direction des cours d'eau, suggèrent que le MDT ait été réactivé récemment après avoir été ennoyé sous les sédiments du cône alluvial durant une période de calme tectonique local.

#### 3.3- Morphologie de la structure frontale (FPF1 et FPF3).

Le relief frontal (figure II.4.1) dans l'Ouest Népal est caractérisé par une morphologie très irrégulière, avec des changements d'orientation fréquents et de grande ampleur. Sur sa majeure partie, le crêt présente un "axe" horizontal dont l'altitude moyenne est d'environ 850 m. En revanche, dans sa partie occidentale le relief perd brutalement de l'importance et disparaît dans la plaine immédiatement à l'Est de Nepalganj. Le long de cette dernière partie, les irrégularités du crêt sont nombreuses et reflètent des discontinuités locales du chevauchement frontal (Main Frontal Thrust). Pour les étudier le réseau hydrographique a été relevé de la même façon que précédemment.

#### *La terminaison ouest du chaînon de Dundwana (Fault Propagation Fold 1 ou FPF1)*

Au niveau de la structure la plus occidentale (FPF1 sur les figures II.4.1, II.4.2, II.4.3 et II.4.4), le réseau est dissymétrique (fig. II.4.9, d'après Delcaillau, 1997); il présente des bassins versants plus petits sur son flanc sud que sur son flanc nord. Cette dissymétrie reflète la structure géologique sous-jacente. Les données structurales ont permis de reconstruire un pli par propagation de faille (fig. II.4.3), caractérisé par des couches très raides (voire avec un pendage inverse) dans le flanc avant et de plus faible valeur dans le flanc arrière (la valeur de ce pendage avoisine le pendage de la faille) (Suppe et Medwedeff, 1984, 1990). Les différentes captures en cours principalement sur le flanc nord, sont caractéristiques d'un réseau hydrographique instable ou en cours de développement (Schumm, 1977), instabilité qui pourrait être liée à la croissance du pli de propagation. A l'aplomb de la terminaison de la faille (fig. II.4.10a), la déformation du pli engendrerait des basculements d'orientations différentes, conduisant à des réorganisations du réseau hydrographique. Dans ce secteur, certains drains s'orientent de façon anormale par rapport au relief, c.a.d. avec des directions voisines de N80, N120 et N170 (lignes en tirets sur la figure II.4.9), c.a.d. les mêmes directions que celles relevées au toit du MDT (paragraphe 3.2).

La ligne principale de partage des eaux se divise latéralement en deux, à l'Est et à l'Ouest. Ces enlèvements latéraux, soulignés par une réorganisation du partage des eaux, suggèrent une géométrie de "pli de propagation" s'accroissant à la fois frontalement et latéralement (fig. II.4.10a). En effet, une structure en pli par propagation de faille, qui s'amortit progressivement latéralement, est caractérisée par un plat inter-flancs (sommets du pli), qui s'élargit lorsque le raccourcissement est moindre. Ceci se traduit par une déformation de moins en moins importante, sur une série de coupes. L'érosion de la structure, à ce niveau de faible déformation doit induire la formation de deux lignes de partage des eaux soulignant les plans axiaux de la structure anticlinale (fig. II.4.10b). Dans la partie terminale ouest de Dundawa Ridge, les drains forment un réseau de type radial à la périphérie de l'ensellement, ce qui est caractéristique d'une terminaison périclinale (Howard, 1967).

#### *Le col de Baruba.*

Dans la partie est de FPF1, au niveau de l'ensellement qui correspond à une terminaison latérale de pli par propagation de faille (fig. II.4.9), s'observe un bassin versant d'ordre 5 dans la classification de Strahler (1957) (fig. II.4.11) dont les dimensions sont bien supérieures à celles des bassins versants voisins. Il prend sa source au col de Baruba qui culmine 107 m seulement au dessus de la plaine. Au voisinage de ce col des terrasses alluviales démantelées ont été observées. Elles sont essentiellement constituées de niveaux sableux dans lesquels on trouve des lits à galets de petite taille (1 à 5 cm) épars dans la matrice sableuse. De part et d'autre du col les bassins versants de la structure frontale montrent des caractéristiques qui s'inversent. A l'Ouest les bassins versants du flanc nord sont plus longs, et moins pentés que

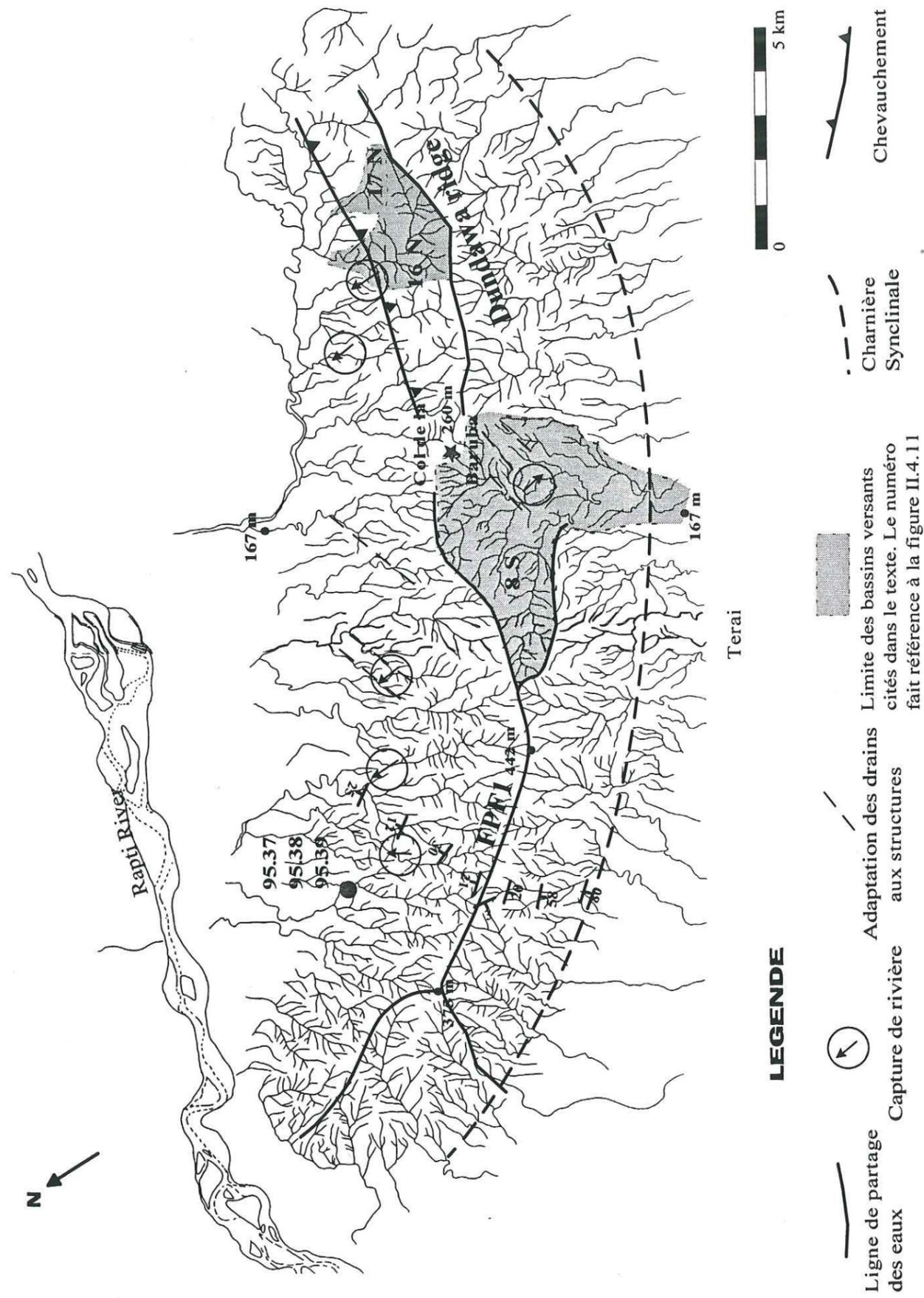


Figure II.4.9: Réseau hydrographique du crêt frontal (Dundawa Ridge et FPF1) (d'après Delcaillau, 1997)

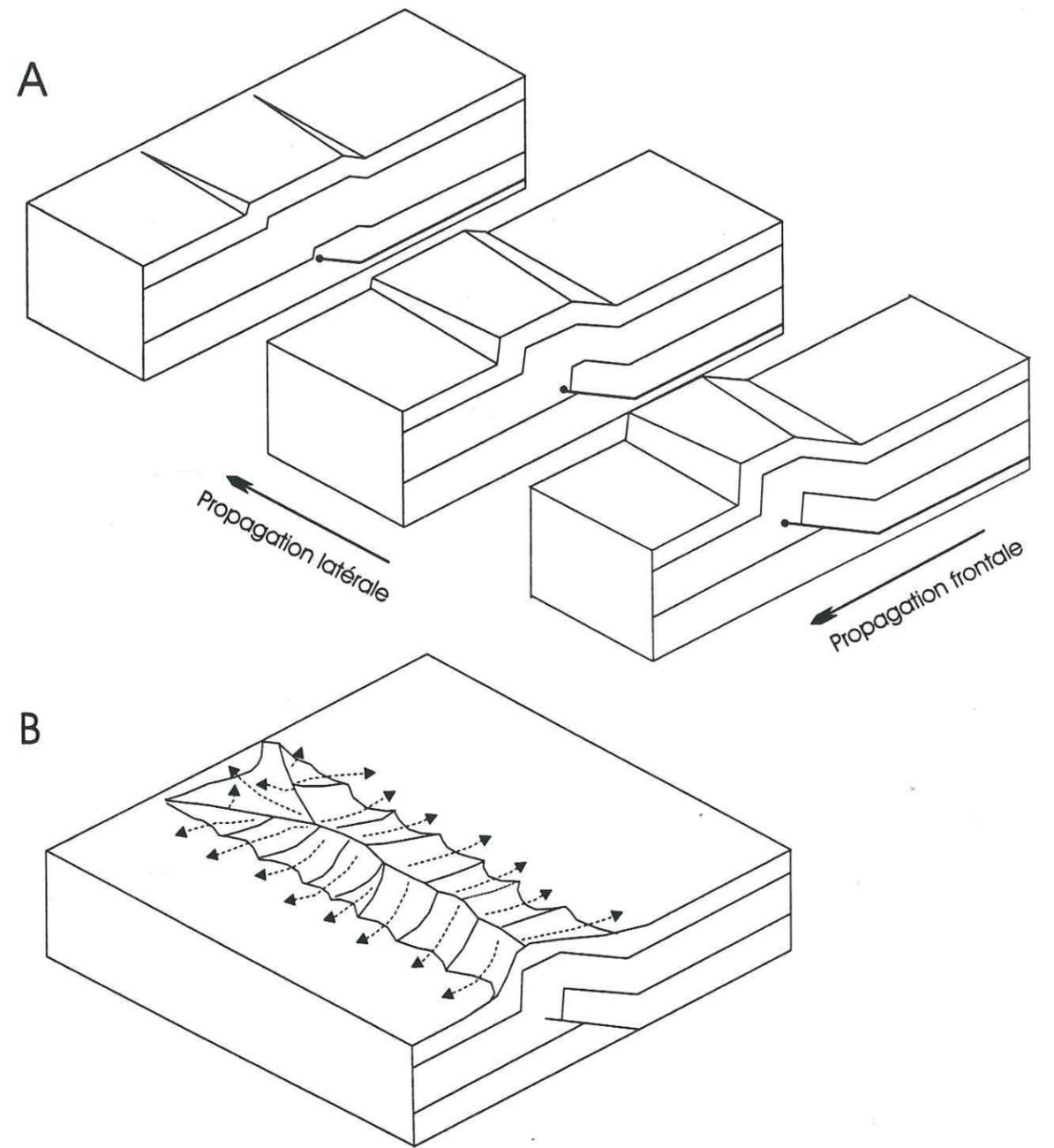


Figure II.4.10: A- Morphologie théorique d'un pli par propagation de faille se propageant frontalement et latéralement. Le pendage de la faille est latéralement constant et les variations de la géométrie de surface reflètent un taux de raccourcissement qui diminue latéralement. B- Morphologie sous l'effet des processus de surface, d'un pli par propagation de faille se propageant latéralement. La ligne de partage des eaux se ramifie latéralement et souligne les plans axiaux de la structure anticlinale. Ce modèle de pli érodé présente la même morphologie que la structure frontale FPF1 de la figure II.4.9.

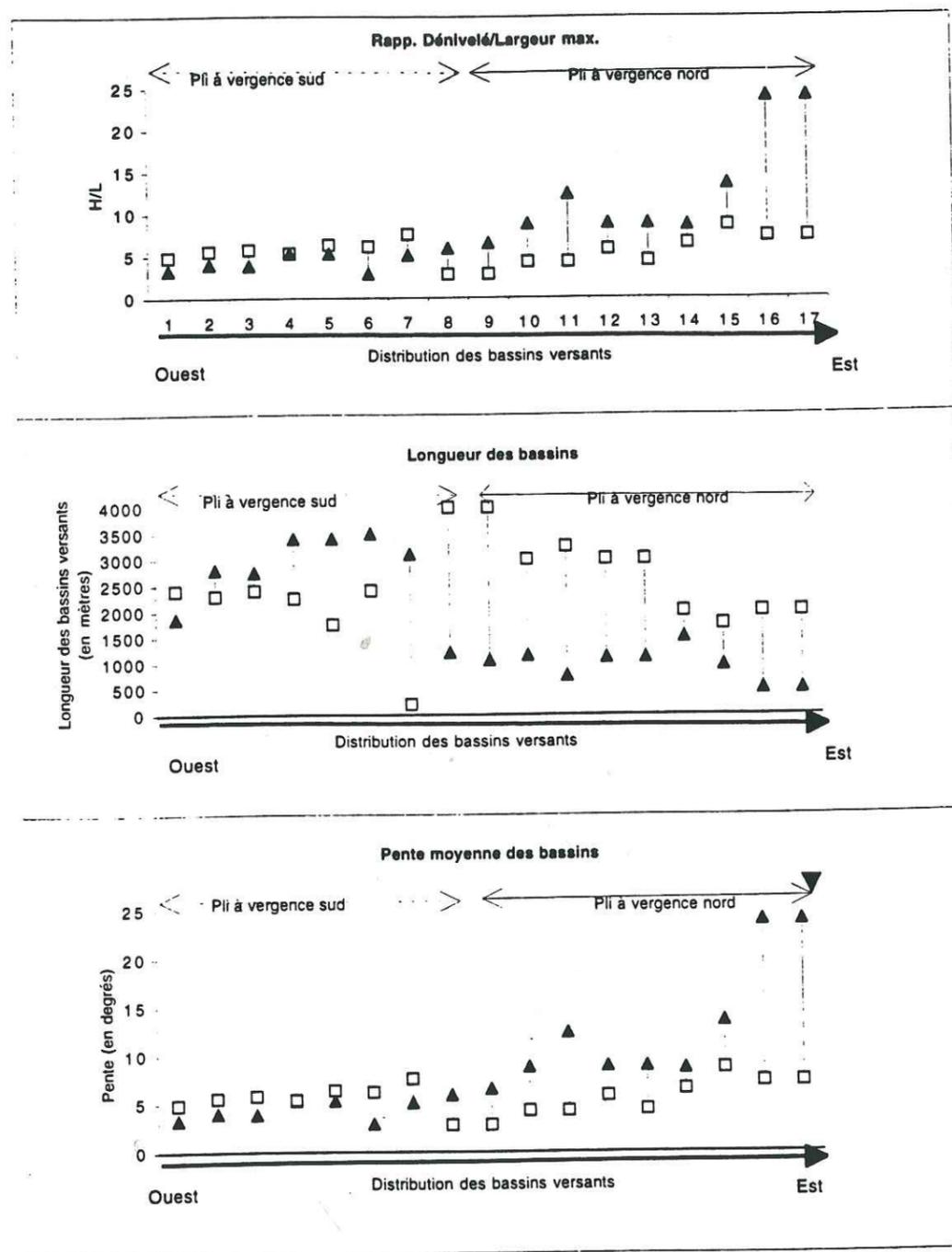


Figure II.4.11: Caractéristiques des bassins versants du crêt frontal, □ bassins versants du flanc S, ▲ bassins versants du flanc N

ceux du flanc sud, alors que dans la partie est du crêt, ce sont les bassins du flanc sud qui sont les plus longs et les moins pentés. Les deux bassins versants 15N et 16N (localisés sur la figure II.4.9) du versant nord de Dundawa Ridge présentent des pentes anormalement fortes, ce qui suggère un soulèvement de la partie sud du crêt à la faveur d'un rétrochevauchement orienté N100-N110.

Les terrasses alluviales "perchées" au col de Baruba, les dimensions du bassin 11S (fig. II.4.9), la dissymétrie dans les caractéristiques des bassins versants et les vergences tectoniques opposées de part et d'autre du col de Baruba laissent à penser que le chaînon de Dundawa est segmenté en plusieurs structures tectoniques qui n'étaient pas morphologiquement jointes dans le passé.

#### La partie la plus occidentale (FPF3).

L'étude du réseau hydrographique a souligné l'existence de deux segments le long du MFT. Une troisième branche, à peine marquée (FPF3 sur les figures II.4.1 et II.4.2) et composant la structure frontale, est située au Nord-Ouest de FPF1 et de la rivière Rapti. Elle est caractérisée par un relief haut de 25 m pour quelques centaines de mètres de large, et par une orientation du crêt à N170 à N0. Ce relief est formé de niveaux sédimentaires post-siwalik supérieur, très réguliers, qui correspondent à la partie distale d'un cône alluvial. Ils sont soulevés par rapport au lit actuel des rivières et forment des escarpements subverticaux. Un niveau de terrasse holocène se trouve emboîté dans le cône alluvial et forme des paléovallées de quelques dizaines de mètres de large. En un site où elle domine le lit mineur de la rivière de 8 m, la terrasse a été datée par la méthode du C14 (table II.4.1). Son âge calibré est de 1369-1242 ans BP (échantillon Siw97.4), il ne permet que de calculer un taux d'incision compris moyen entre 5.8 et 6.5 mm/an.

Un échantillon (Siw95.38) situé au dos de FPF1, 6 m au dessus du niveau actuel de la rivière, est daté à 3201-2786 ans BP et indique que les vitesses d'incision sont de l'ordre de 2 mm/an. En considérant que les terrasses sont constituées de dépôts non consolidés on peut comparer les taux d'incision sur différents sites. Les deux sites Siw97.4 et Siw95.38 étant proches, il est difficile d'invoquer des variations du niveau de base différentes pour expliquer l'écart entre les deux taux d'incision. La position des échantillons par rapport aux structures tectoniques n'est également pas suffisante pour expliquer cette différence de vitesse d'incision. En effet l'échantillon Siw95.38 est situé au dessus d'une rampe inclinée à 25°. L'utilisation des relations angulaires des structures se développant au dessus d'une rampe (Suppe et al., 1983), permet de transformer le taux d'incision en vitesse horizontale. Cela donne des valeurs de raccourcissement de l'ordre de 4.5 mm/an pour l'échantillon Siw95.38. Dans le cas de l'échantillon Siw97.4 situé au sommet d'une structure anticlinale, et en considérant qu'elle est liée à une rampe, dont le pendage est au maximum de 45° (valeur la plus forte observée le long des chevauchements Siwalik), la valeur minimale de vitesse horizontale est de 8 mm/an.

Les différences de taux d'incisions, et de vitesses horizontales calculés sur FPF3 et sur FPF1 suggèrent que les deux structures évoluent indépendamment l'une de l'autre.

#### La traversée des structures frontales par la Rapti

Latéralement FPF1 et FPF3 disparaissent. Au passage entre ces deux structures, la rivière Rapti, conserve une pente faible (fig. II.4.4a) en adaptant sa sinuosité, mais son lit majeur devient très étroit. Une seconde vallée est parallèle à celle de la Rapti, située à la terminaison sud-est de FPF3 et est actuellement utilisée par la Jhanjhari khola (fig. II.4.12). Sur les images satellites, il est possible de cartographier des paléoméandres de la Rapti. Leur localisation (méandres M1 à M6 sur la figure II.4.12) montre un déplacement du cours d'eau, et un report de sa confluence avec la Janjhari khola vers le Sud-Ouest.

Les vallées de la Rapti et de la Janjhari khola, orientées N80, soulignent la présence de deux décrochements sénestres en relais. La zone de relais, en transpression, provoque le détournement de la Janjhari khola, et une légère surrection qui induit un changement de la sinuosité de la Rapti. Ces décrochements pourraient jouer le rôle de failles de transfert entre les structures FPF1, FPF3, et MDT qui se déforment à des vitesses différentes.

Le Main Frontal Thrust se propage latéralement sous forme de segments courts, actifs, évoluant indépendamment les uns des autres.

Un schéma d'évolution (fig. II.4.13) peut être proposé à partir de cette analyse, où l'on voit que le cours de la Rapti est progressivement détourné, et repoussé vers l'Ouest, avant de traverser le dernier chaînon des Siwalik. Sur ce schéma, il semble que les relations entre FPF3 et FPF1, reflètent un stade d'évolution antérieur entre FPF1 et Dundawa Ridge, ainsi le passage actuel de la Rapti trouverait son équivalent par le passé, au niveau du col de Baruba. Les mouvements entre chaque segment seraient accommodés par des failles transverses orientées N75 à N90.

#### 3.4- Zone déformée par la structure Fault Propagation Fold 2 (FPF2).

En arrière du crêt frontal, mais se branchant dessus, on observe une zone de terrasses alluviales altérées et rubéfiées, et très disséquées par le réseau hydrographique ("encadré fig.14" sur la figure II.4.1). En traversant cette zone (délimitée par le crêt frontal au Sud, par FPF2 au Sud-Ouest, par des escarpements N170 à l'Ouest et par le crêt du MDT au Nord) la Rapti creuse des gorges dans les terrasses anciennes et a une forte pente d'écoulement. Pour étudier cette zone nous avons réalisé un modèle numérique de terrain (MNT) à partir de cartes topographiques au 1/50000<sup>ème</sup> (fig. II.4.14A). L'acquisition des données a été réalisée avec le logiciel "visual explorer" qui permet de numériser les courbes de niveaux, à partir d'une carte scannée. Une grille de mailles régulières de 50 m de côté a été calculée sous Surfer

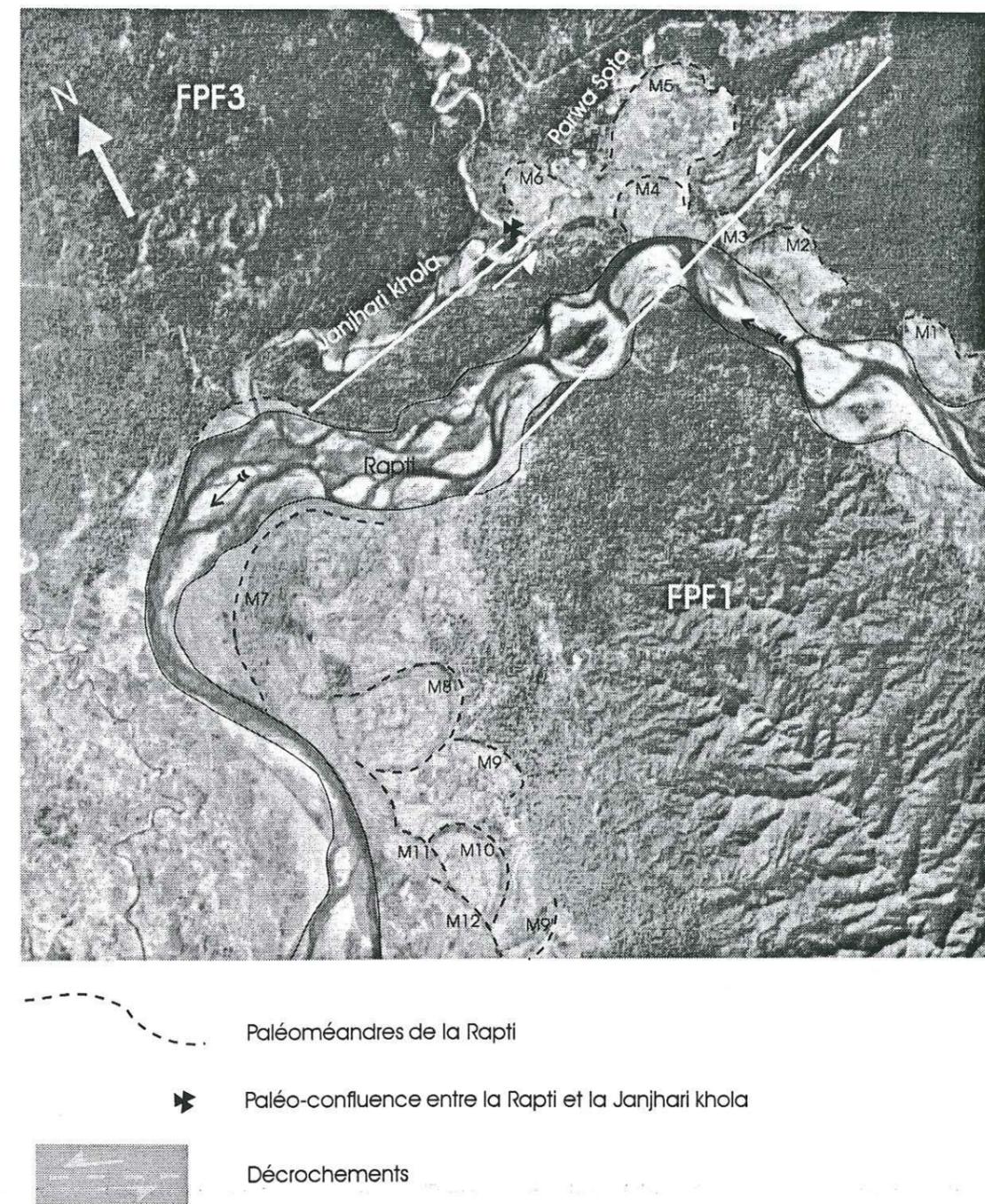


Figure II.4.12: Traversée de la structure frontale (entre FPF1 et FPF3) par la rivière Rapti et positions de son paléocours. Les paléoméandres (M1 à M6) montrent que le cours de la Rapti a été déporté vers le Sud-Est, et que la confluence entre la Rapti et la Janjhari khola a été déplacé vers le Sud-Ouest. Les cours actuels des deux rivières suivent des directions N80 correspondant à des décrochements sénestres qui forment une zone de relai en transpression entre les reliefs FPF3 et FPF1.

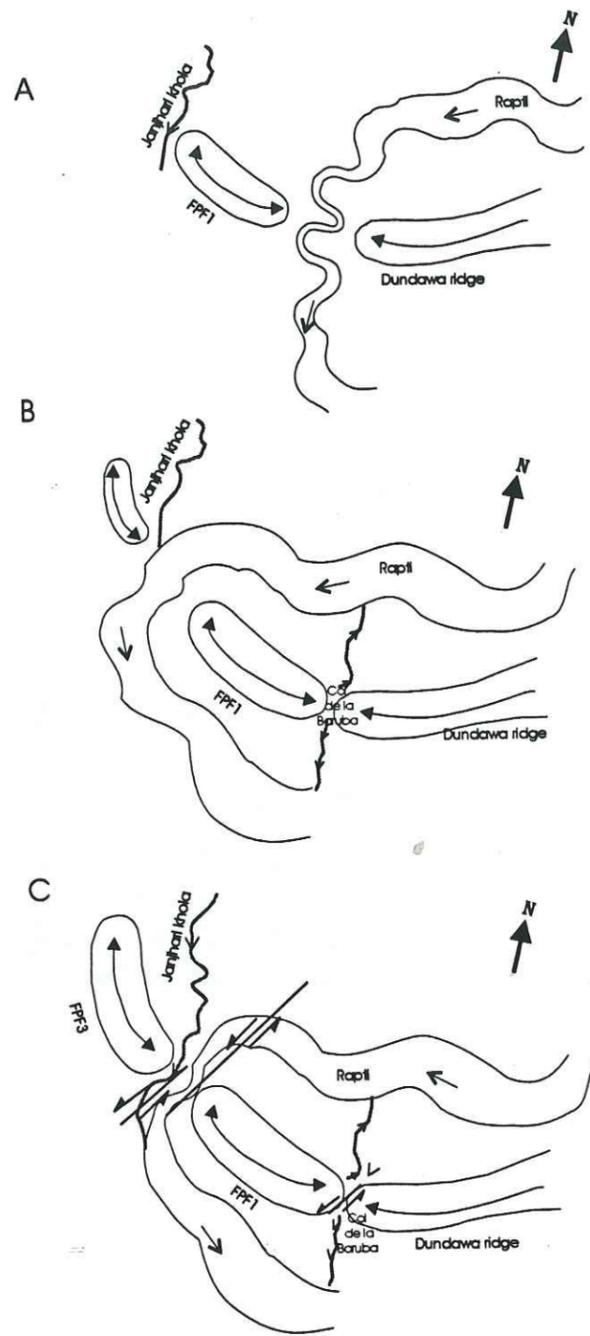


Figure II.4.13: Evolution schématique de la structure frontale à l'ouest du Dun de Deukhury  
 A- Les structures FPF1 et Dundawa Ridge évoluent indépendamment l'une de l'autre, et sont séparées par la rivière Rapti. B- Le développement latéral des deux structures a fermé le passage de la rivière Rapti dont le cours est détourné jusqu'à l'extrémité ouest de FPF, la limite des deux structures est matérialisée par le col de Baruba. C- La structure FPF3 en cours de croissance, se rapproche du relief formé par FPF1, obligeant la Rapti à diminuer la largeur de son lit, qui est déplacé vers le SE; un relai de décrochements sénestre déporte la confluence entre la Janjhari khola et la Rapti vers le SO.

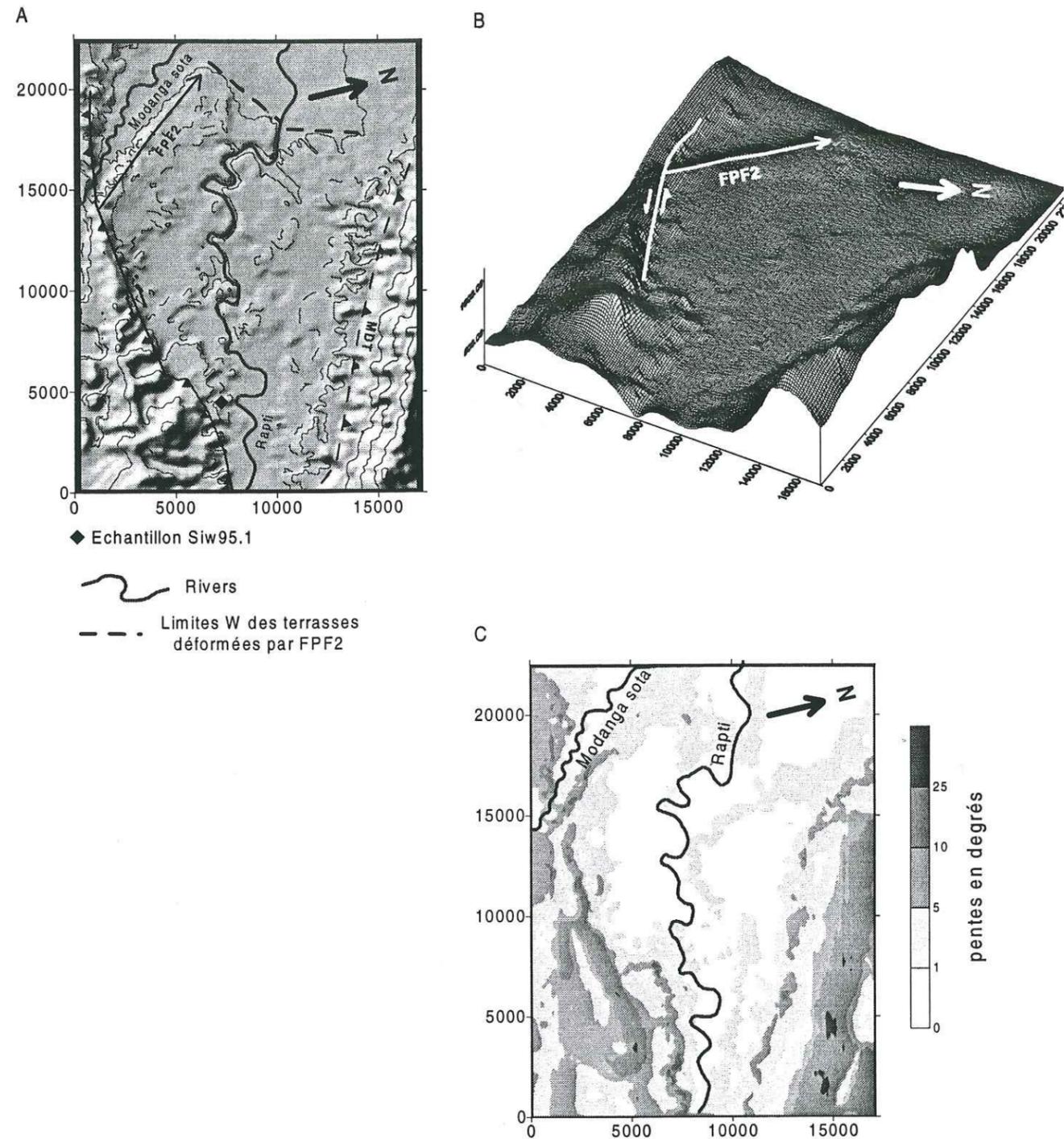


fig. II.4.14: A) Modèle Numérique de Terrain. Le pli par propagation de faille FPF2 orienté N140 est transverse par rapport à la rivière Rapti. Il crée une zone en surrection sur son flanc arrière qui est fortement disséquée par le réseau hydrographique. Cette zone est délimitée au S par un décrochement à composante rétrochevauchante, au SW par FPF2, au NW par des escarpements N170 et au N par le crête du MDT; B) Surface enveloppe du MNT montrant que la zone en cours de surrection forme une zone sub-horizontale sur le flanc arrière de FPF2; C) Pentes déterminées sur la surface enveloppe.

version 6, en utilisant une méthode d'interpolation avec une pondération inversement proportionnelle à la distance.

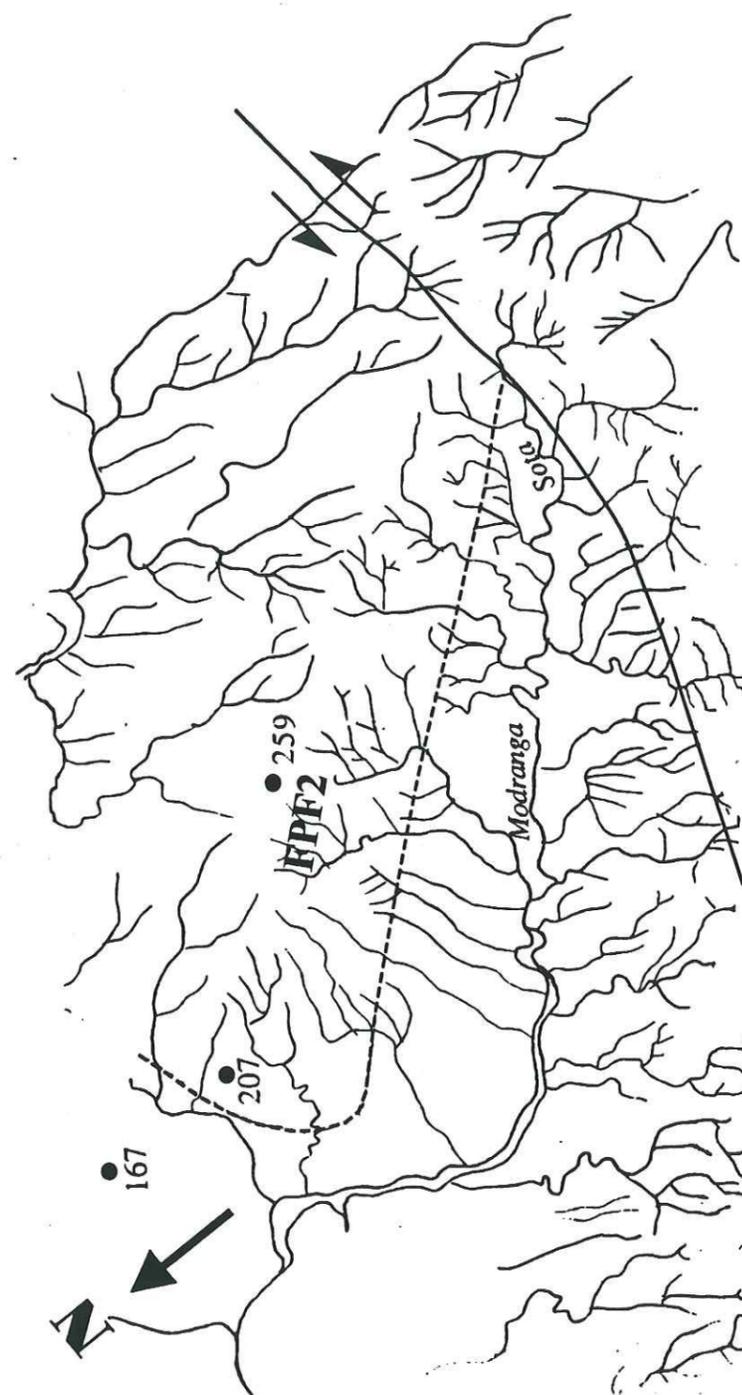
2 directions structurales ressortent sur ce MNT:

a- une direction N140 correspond à la limite sud-ouest de la zone soulevée, c'est également l'orientation de plusieurs rivières drainant cette zone. Cette direction est celle d'une structure dissymétrique qui présente un flanc ouest à forte pente par opposition à son flanc est (fig. II.4.14B et II.4.14C). Cette zone soulevée est intensément disséquée par un réseau hydrographique jeune, car peu hiérarchisé (drains d'ordre 2 à 3) (fig. II.4.15) d'après la classification de Strahler (1964). Ce réseau s'organise de façon radiale autour du point coté 259 m. L'analyse du profil longitudinal de ces drains montre une rupture de pente brutale au passage de l'escarpement sud-ouest (fig. II.4.16). La perturbation du profil en long de ces drains est d'autant plus forte que la rivière se trouve dans la partie sud de la structure. En outre l'étude de cartes topographiques et de l'image SPOT K-J 218-294 montre que l'incision due aux rivières augmente dans la partie sud. Ces observations suggèrent que la structure N140 (FPF2) à une croissance à la fois frontale et latérale.

b- Une direction N90, correspond à un décrochement vertical sénestre bien visible à l'affleurement, et qui forme un escarpement de faille présentant des facettes trapézoïdales. L'analyse des stries sur des fractures annexes par la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977) montre une contrainte principale majeure horizontale orientée N35 (fig. II.4.17, site A). Le décrochement limite la zone soulevée au Sud, mais se suit également au delà de la structure bordière N140, jusqu'au col de Baruba (situé juste à l'Ouest du modèle numérique de terrain) où il semble jouer le rôle de faille de transfert entre FPF1 et Dundawa Ridge. Les fortes pentes observées dans les deux bassins versants les plus septentrionaux du flanc nord (fig. II.4.11), suggèrent qu'une structure active à composante rétrochevauchante soulève la partie sud du crêt.

La bordure nord-ouest de la zone soulevée est peu marquée sur le MNT; elle est limitée par un segment orienté à N45 puis vers le Nord par un second segment à N0. Sur le terrain, cette bordure correspond à des escarpements subverticaux de 20 à 30 mètres de même orientation. Au Nord parallèlement à ces escarpements, des failles sont orientées à N170 et N0, mais aucune strie indiquant le mouvement n'a pu être observée. Cette direction correspond à une partie des drains anormaux observés au Sud du MDT (fig. II.4.7); elle se retrouve également dans la direction des captures de rivières sur le flanc nord de la branche occidentale du MFT.

La surface enveloppe du relief (fig. II.4.14B) permet de montrer que dans la partie orientale de la structure, les terrasses alluviales forment une surface presque plane avec des pentes inférieures à 1° (fig. II.4.14C). Un échantillon de charbon situé dans des niveaux fins, proches de la surface de ces terrasses, 42 m au dessus du lit actuel de la Rapti, à été daté par la méthode du C14 a environ 5454-4879 ans BP (Siw95.1). Ceci permet de calculer des taux



----- base de l'escarpement frontal de FPF2 et des terrasses soulevées

Figure II.4.15: Réseau hydrographique de la structure FPF2 (d'après Delcailleau, 1997). Les drains d'ordre faible s'organisent de façon radiale soulignant une structure jeune avec une terminaison périclinale vers le NW.

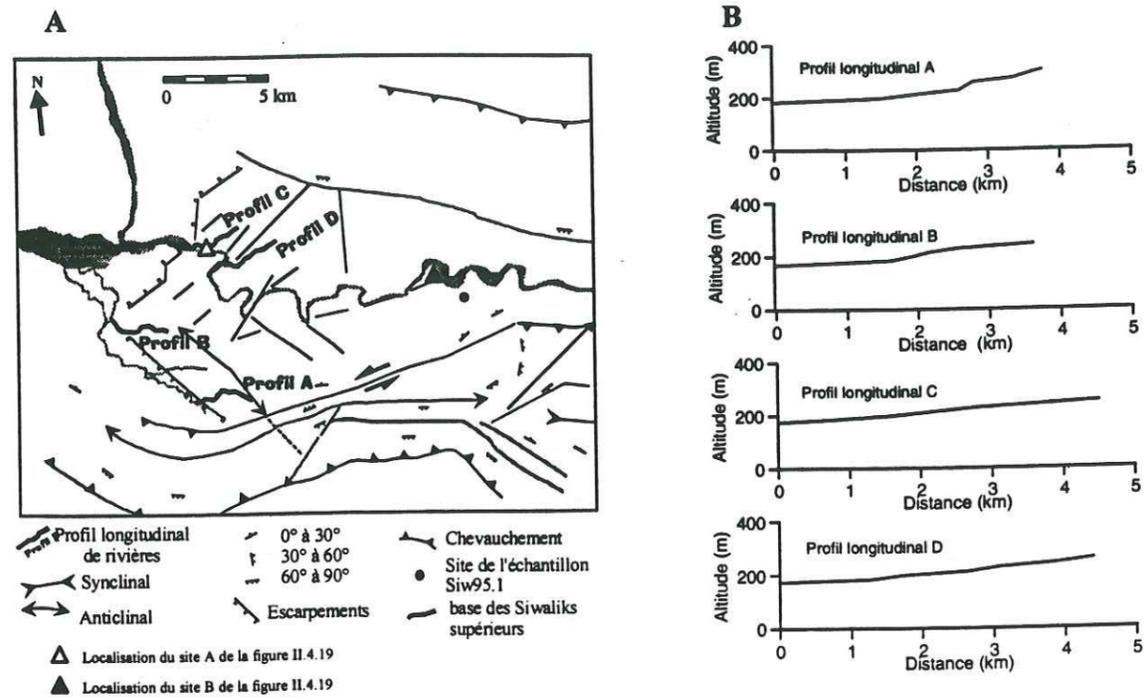


Figure II.4.16: A- Interprétation structurale du MNT; B- Profils longitudinaux de quatre rivières traversant la bordure de la zone déformée par FPF2. Ces rivières montrent une rupture de pente au passage de FPF2, qui s'amointrit lorsque l'on va vers le NW de la zone (du profil A vers le profil D). Ceci traduit un amortissement de la structure FPF2 du SE vers le NW.

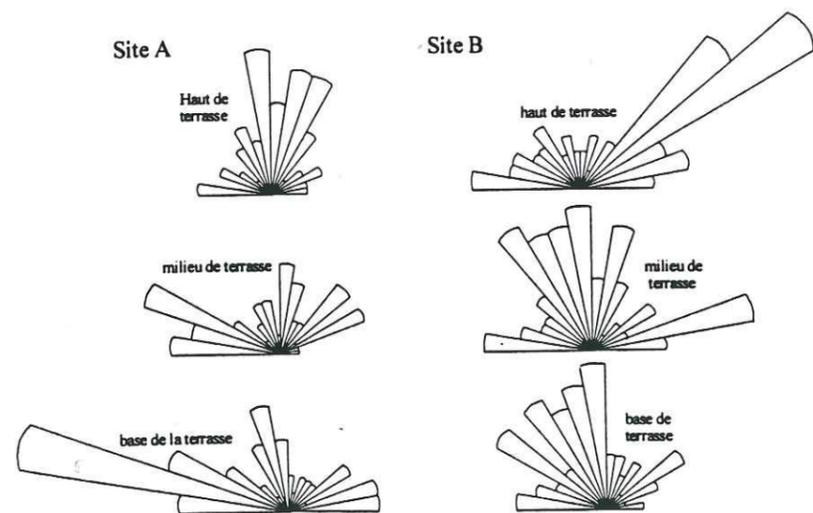


Figure II.4.19: Rosaces des directions d'allongement de galets imbriqués dans la nappe de terrasse T0 déformée par FPF2. Les mesures ont été prises sur des sites localisés sur la figure II.4.16 et reflètent une grande variabilité de la direction des courants de la Rapti. La dispersion des mesures souligne la présence de barres de méandres.

Les figures II.4.17 et II.4.18 sont localisées dans les pages suivantes de ce manuscrit.

d'incision de l'ordre de 8 mm/an en arrière de la structure FPF2. L'analyse morphologique de la zone est compatible avec une structure en pli par propagation de faille (FPF2) se développant frontalement et latéralement.

### 3.5- Synthèse sur l'activité tectonique dans la zone étudiée

L'analyse morphologique des crêtes avoisinant la Rapti River dans l'Ouest Népal a montré que plusieurs structures sont actives, et que plusieurs directions structurales sont soulignées par la morphologie du réseau hydrographique de cette partie de la chaîne himalayenne.

La structure frontale est segmentée en plusieurs branches de 10 à 20 km de long qui sont respectivement d'Ouest en Est FPF3, FPF1 et Dundawa Ridge.

FPF3 est la structure la plus jeune et la moins évoluée, car elle forme un relief de seulement 25 m de hauteur. Elle déforme des terrasses datées à 1369-1242 ans par la méthode du C14, et incisées à une vitesse de l'ordre de 6 mm/an.

FPF1 atteint une hauteur de 275 m au dessus de la plaine et absorbe 2 km de raccourcissement dans sa partie centrale. Si cette structure est plus évoluée que FPF3, elle ne semble pourtant pas très active durant les 3 derniers millénaires. En effet des datations au C14 sur des terrasses situées 6 m au dessus de la Rapti fournissent un âge de 3201-2786 ans, et donc des taux d'incision de l'ordre de 2 mm/an en arrière de la structure FPF1.

Le soulèvement du compartiment sud, le long de Dundawa Ridge, suggère que le décrochement sénestre comprend une forte composante rétrochevauchante sur cette portion de la structure frontale.

FPF2 haute de 45 m est située juste en arrière du MFT, se développe frontalement et latéralement et déforme des terrasses datées à 5454-4879 ans; les taux d'incision de ces terrasses par la rivière Rapti atteignent donc 8 mm/an sur les 5 derniers millénaires.

Enfin des réactivations le long du MDT ont été mises en évidence. Bien qu'aucune datation ne permet de préciser leur âge, les escarpements qu'elles ont induites dans les sédiments du cône alluvial et qui apparaissent bien conservés, plaident en faveur d'une tectonique récente. On n'observe pas d'affleurements des séries Siwalik, ce qui traduit des mouvements de faible ampleur le long de cette structure. Le décalage des terrasses, estimé à une quarantaine de mètres le long de la Sukhi Nala, correspondrait à une composante horizontale du même ordre de grandeur, sur une rampe à 45° (cette valeur de pendage de la rampe correspond à la valeur de pendage des couches observées sur le terrain).

Des directions obliques par rapport aux plis et aux chevauchements, sont orientées à N75-N80 et à N90, et sont soulignées par le réseaux hydrographique. Le traitement des microstructures par la méthode des dièdres droits (fig. II.4.17) donnent une orientation de la contrainte majeure horizontale orientée N30-N40. Cette orientation calculée à partir de fractures dans des sédiments post-Siwalik supérieurs, n'est pas compatible avec les décrochements dextres N75 décrit par Chalaron et actifs à partir du dépôt de la série Siwalik

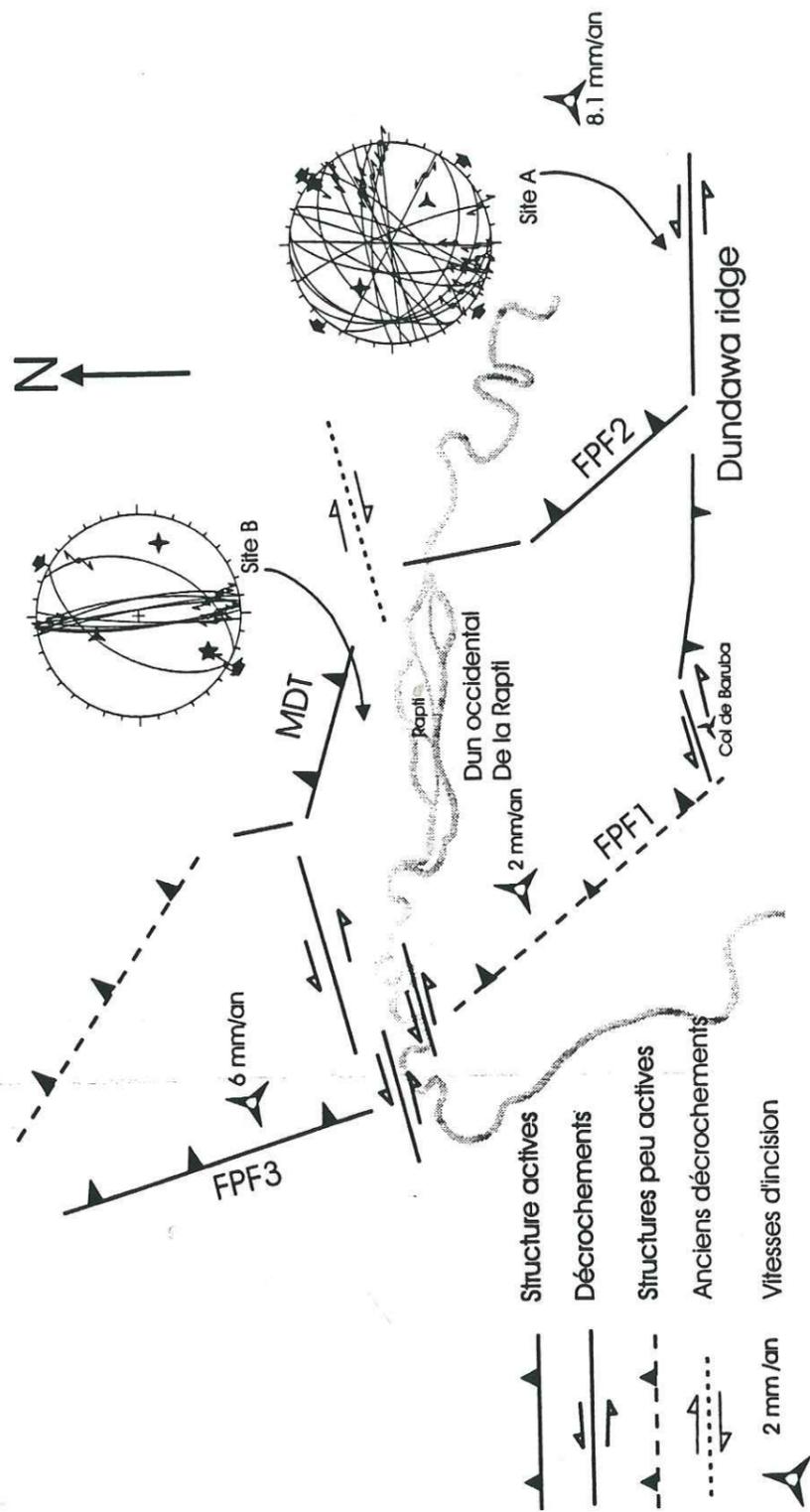


Figure II.4.17: Répartition de l'activité tectonique actuelle dans les Siwalik de l'Ouest Népal au voisinage du dun occidental de la Rapti. La hauteur des terrasses par rapport au lit de la rivière et des datations au C14 permettent de calculer des vitesses d'incision qui varient de 2 mm/an à 8.1 mm/an suivant la localisation du site. Cette disparité dans les vitesses souligne la segmentation du front tectonique et les variations de l'intensité et de la localisation de l'activité tectonique le long des différents segments. Ces variations sont accomodées par des failles de transfert orientées N75 à N90

moyen. Ces directions anciennes seraient, pour la période Holocène, réutilisées comme failles de transfert de la déformation entre les différentes structures compressives actives.

#### 4- L'emboîtement des terrasses des bassins transportés et l'enregistrement de l'activité tectonique.

Un système fluvial idéal, se subdivise en trois domaines où les processus sédimentaires et érosifs ont des actions différentes (Schumm, 1977). Le premier domaine en amont correspond au bassin versant, c'est une zone dite de production, qui fournit la majeure partie de l'eau, et des sédiments par érosion des versants concernés. Le second domaine est principalement une zone de transport de l'eau et de la matière érodée. Enfin le dernier domaine à l'aval du système, est le siège d'une sédimentation importante. Chacune de ces zones est caractérisée par un processus dominant par rapport aux autres. L'existence de vastes bassins intramontagneux, implique que des phénomènes extérieurs modifient l'équilibre de ce système idéal, déplaçant les zones en sédimentation de la partie aval du système fluvial vers des domaines plus internes.

Dans les paragraphes précédents, nous avons décrit des structures tectoniques actives dans les Siwalik de l'Ouest Népal, contemporaines d'une forte sédimentation dans les bassins intramontagneux traversés par la Rapti. Ces structures actives contrôlent la répartition des terrasses emboîtées qui enregistrent en retour la répartition de la déformation le long des structures limitant les duns.

##### 4.1 Incision et terrasses emboîtées

Le long de la Rapti, plusieurs terrasses ont été abandonnées. Elles ont été cartographiées à partir de données de terrain et de leur signature spectrale sur des images satellites SPOT (fig. II.4.18). Des échantillons de charbons prélevés dans les nappes alluviales de ces terrasses et datés par la méthode du C14 (table II.4.1), permettent de corréler les différents niveaux de terrasses.

La terrasse la plus vieille (Told) est datée à 7151-6640 ans BP (échantillon Siw95.11). Elle est située en arrière de BT1 dans la partie occidentale du dun de Deukhury. Son extension horizontale est très réduite, et elle s'élève 45 m au dessus de la Rapti.

La terrasse T0 est la plus étendue; elle est très disséquée par le réseau hydrographique. La nappe alluviale a un aspect rougeâtre dû à des sols ferrugineux; elle est formée d'alternances de sables argileux, et de conglomérats. Les galets imbriqués ont des origines variées et des tailles variant de 1 à 40 cm. L'orientation de ces galets dans différents niveaux de la nappe alluviale, montre que le cours de la rivière était sinueux et divagant (fig. II.4.19). Cette terrasse T0 s'élève entre 20 et 42 m au dessus du lit de la rivière et les échantillons de charbon

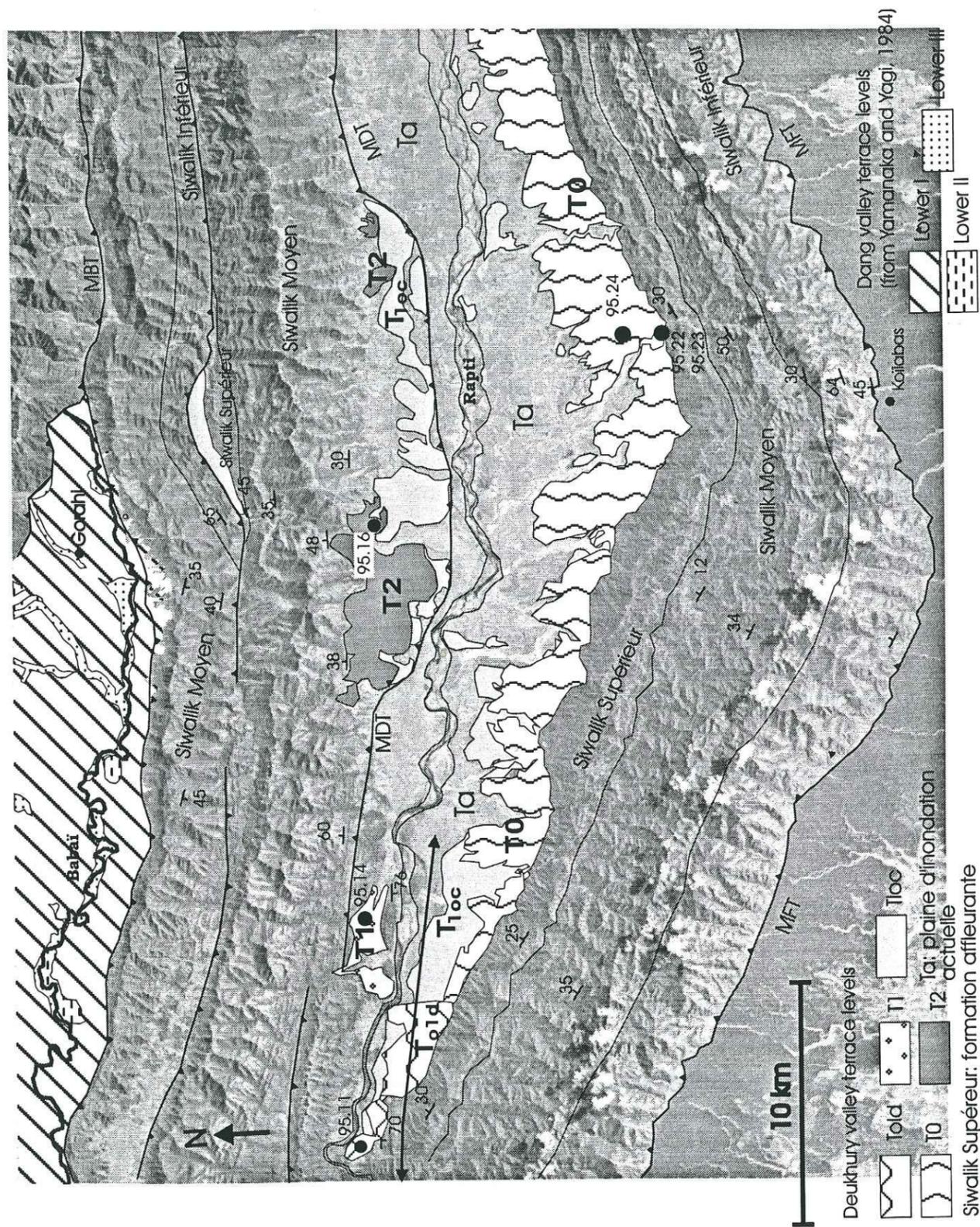


Figure II.4.18: Cartographie des terrasses alluviales dans la vallée de Deukhury et sur le dun de Dang.

Siw95.1 et Siw95.24 prélevés dans des niveaux fins proches de la surface fournissent des âges calibrés respectifs de 5454-4879 ans BP et 4850-4531 BP.

Les terrasses T1 et T0 présentent le même type de faciès; leur distinction est basée sur l'âge d'abandon et sur l'altitude. La terrasse T1 est élevée de 15 m au dessus de la Rapti actuelle. Les deux échantillons Siw95.14, daté à 3394-3073 ans BP, et Siw95.38, datés à 3201-2786 ans BP, permettent de relier cette terrasse en arrière du rétrochevauchement BT1 à celle située sur le flanc arrière de la structure FPF1.

L'extension de la terrasse T2 est restreinte au Nord du MDT. Les faciès sont similaires aux deux premières terrasses, mais les galets provenant des formations Siwalik sont plus nombreux. Sa "signature spectrale" sur les images SPOT permet également de l'individualiser par rapport à T0 et T1. La distinction de cette terrasse, située 20 m au dessus du lit de la rivière, faite sur le terrain et sur les images SPOT est confirmée par l'âge radiométrique de 2347-2126 ans BP ans obtenu sur l'échantillon Siw95.16, prélevé dans un niveau silteux proche de la surface. Un échantillon de charbon (Siw94.27), daté à 2464-2185 ans BP, et prélevé à l'Est du dun de Deukhury permet de relier ce niveau de terrasse sur une grande distance.

Ta représente la plaine d'inondation actuelle, qui est constituée par plusieurs terrasses comprises entre 0 et 4 m par rapport au lit mineur de la rivière. Elles sont constituées d'alternances sableuses et silteuses, avec des galets de petite taille (1-10 cm) et épars. Les datations au C14 sur des échantillons de charbon (Siw95.23, Siw95.39, Siw95.41), donnent des âges calibrés s'étalant entre l'actuel ans et 305 ans BP.

Les terrasses non datées, ou d'extension trop réduite, sont regroupées sous le symbole de Tloc. Un échantillon de ces dernières terrasses (Siw95.22) a été daté à 924-730 ans BP. L'absence de continuité de ce niveau ne permet pas de le cartographier distinctement, et il a été classé dans ces terrasses Tloc. Enfin un niveau de terrasse situé 6-8 m au dessus de la rivière est également cartographié dans la partie nord du dun. Il constitue un niveau régulier et bien identifiable par sa signature spectrale, mais aucun élément ne permet de le dater par rapport aux autres terrasses.

#### 4.2- L'origine de l'incision

*Notions de variation du niveau de base et de barrage tectonique.*

Dans les duns de la Rapti (dun Occidental, et dun de Deukhury), plusieurs niveaux de terrasses formant des surfaces continues ont été observées. Les plus hautes de ces terrasses sont surélevées par rapport au lit actuel de la rivière et ont été abandonnées. Les variations relatives du niveau de base de la rivière sont une des causes principales contrôlant le dépôt des sédiments (lorsque le niveau de base augmente) et l'abandon des terrasses (lorsque le niveau de base baisse). Il existe plusieurs façon d'expliquer ces changements:

a) Les variations eustatiques peuvent provoquer des changements du niveau de base des rivières mais leurs effets ne sont pas déchiffrables dans les Siwalik, situés en amont du système fluvial drainant le haut Himalaya pour aboutir dans l'océan indien au niveau du cône du Bengale.

b) Un changement dans la vitesse de subsidence dans le bassin d'avant pays, peut également provoquer des variations du niveau de base des rivières situées en amont.

c) Le climat, qui contrôle le régime de pluie influence le débit des rivières et la charge sédimentaire transportée par ces rivières peut induire l'abandon des terrasses alluviales. Ainsi une baisse du débit va provoquer un rétrécissement du lit des cours d'eau qui transportent de faibles charges sédimentaires favorisant l'abandon des terrasses alluviales.

d) Les variations du niveau de base des rivières des Siwalik pourraient être liées à la tectonique locale. Une rivière présente un profil qui suit une équation logarithmique (Souriau, 1992) (fig. II.4.20a). Une surrection tectonique dans la partie aval du cours d'eau (fig. II.4.20b) provoque une augmentation du gradient de pente dans la zone active, alors qu'en amont le gradient de pente diminue par rapport au profil d'équilibre. Si les mouvements sont lents, la rivière compense le changement d'équilibre en modulant la sinuosité de son cours (Schumm et Khan, 1972; Schumm, 1993). En revanche, si les mouvements tectoniques sont rapides ou d'ampleur importante, les phénomènes d'érosion/dépôt permettent de réajuster le profil de la rivière. Dans la zone localement soulevée, la rivière érode et/ou contourne le barrage de façon à rattraper son profil d'équilibre, alors qu'en aval, le cours d'eau qui a augmenté sa charge dans la zone en érosion dépose des sédiments. La zone en surrection forme une sorte de barrage tectonique en amont duquel il y a dépôt. Une grande accumulation de sédiments sera possible s'il existe un équilibre entre l'entrée tectonique qui maintient les ruptures de pentes de la rivière et la dynamique de cette même rivière. Si les paramètres changent, par ralentissement de l'activité tectonique ou par augmentation de l'énergie de la rivière du fait d'un changement climatique, il peut y avoir destruction du barrage tectonique, qui se traduit en amont par une forte incision et un abandon des terrasses (fig. II.4.20c).

e) Enfin des changements dans la vitesse de déplacement des plaques tectoniques, peuvent provoquer des variations du niveau de base des rivières en provoquant des variations de la vitesse de subsidences dans le bassin d'avant-pays.

#### Application aux duns de la Rapti

Comme nous l'avons vu, la rivière Rapti est sensiblement perturbée au passage de certains chevauchements qu'elle traverse. Le profil longitudinal de cette rivière présente des variations brutales des gradients de pente malgré des adaptations de la sinuosité du cours d'eau. Ce phénomène montre que depuis l'activation de ces structures et jusqu'à l'heure actuelle, le pouvoir d'érosion de la rivière n'a pas réussi à compenser les effets de la tectonique.

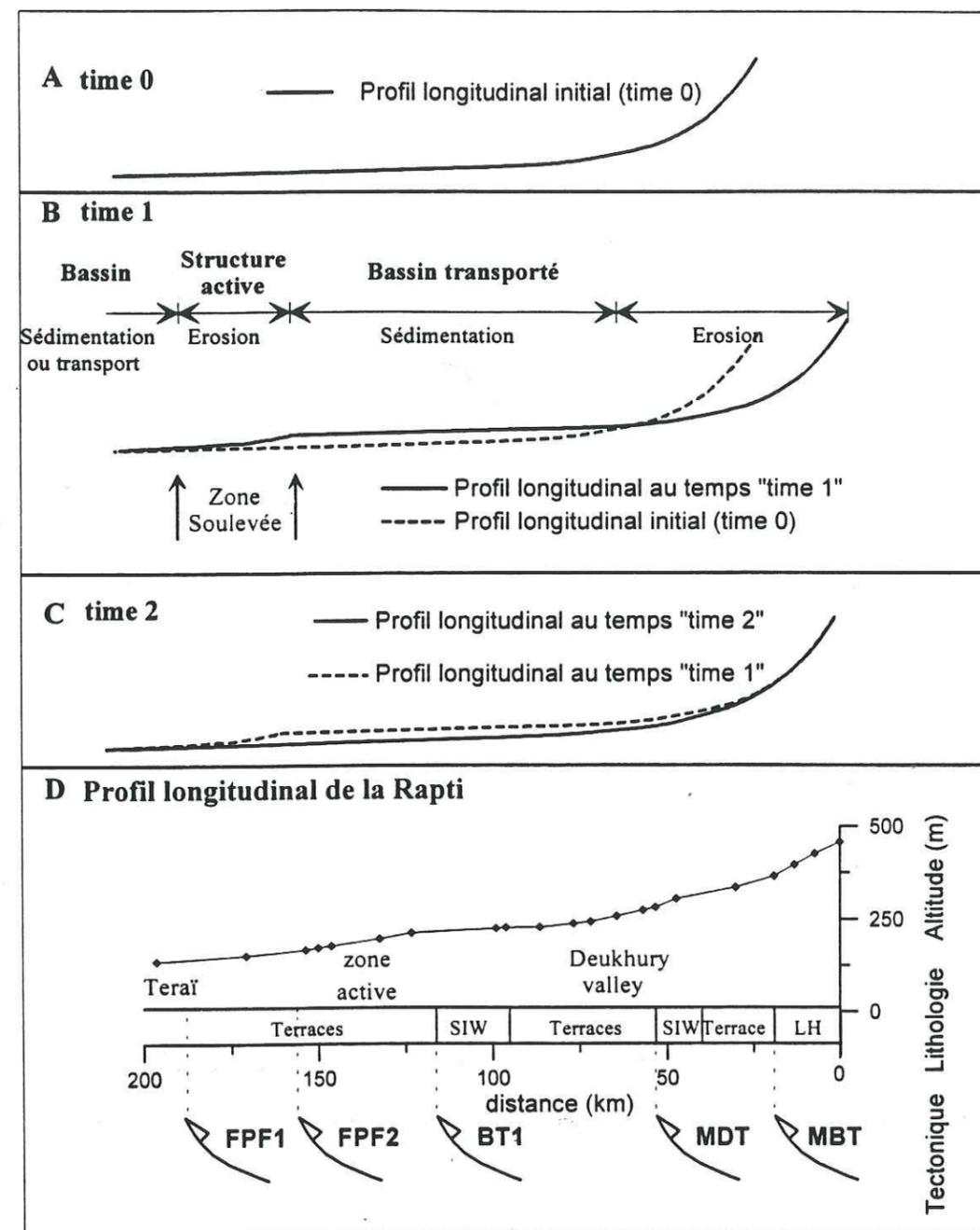


Figure II.4.20: Variations forcées du niveau de base d'une rivière sous l'effet d'une tectonique active. A- Profil d'équilibre théorique d'une rivière. B- Profil de rivière traversant une structure active. C- Rétablissement du profil d'équilibre de la rivière dans le cas de a) un ralentissement de la tectonique ou b) une augmentation de l'énergie de la rivière. D- Comparaison avec le profil longitudinal de la Rapti

Le rôle des variations climatiques dans la mise en place des terrasses emboîtées.

Les variations climatiques peuvent influencer la dynamique du cours d'eau. Des datations sur les sédiments lacustres de plusieurs lacs tibétains (Gasse et al., 1991; 1996; Van Campo and Gasse, 1993; Fontes et al., 1993; Fan Hui et al., 1996; Fontes et al., 1996; Van Campo et al., 1996; Gu et al., 1993) ont mis en évidence des alternances de périodes pluvieuses et de périodes sèches durant l'Holocène sur une grande partie du continent asiatique. L'étude des terrasses et de leur abandon dans l'Est Népal (Lavé, 1997) montre qu'il existe une très forte corrélation entre l'abandon des terrasses et le passage d'une période humide à une période sèche. La table 2 présente les âges des transitions d'un régime pluvieux à un régime sec. Dans le cas où seul le climat contrôle l'abandon des terrasses, l'âge de ces transitions doit se corréliser avec les âges d'abandon des terrasses du dun de Deukhury.

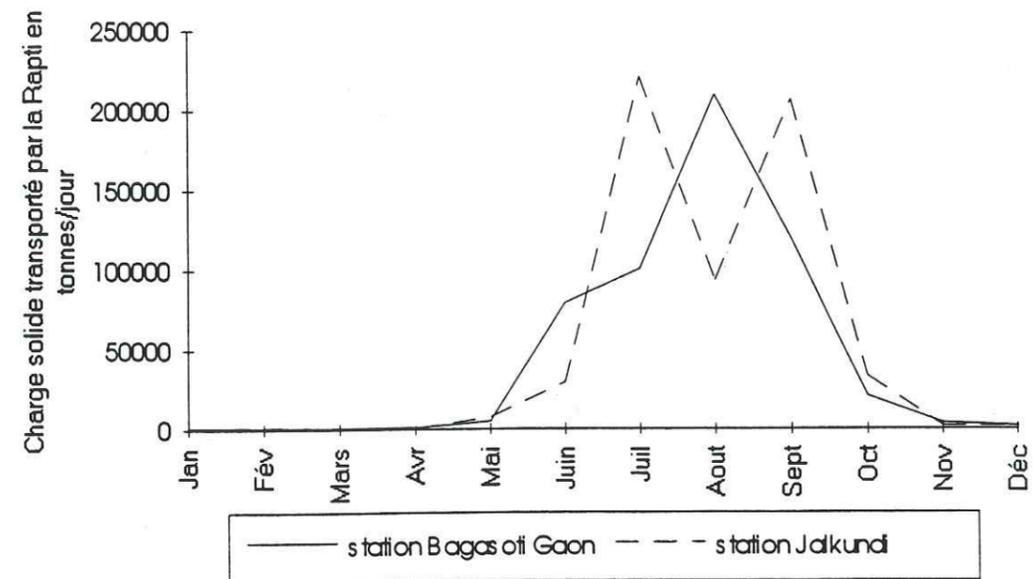
Table 2: Datations des transitions climatiques entre les régimes pluvieux et les régimes secs déduits des datations par la méthode du C14 sur des sédiments de lacs Tibétains et sur des terrasses abandonnées de l'Ouest Népal (modifié d'après Lavé, 1997).

Transition climatique	Bangong Co [1]	Sumxi Co [2]	Seling Co [3]	Central Nepal [4]	Terrasses alluviales de la Rapti
C1	8.7-8.1 kyr BP	8.2-7.8 kyr BP		8.0-8.4 kyr BP	Told: 7.1-6.6 kyr BP
C2	6.3-5.6 kyr BP	6.0-5.5 kyr BP	5.7-5.3 kyr BP	5.3-5.5 kyr BP	T0: 4.9-4.8 kyr BP
C3	4.0-3.6 kyr BP	4.0-3.6 kyr BP	4.4-4.0 kyr BP	3.4-3.6 kyr BP	T1: 3.4-3.0 kyr BP
C4	2.3-1.9 kyr BP		2.6-2.1 kyr BP	2.1-2.3 kyr BP	T2: 2.3-2.1 kyr BP

[1] Gasse et al. (1996); Fan Hui et al. (1996); Fontes et al. (1996) Van Campo et al. (1993); [2] Gasse et al. (1991); Fontes et al. (1993); Van Campo and Gasse (1993); [3] Gu et al. (1993); [4] Lavé (1997)

Sur une échelle de temps de quelques années, le régime de mousson, dans l'Ouest du Népal, provoque une alternance entre des périodes sèches (de novembre à mai) et des périodes pluvieuses (de juin à octobre). La rivière Rapti répond à ces variations saisonnières en modulant la largeur de son cours (la largeur du lit mineur est environ 5 fois inférieure à celle du lit majeur), et en modulant sa charge sédimentaire (fig. II.4.21a) qui augmente très fortement pendant les périodes pluvieuses. Les données sur la charge sédimentaire transportée par la rivière ont été enregistrée sur deux stations: Bagasoti Gaon se trouvant en amont du dun de Deukhury, et Jalkundi en aval du dun. La différence de charge entre les deux stations de mesures nous donne une estimation du comportement de la rivière au sein du dun (fig. II.4.21b). Durant les périodes sèches, la différence entre les deux mesures est presque nulle, alors que durant les périodes pluvieuses, cette différence indique une perte de charge entre la

A



B

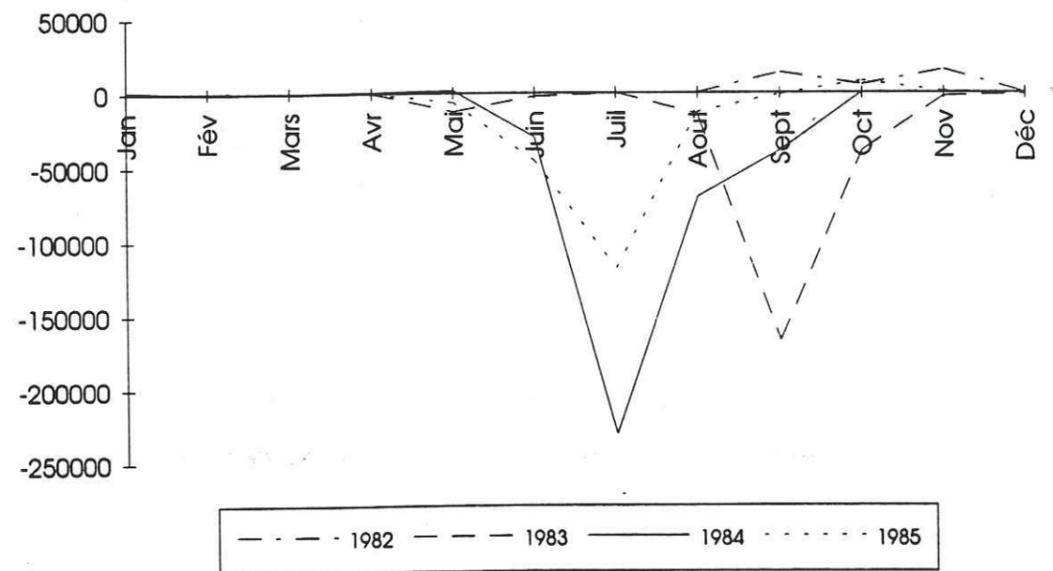


Figure II.4.21: A- Moyenne sur les années 1982, 1983, 1984, 1985, des transports de sédiments par la Rapti. B- Différence entre la charge solide transportée par la Rapti à la station Bagasoti Gaon (Est du Dun de Deukhury) et celle mesurée à la station Jalkundi (Ouest du dun de Deukhury). Les valeurs négatives impliquent une perte de la charge de la rivière entre les deux stations, et donc un dépôt de sédiments dans le dun de Deukhury. (Les données proviennent du Department of Hydrology of Nepal).

station en amont et la station en aval, qui s'explique par un dépôt de sédiment dans le bassin. Il y a donc, sur une échelle de temps de quelques années, une correspondance entre le régime de pluie et le régime de dépôt dans le bassin. Sur une période de temps couvrant la fin de l'Holocène, on peut tenter de reproduire ce schéma, en comparant l'âge de l'abandon des terrasses alluviales de la Rapti (fig. II.4.18, et table II.4.1), avec les grands changements climatiques.

a- L'âge calibré du plus vieil échantillon (Siw95.11, Told), est 7151-6640 ans BP, il est situé au sommet de la nappe alluviale d'une terrasse 40 mètres au dessus du lit de la rivière en arrière de BT1. L'abandon de ce niveau est contemporain de la période pluvieuse entre les transitions climatiques C1 et C2.

b- La terrasse T0 est abandonnée aux alentours de 4800-4900 ans BP, période située entre les transitions climatiques C2 et C3.

c- Les terrasses T1 datées entre 3394 et 3073 BP par les échantillons Siw95.14 et Siw95.38, sont sûrement abandonnées pendant une période plus humide (avant la transition climatique C4).

d- En revanche, l'abandon des terrasses T2 (2347-2126 ans BP), correspond à la période de transition climatique C4, durant lequel le dun de Darbhan, situé le long de la haute Rapti au NE de Deukhury Valley, continue à se remplir de sédiments (échantillon Siw94.27 daté à 2464-2185 BP mais situé 10 mètres sous la surface).

Dans le dun de Deukhury, les variations de la charge sédimentaire transportée par la Rapti, attestent que le régime de pluie (et par extension le climat) influe sur les dépôts dans le bassin. Pourtant parmi les échantillons datant l'abandon des terrasses le long de la Rapti, un seul coïncide avec un âge de transition entre un régime de pluie et un régime sec, l'abandon des terrasses alluviales n'est donc pas systématiquement corrélé avec les grandes transitions climatiques. Ceci montre que le facteur climatique, même s'il agit sur la dynamique de dépôt est modifié par d'autres facteurs. Nous proposons que c'est la tectonique locale qui est prépondérante dans l'installation des terrasses emboîtées de cette partie du Népal.

#### Le rôle des structures chevauchantes actives dans la mise en place des terrasses emboîtées

Le pli de propagation FPF2 et le rétrochevauchement BT1 sont les deux structures que la Rapti traverse. L'activation de l'une de ces structures peut provoquer la formation d'un barrage tectonique entre les deux duns. Ce barrage, en modifiant la morphologie du profil de rivière, crée une zone en sédimentation en amont de la structure (FPF2 ou BT1) c.a.d. dans le dun de Deukhury, par élévation du niveau de base. En aval, dans le dun occidental, par décharge des sédiments érodés dans la zone active et en raison de la diminution de la pente du cours d'eau il se forme une seconde zone de dépôt. La zone déformée est érodée. Cette évolution est comparable à celle de la figure II.4.20b et semble représentative de l'état actuel du système morphologique (fig. II.4.20d) où il apparaît qu'actuellement la structure FPF2 modifie de

façon importante la dynamique de la Rapti. Ce pli par propagation de faille provoque une augmentation de la pente d'écoulement et est fortement érodé par la rivière. Les datations par la méthode du C14, permettent de calculer des taux d'incision de 8 mm/an sur cette structure depuis environ 5000 ans. FPF2 provoque également une augmentation du niveau de base à l'amont, où l'on observe une zone à faible pente ( $0.02^\circ$ ) qui correspondrait à la zone de dépôt de la figure II.4.20b. En aval, dans le dun occidental de la Rapti, la plaine alluviale actuelle montre une forme triangulaire dont la base est située au débouché de la zone en surrection et qui se rétrécit vers l'Ouest lorsque l'on s'éloigne de la zone active. Le lit majeur de la Rapti dans ce dun correspondrait à la zone de décharge sédimentaire de la figure II.4.20b. La forme triangulaire de cette zone s'explique alors par une décroissance rapide de la charge sédimentaire en excès dans le cours d'eau, vers la partie aval.

Le pli par propagation de faille FPF1, montre une situation différente puisqu'il est contourné par la rivière. Toutefois la reconstitution paléogéographique du paragraphe 3.3 montre que le cours d'eau a été détourné à la suite de la connexion entre le segment FPF1 et le segment Dundawa Ridge. Cette jonction des deux branches du MFT a joué le rôle de barrage tectonique et la rivière a contourné l'obstacle. Cette constatation indique que le barrage s'est formé très rapidement ou pendant une période sèche durant laquelle l'énergie de la rivière était insuffisante. Cet allongement du trajet du cours d'eau, a les mêmes effets en amont qu'une élévation relative du niveau de base du cours d'eau, par rapport à celui de la plaine indo-gangétique, et a probablement induit une vaste zone de dépôt à la fois dans le dun de Deukhury et dans le dun Occidental.

Lorsque la déformation se porte sur le chevauchement plus interne du MDT, la rivière érode les barrages qui ont pu être édifiés par une structure plus frontale. Dans cette hypothèse, la destruction du barrage provoquerait une baisse générale du niveau de base en amont et un abandon des terrasses alluviales. Les mouvements localisés le long du MDT à l'Est du dun de Deukhury, auraient également pour effet la formation d'un barrage tectonique, contrôlant une zone de dépôt dans la partie orientale du dun par décharge du cours d'eau après le passage du MDT.

En résumé, l'activité du MFT contrôle le dépôt et la formation de terrasses alluviales dans le dun de Deukhury et dans le dun occidental de la Rapti. Au contraire l'activation du MDT s'accompagne d'une baisse du niveau de base de la rivière et un abandon des terrasses dans la partie aval du dun de Deukhury. Dans ce cas l'abandon des terrasses par la Rapti dans la vallée de Deukhury enregistre préférentiellement l'activité le long du MDT.

#### **5- Conclusion**

L'étude géomorphologique de la rivière Rapti et des crêts avoisinants, met en évidence des structures tectoniques actives, qui sont généralement courtes (de l'ordre d'une dizaine de

kilomètres). Le raccourcissement dans cette partie de la chaîne se produit sur des structures discontinues, reliées entre elles par des décrochements sénestres. Ces derniers orientés N75 à N90, et correspondant à des directions d'anciennes structures (Chalaron, 1994), sont réutilisés comme failles de transfert entre les différents segments actifs. La structure frontale bordant le Sud du dun Occidental de la Rapti, se propage latéralement vers l'Ouest, grâce à des segments peu développés et qui paraissent évoluer indépendamment les uns des autres lorsque l'on observe la morphologie des crêtes ou les vitesses de raccourcissement le long de ces structures.

La comparaison entre l'âge d'abandon des terrasses et les âges des grandes variations climatiques holocènes ne montre pas de corrélation et plaide en faveur d'un contrôle tectonique (par formation de barrage tectonique) du remplissage des bassins transportés dans l'Ouest Népal. Cette interprétation doit être pondérée par le fait que les variations climatiques induisent des changements de la dynamique de la rivière et donnent le pouvoir (ou non) aux cours d'eau de détruire les barrages tectoniques.

Les datations sur les terrasses observées le long de la Rapti permettent de proposer un schéma d'activité tectonique sur les structures de la zone étudiée.

7151-6640 BP: La terrasse Told (échantillon Siw.95.11) est abandonnée par une phase d'activité le long de BT1. Celui-ci forme un barrage tectonique entre le dun de Deukhury et le dun occidental de la Rapti, et favorise le dépôt des terrasses T0.

5454-4879 BP: FPF2 soulève la terrasse T0 située juste en amont, mais forme un nouveau barrage tectonique, la fermeture du dun de Deukhury perdure ainsi que le dépôt des terrasses.

4850-4531 BP: La terrasse T0 du dun de Deukhury est abandonnée. Ce phénomène pourrait refléter une baisse du niveau de base de la Rapti, par érosion du barrage tectonique (FPF2). Un report de l'activité tectonique le long du MDT, pourrait être à l'origine de l'érosion du barrage.

3201-2786 BP: BT1 est de nouveau activé, il provoque le soulèvement de la terrasse T1 située au toit de cette structure, et favorise le dépôt de la terrasse T2 dans le dun de Deukhury.

2347-2126 BP: Les terrasses T2 situées au toit du MDT sont soulevées par les mouvements tectoniques le long de ce chevauchement.

L'activation des structures les plus frontales favorisant la sédimentation dans le dun de Deukhury, et l'activation du MDT favorisant l'abandon des terrasses, les dépôts fluviatiles de la Rapti montrent que depuis environ 4500 ans, il a existé au moins deux phases de réactivation du MDT.

## CHAPITRE 5

### HOLOCENE TECTONICS IN THE SEISMIC GAP OF THE OUTER HIMALAYAS (DEUKHURY VALLEY), WESTERN NEPAL

Daprès un article soumis à *Geology*.

P. Leturmy\*, J.L. Mugnier\*

\* LGCA, UPRESA 5025 CNRS/UJF, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble, France.

#### Abstract

Deukhury valley is a wide piggy-back basin located north of the Main Frontal Thrust in western Nepal. Several fluvial terraces have been mapped and locally carbon-dated along this valley. Incision rates deduced from age-estimates and elevations of terrace surfaces suggest to us that displacement velocities along faults of the Outer Himalayas near Deukhury Valley have been in the range 15 to 20 mm/yr for several millennium, i.e., close to the total convergence rate in the Himalayas, and that a local drop in base-level could mainly result from tectonic activity downstream of the closure of the Deukhury Valley. These values are much higher than the GPS measurements of shortening rate in the Outer Belt, i.e. 2-6 mm/yr between 1991 and 1995. These results suggest that in the Himalayan seismic gap, a momentary slow down in the deformation rate is occurring, it could be in accord with an interseismic period of a seismic cycle.

#### 1- Introduction

Each year peninsular India approaches Tibet by 15-20 mm, based on geological and seismological evidence (Molnar, 1990), and new data from GPS observations provide a direct measure of the instantaneous rate (Bilham et al., 1997). There is general agreement that nearly half of the Himalayan chain ruptured over the last century producing four earthquakes with magnitude around 8.5 in 1897, 1905, 1934 and 1950 (Seeber and Armbruster, 1981; Pandey et al., 1995) and that the central Himalayas, between 79°E and 85°E longitude has not sustained a major earthquake during this period. This seismic gap thus stands as a potential location for the next major Himalayan earthquake. Nonetheless, direct evidence of a seismic cycle is still located out of the seismic gap (Gahalaut and Chander, 1997) and creeping processes along the basal décollement (Jackson and al., 1992), or thrusting along faults in High Himalayas (Seeber and Gornitz, 1983) cannot be excluded. Furthermore, major active faults, defined as faults which show repeated late Quaternary displacements, are still not clearly recognised, mainly because the active fault traces are not distinctly visible in the deeply dissected ranges and

heavily vegetated foothills, and the interpretation of the active structures of the Himalayan Range, based on seismicity, is still open to debate (Yeats and Lillie, 1991, Chander, 1992). The aim of this paper is to describe active tectonics in the frontal and central part of the seismic gap. The work is based on structural field studies, satellite image interpretation, geomorphological studies and dating of uplifted terraces in the Deukhury Valley (Western Nepal).

## 2- Geological setting

The Siwalik foothills in western Nepal are a succession of ESE-WNW trending asymmetric ridges rising between 500 and 1500 m and are formed of foreland basin sediments which have been deformed and involved in the Outer part of the Himalayan chain. Those foothills are the morphological expression of a succession of thrust sheets which are displaced southward along a major décollement located at the base of the continental sediments covering the Indian craton (Hérail et al., 1986).

Three major thrusts are observed from north to south (Hérail et Mascle, 1980) (Fig. II.4.1). The Main Boundary Thrust (MBT) separates the Siwalik foothills from the Lesser Himalayas (LH). This structure is laterally continuous and has been characterised along the entire Himalayan front. Deformation along this steeply north dipping thrust superimposes low-grade metamorphic formations on Neogene sediments of the outer thrust belt. The Main Frontal Thrust (MFT) is the southernmost fault located at the boundary between the foothills and the Ganga Plain, Siwalik formations are thrust over the Quaternary alluvium. This structure is locally discontinuous. East to Nepalgunj (Fig. II.5.1), it dies out laterally in a lateral fault propagation fold; there an internal thrust until this point become the frontal structure. The Main Dun Thrust is an intermediate thrust.

Small depressions called duns or valleys are observed on the back of the MFT and MDT structures, and are piggy-back basins filled with recent alluvial sediments. Back thrusting (BT1, BT2, BT3 on Fig. II.5.1) also occurs in the studied area (Mugnier et al., 1994, Dithal et al., 1995). The northernmost one is the southern boundary of Dang Dun, and the two others are close to the MDT. These structures generally involve only the middle and upper Siwalik series and passive roof duplexes develop between an intermediate décollement located at the base of the Middle Siwalik formation and the basal décollement (Banks and Warburton, 1986). The balanced cross-section of Fig. II.5.2 is based on field data and illustrates this structural pattern.

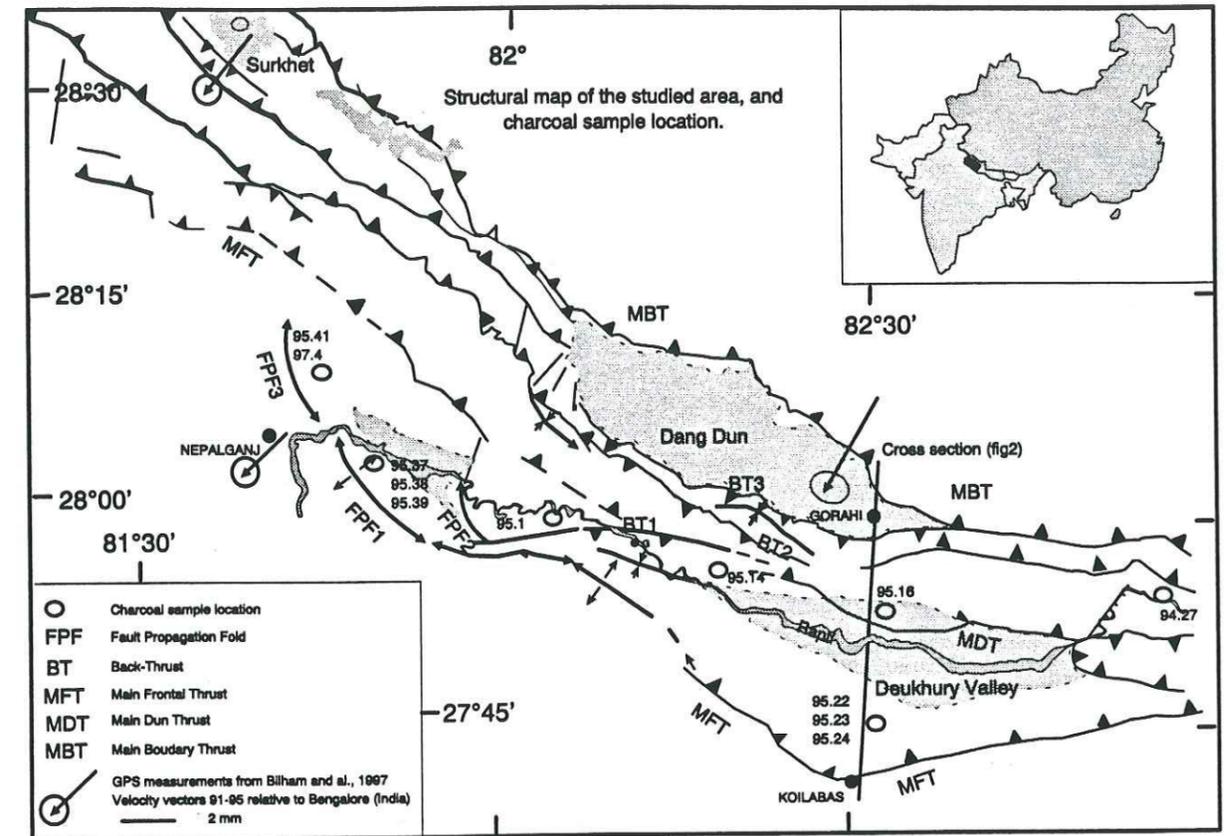


Figure II.5.1: Structural map of the studied area and charcoal sample location

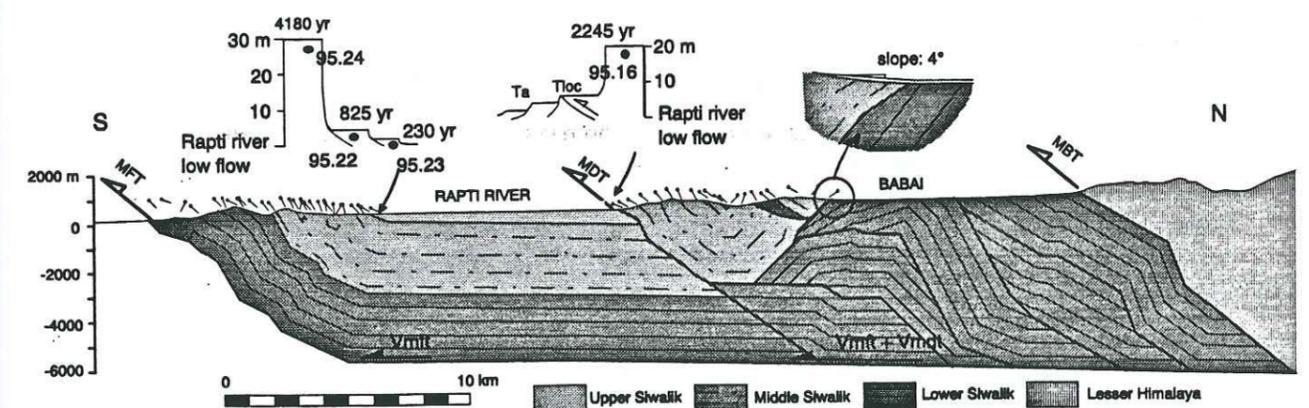


Figure II.5.2: Balanced cross section between MFT and MBT, corresponding to the section localised on figure II.5.1.

### 3- Terraces in Deukhury Valley

Deukhury Valley is a triangular shaped piggy-back basin (Fig. II.5.1). Its E-W length is 46 km and its N-S length is 13 km. It is bounded by the MDT to the north, and by a range at the hanging-wall of the MFT to the south. Climate in the valley is tropical to subtropical with seasonal monsoons, and the average annual rainfall is 1857 mm (Rao and Piya, 1996). This dun is crossed from E to W by the Rapti river, which has a catchment area of over 6100 km<sup>2</sup> upstream of the gauging station noted G on Fig. II.5.1. The maximum flood recorded over the past 10 years downstream the eastern ending of Deukhury basin is 9 m higher than the low flow level (data from the Department of Hydrology of Nepal).

Several levels of alluvial terraces have been generated by the river along Deukhury valley. These terraces have been mapped using field observations and satellite images (Fig. II.5.3). Charcoal samples (table 1 and Fig. II.5.1 for locations) have been found locally in fine grained levels and dated using the <sup>14</sup>C method. The measurements were performed by Lyon Laboratory and ages were calibrated using Stuiver and Reimer's (1993) calibration. It is considered that these age-estimation locally give the age of the surface the terrace surface as the samples were collected close to the top of the terrace (table 1 for the sample position).

Table II.5.1

Sample	Terrace level	2 $\sigma$ calibrated ages (yr BP)	position/surface	Height (m)
95.11	Told	7151 - 6640	0.5 m	40
95.1	T0	5454 - 4879	0.5 m	42
95.24	T0	4850 - 4531	1 m	30
95.14	T1	3394 - 3073	0.5 m	15
95.38	T1	3201 - 2786	4.5 m	6
94.27	T2	2465-2185	10 m	45
95.16	T2	2340 - 2130	1 m	20
97.4	Tloc	1369 - 1242	0.5 m	8
95.22	Tloc	925 - 730	2.5 m	4.5
95.23	Ta	actual	1 m	1.7
95.37	Ta	actual	2.5 m	4
95.39	Ta	actual	1.5 m	2
95.41	Ta	actual	2 m	3
97.13	Ta	actual	0.5 m	8

Ages have been calibrated using Stuiver and Reimer's method (1993). Height refers to the position of the terraces surface above the present low flow channel

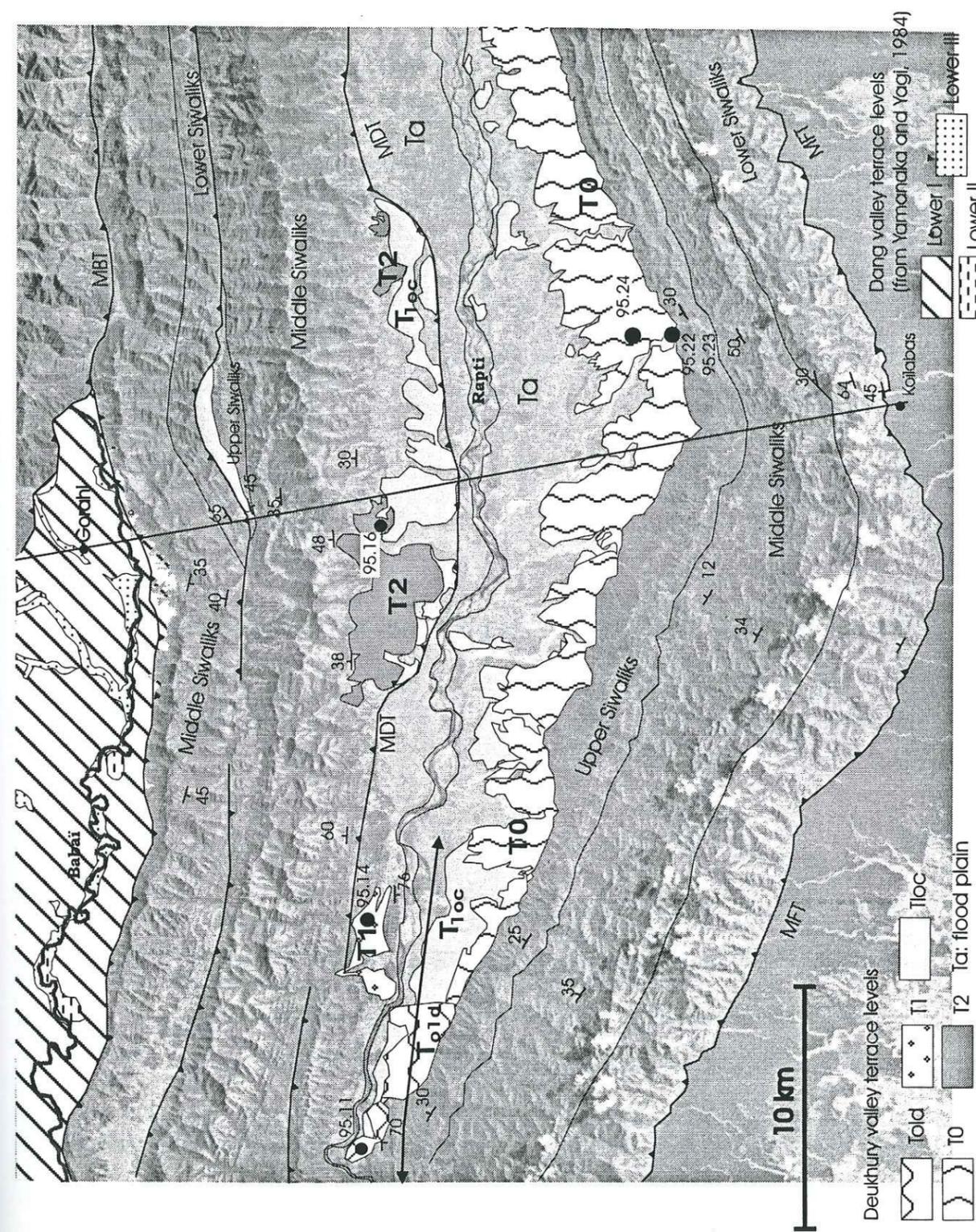


Figure II.5.3: Terrace distribution in Deukhury Valley from interpretation of a satellite Image (SPOT multichannel recorded on 18/11/1991). The terraces exceptionally invaded by monsoon high flow (Ta) are located on each side of the Rapti river

The more extended terrace T0 is located in the southern part of the dun and is largely dissected by the hydrographic network. It has a reddish aspect and is formed by sandstones and silts that alternate with conglomerate containing subrounded boulders of varied origin with size varying between 1 cm and 40 cm. This terrace stands between 20 and 45 m above the present river bed, and charcoal samples 95.1 and 95.24 found in silty levels give calibrated ages (c.a.) respectively of 5454-4879 yr BP and 4850-4531 yr BP.

The terrace level T1 has the same facies as T0 and stands 15 m above the Rapti river in Deukhury Valley, and 6 m above the river bed downstream the basin. It is distinguished from T0 by dating which is found at c.a. 3394-3073 yr BP (95.14) above BT1 structure and at c.a. 3201-2786 yr BP (95.38) behind of FPF1.

The terrace T2 is only observed in a restricted area of the Deukhury Valley, just north of the MDT. Facies are similar to the terrace T0 but more Siwalik boulders are observed compared to the terrace T0. Their spectral signatures on SPOT images also provide a means for differentiating them. The terrace surface is 20 m above the actual river bed and a charcoal sample (95.16) found 0.5 m under the upper surface in a silty level dates the terrace at 2347-2126 yr BP.

The Ta levels represent present-day floodplains which are locally fill-in-fill and underlain by an alternation of sandy and silty sediments. Some decimetric boulders are found but they are scattered in a sandy or silty matrix. Calibrated C14 ages (95.23, 95.39, 95.41) yield between 105-25 yr BP and 240-150 yr BP for samples found in floodplain lying at an altitude of 1.70 m to 4 m above the low flow level of the river.

Terrace levels of reduced extension ( $T_{loc}$  and  $T_{old}$ ) have been identified during field work in different places. The older terrace  $T_{old}$  (7151-6640 yr BP from 95.11) is located in the western corner of Deukhury Valley. Charcoal sample (95.22) has been found in another terrace ( $T_{loc}$ ), and gives 924-730 yr BP. Due to lack of continuity of these levels, they cannot be mapped distinctly.

Terraces in Dang valley to the north were studied by Yamanaka and Yagi (1984). The higher terrace on Fig. II.5.3 (Lower I in Yamanaka and Yagi's terminology) is made up of lacustrine sediments and has been dated around 20000 yr. In the south-eastern part of the dun, this level is largely dissected by the hydrographic network and tilted 4° northwards.

#### 4- Tectonic uplift deduced from incision rates.

Since Yamanaka and Yagi's work (1984) on the fluvial terraces of Dang Dun and Delcaillau's work in eastern Nepal (1986), it is known that raised terraces partly reflect tectonic activity of the Outer belt of west Nepal. The difference in elevation between the bottom of the terrace and the existing flow channel is a first order of the tectonic uplift, assuming that the old river bed was similar to the present one. This result may be wrong if a

change in base-level occurred (Molnar, 1987). Incision (I) is considered in this paper as a function of structural uplift above the basal décollement (U) and of a change in river height (B) relative to the Indian craton.

At a location x and for an elapsed time t, the relation is :

$$I(x, t) = U(x, t) + B(x, t) \quad [1]$$

#### 4.1- Base-level and changes in a river profile through a piggy-back basin.

Changes in river profile between the ocean surface and point x induce changes in river height at point x; such changes can be caused by :

a) sea level oscillations inducing a change in base-level (s.s.) of rivers, but it has been shown that Holocene eustatism does not affect Mississippi river deposits more than 300 km inland (Schumm, 1993). The rivers of western Nepal are more than 1000 km from the sea and their heights do not probably reflect sea level oscillations;

b) subsidence in the foreland basin, induced by lithospheric flexure and reflecting large-scale mountain belt tectonics (Molnar, 1987). In this case, a long-term river rise is induced at the boundary between foreland and mountain belt and is recorded by sedimentation. Furthermore, the lack of any regional unconformity described in the Ganga plain suggests that no momentary Holocene drop occurred in the foreland;

c) variations in erosion/sedimentation conditions driven by climatic forcing and producing changes in the sinuosity and gradient of the rivers. It has been shown that a transition between a rainy period and a drier one produces the incision of a narrower river bed in the previous strass terraces of rivers that cross the frontal Siwalik ridges (Lavé, 1997).

d) tectonics, which is another cause that induces a downstream change in river profile crossing a thrust belt. If a river profile (Fig. II.5.4A) is disturbed by localised tectonic uplift (Fig. II.5.4B), regressive erosion acts in the uplifted part of the river and the decrease in the slope upstream of the uplifted zone favours sedimentation. While local tectonics is active there is competition between uplift and incision. The river tends toward the initial profile (Fig. II.5.4C) if an imbalance between tectonic activity and river dynamics occurs, i.e. if the erosion power of the river becomes stronger, or if there is a slow down in tectonic activity, examples have been described in east Nepal (Delcaillau et al., 1987).

e) changes in plates velocities could also produce a relative change in base level of rivers as it influences subsidence rates in the foreland basin.

In summary, terrace formation in a piggy-back basin is controlled by a local base-level driven by climatic forcing and local tectonic forcing.

Various paleoclimatic studies have been performed in Southern Tibet (Gasse et al., 1996; Fan Hui et al., 1996; Fontes et al., 1996; Van Campo et al., 1993; Gasse et al., 1991; Fontes et al., 1993; Van Campo and Gasse, 1993; Gu et al., 1993), India (Swain and Bryson, 1981;

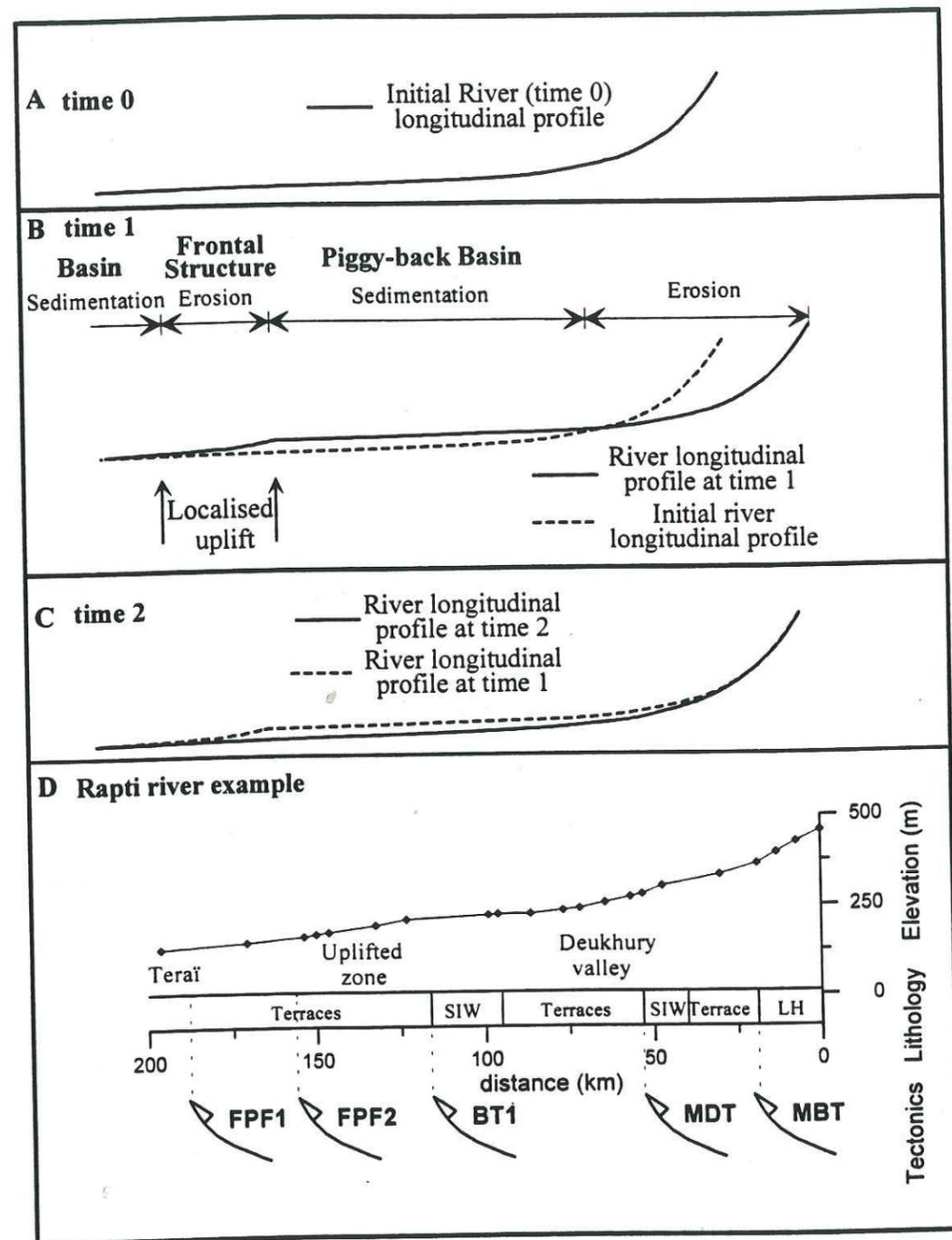


Figure II.5.4: Tectonic Activity influence on longitudinal profile of rivers. A- River longitudinal profile not disturbed by tectonics; B- Influence of a localised tectonic uplift on the river profile, and on river dynamics; C- Return to a normal profile after a) a slow down in tectonic activity, or b) a change in river dynamics; D- Rapti river longitudinal profile

Valdiya et al, 1996) and central Nepal (Lavé, 1997). The paleoclimatic records from lacustrine sediments and strath terraces abandonment are summarized on Fig II.5.5, where we have represented the transitions between rainy periods and dry ones. If floodplains abandonment results from climatic forcing, then terraces formation should correspond to those climatic transition. We reported on figure II.5.5 the datings on terraces in Deukhury Valley, and except in the case of T2, there is no relation between climatic changes and terraces abandonment. We propose that, in this part of Nepal, the formation of alluvial plains is controlled by the existence of tectonic dams, and that there abandonment results from the erosion of those dams. Downstream of Deukhury Valley, the Rapti river crosses several intermediate tectonic structures that could induce changes in Deukhury Valley base-level. FPF2 is an active fault propagation fold structure detected with SPOT images that disturbs the Rapti longitudinal profile (Fig. II.5.4D) and deforms terraces. The T0 level is incised behind this structure at a rate of 8 mm/yr (sample 95.1). The current profile of the river looks like the situation B on figure II.5.4, and suggests that the recent period has been characterised for several kyr, by sedimentation above the "tectonic dam" of FPF2. Influence of tectonic activity on river profile is great enough to obscure the influence of climatic changes on alluvial regime.

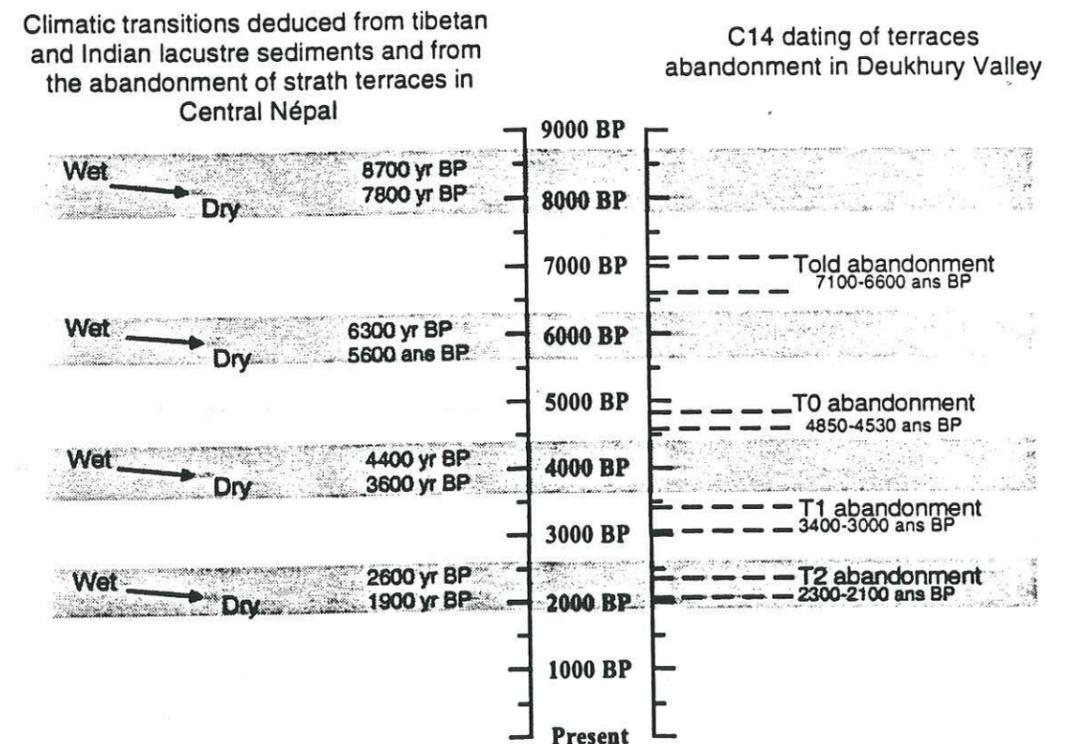


Figure II.5.5: Comparison between climatic transitions ages and terraces abandonment datings in Deukhury valley. Climatic changes are not recorded in the terraces abandonment which could be mainly induced by tectonic forcing.

#### 4.2- Structural uplift.

The structural uplift in a thin-skinned thrust belt results from sheet displacements along the linked fault system and from internal deformation. The uplift above a ramp is estimated by the product of the displacement along the fault (D, which is a function of time T and of shortening velocity V) and the sine of the dip of the ramp ( $\alpha$ ) using the fault bend fold method (Suppe et al., 1983), or is the product of the displacement and the tangent of the dip of the ramp using the vertical simple shear method (Molnar et al., 1987).

Fault bend fold is generally considered as the most realistic model. However, parallel layer shortening occurs in the Outer Himalayan thrust sheets due to small-scale bedding repetition and internal deformation (Mugnier et al., 1994) which leads to an uplift rate greater than that suggested by the fold bend fault model. The simple shear model furnishes a greater estimate of the uplift than the fault bend fault model, we use it here as an upper bound estimate of the structural uplift:

$$V \tan(\alpha) T > U(x) > V \sin(\alpha) T \quad [2]$$

#### 5- Holocene tectonics in Deukhury valley

Along the Koilabas-Gorahi cross-section (Fig. II.5.2) we want to evaluate the respective importance of the local base-level and structural uplift in the incision of Deukhury Valley terraces. Four of these terraces have been dated along the cross section, three of them are located above the MFT and the last one is located above the MDT structure (Fig. II.5.2).

The role of river profile change and displacement velocity along MFT and MDT is analysed from an inequality derived from equations [1] and [2]:

$$I_x(T) - (V_x \tan(\alpha_x) T) < B_x(T) < I_x(T) - (V_x \sin(\alpha_x) T) \quad [3]$$

with  $V_x$ : shortening velocity along the fault located beneath site x;  $\alpha_x$ : bedding angle at site x; T: time since abandonment of the terrace (in the following procedure time will be an average value deduced from the  $2\sigma$  calibration interval).

To resolve equations we need to determine a value for each parameters:

The incision rate  $I_x(T)$ : is calculated with datings and terraces elevation.

For the  $\alpha_x$  value, field observations give an estimation of the dip of the ramps. Actually a hanging-wall of a parallel layer basal décollement is observed in the field above the MFT (annexe A5) where three fill-in-fill terraces have been dated. They are located just east of the Gorahi-Koilabas cross-section above a cylindrical structure involving  $30^\circ$  north dipping upper Siwalik beds (Fig. II.5.2). T0 terrace (annexe A6) has been dated at 5454-4879 yr BP (95.24, in the following procedure we will take 4700 yr BP), a local terrace at 924-730 yr BP (95.22, in the following procedure we will use 825 yr BP) and a last one at 425-0 yr BP (95.23). They are respectively located 30 m, 4.5 m and 1.7 m above the low flow level. A hanging-wall of an

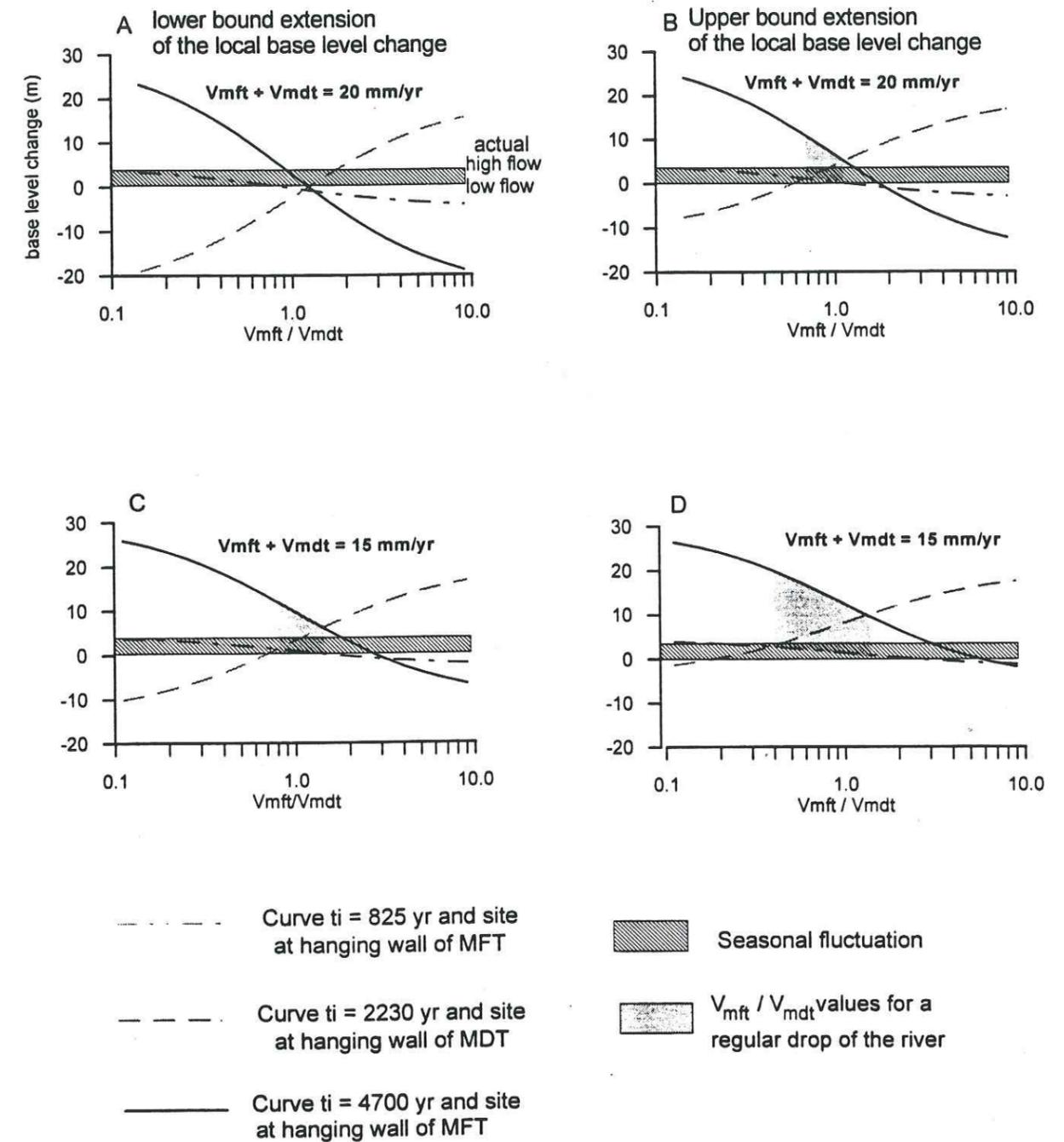


Figure II.5.6: Relations between uplift rates, shortening rates and base level change in Deukhury valley. With the relation: Incision rate ( $I_x$ ) = shortening rate ( $V_x$ ) + base level change ( $B_x$ ), we calculate the field of values for  $V_x$  and  $B_x$  reaching the Incision rate  $I$  for three terraces (sample 95.16, 95.22, 95.24) along a N-S cross section in Deukhury valley. A regular drop of the river base level agreed with the  $V_{mft} / V_{mdt}$  values in the grey domain. Others  $V_{mft} / V_{mdt}$  values refers to a succession of drop and rise of the river bed.

intermediate parallel layer décollement is found above the MDT. At the hanging wall of this fault above 38° to 48° north dipping middle Siwaliks beds, the T2 terrace (annexe A6) has been dated at 2347-2126 yr BP (95.16, we will consider an average dating at 2230 yr BP in the following procedure) and is 20 m high above the low flow level. Therefore, the bedding dip in the field gives an estimate of the dip of the two ramps at depth.

To estimate velocities along faults ( $V_{mft}$  is used for the shortening velocity along the MFT, and  $V_{mdt}$  is used for the shortening velocity along the MDT) we consider that the total convergence rate between Tibet and India, which is equal to 20 mm/yr (Bilham et al., 1997), represents the upper bound for the total shortening rate ( $V_{mft}+V_{mdt}$ ) in the Outer belt. To solve equations, this value is divided up between the MFT and the MDT. For each set of value of  $V_{mft}$  and  $V_{mdt}$  the equation solution gives the base level change  $B_x(T)$ .

A graphic representation of the resolution of these equations for the three terraces has been drawn up on the same graph (Fig. II.5.6). We put the  $V_{mft}/V_{mdt}$  ratio on the X-axis, and the calculated base-level change ( $B_x(T)$ ) is shown along the Y-axis. This method requires to test a wide range of  $V_{mft}$  and  $V_{mdt}$  values, which will give a wide range of  $B_x(T)$  for each site. Positive values along Y-axis mean a river drop, i.e. the former river bed was higher than the present one. The hatched domain represents the seasonal fluctuations in the river flow. For each  $V_{mft}/V_{mdt}$  value,  $B_{T0}(4700)$  which is the change in base level since 4700 yr,  $B_{T2}(2230)$  which is the change in base level since 2230 yr, and  $B_{Tloc}(825)$  which is the change in base level since 825 yr are compared, and the grey domains of Fig. II.5.6 represent the set of  $V_{mft}/V_{mdt}$  values for which a regular drop of the relative base-level has occurred since 4700 yr. Other domains of the graphics are characterised by a more complex history of the river bed level which successively dropped and rised.

Two sets of curves (Fig. II.5.6A and B) consider that the total shortening rate in the Outer belt is equal to 20 mm/yr. The lower bound estimation of the base-level (i.e. vertical simple shear model, Fig. II.5.6A), furnishes a stationary base-level if  $V_{mft}/V_{mdt} = 1.2$ . For other  $V_{mft}/V_{mdt}$  values a succession of drops and rises of the base-level is necessary to reach the conditions. The upper bound estimation (i.e. fault bend fold model, Fig. II.5.6B), shows a constant drop if  $V_{mft}/V_{mdt}$  ranges between 0.7 and 1.1. The drop in base-level is 10 metres after 4 kyr for a ratio = 0.7, and 5 metres after 4 kyr for a ratio = 1.1.

In our analysis, if the  $V_{mft}+V_{mdt}$  value is reduced to 15 mm/yr (Fig. II.5.6C, II.5.6D), solutions for a constant drop depict a larger  $V_{mft}/V_{mdt}$  domain and the drop in base-level becomes higher. With the fault bend fold method (Fig. II.5.6D) the ratio  $V_{mft}/V_{mdt}$  ranges between 0.5 and 1.1, and the change in base-level represents at least half the incision value. For example, with a ratio = 1,  $V_{mft} = V_{mdt} = 7.5$  mm/yr, the base-level change is 12 m after 4 kyr, 8 m of which over the past 2 kyr. With a simple vertical shear method (Fig. II.5.6C), the ratio  $V_{mft}/V_{mdt}$  ranges between 0.8 and 1.3, and the changes in base-level also represent nearly half the incision values. If the shortening rate is again reduced, changes in base-level

still increase. Therefore, determination of an upper bound for the relative base-level change, provides a means of determining a lower bound for the shortening rate. The T1 terrace is only 6 m above the low flow channel (sample 95.38) and 2 m above the catastrophic flood plain estimated from the age of sub-actual terraces (samples 95.37, 95.39 and 95.41) between FPF2 and FPF1. This weak incision could be related to FPF1 tectonic activity, and shows that conditions in the foreland have not changed the base-level significantly during the past 3 kyr. BT1 is a back-thrust between middle Siwaliks sandstones and terraces and does not affect the river profile. The associated syncline, located between BT1 and Deukhury Valley does not affect the river profile although its NW flank forms the West boundary of the Deukhury Valley. Furthermore, terraces Told and T1 located above the syncline (Fig. II.5.3) are slightly tilted, and suggest their incision recorded at the western closure of the dun is mainly induced by structural uplift. No estimation of structural uplift has been made due to the complex pattern of the structure. Near the western closure of Deukhury Valley, we found a T1 terrace which lowermost height above river flow level is 8-10 m and age is 3394-3073 yr BP. Its elevation provides the upper bound for base-level change since its abandonment because it certainly exceeds the relative base-level change in Deukhury Valley. This terrace makes a shortening rate less than 12-15 mm/yr implausible.

## 6- Conclusion

1) Incision of terraces in the Deukhury Valley is so great that structural uplift linked to displacement along faults is not sufficient to explain it. A weak internal deformation of the Outer belt or a local drop in the base-level change is inferred, even if shortening rate in the Himalayan frontal thrust belt fits the total convergence rate.

2) Shortening rates of less than 20 mm/year would imply a drop in river profile downstream of Deukhury Valley; the maximum drop during the last 3 kyr is 8-10 m and therefore a 15 mm/yr shortening rate in the Outer Belt is a minimum.

3) The partitioning of displacement between MFT and MDT ( $V_{mft}/V_{mdt}$  ratio) ranges between 0.7 and 1.1. Therefore, tectonics of this segment of the Outer belt is roughly equally distributed between two active faults.

4) These displacement values differ from the instantaneous shortening velocities measured with the GPS method: only a 2-6 mm/yr shortening rate was measured (Fig. II.5.1) in this area between 1991 and 1995. For a 200 yr period, this difference in shortening velocities allow to calculate a slip deficit between 1.8 meters and 3.6 meters. If the seismic gap and the actual low shortening rate are linked, and that the present day represent the interseismic period of a seismic cycle, a future great seismic events could occur in this area.

## CONCLUSION

Afin d'étudier le fonctionnement des systèmes chevauchants et de comprendre les interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation j'ai développé et utilisé des modèles numériques. Les résultats de ces modélisations associés à une étude de terrain et une étude morphotectonique permettent de prédire l'évolution d'un système chevauchant, la répartition de l'érosion et de la sédimentation syntectonique en fonction de la géométrie du système. Cette étude a été appliquée principalement à la zone des Siwalik dans l'Ouest Népal. Cette zone est en effet caractérisée par de vastes bassins transportés répartis de façon irrégulière, dans une zone où l'on observe une lacune historique de sismicité. Je me suis donc attaché à comprendre le développement de ces bassins tant au point de vue régional qu'au point de vue local. Ce qui m'a amené à mieux contraindre la géométrie du système chevauchant, ainsi que son activité pour la période holocène.

### 1- Tectonique active déduite des relations entre sédiments et structures

La chaîne himalayenne est extrêmement active du point de vue tectonique. Cette activité est directement observable par l'étude de la sismicité et par des mesures de vitesses instantanées calculées à partir de mesures GPS (Bilham et al., 1997). Toutefois les vitesses instantanées déduites de la méthode GPS sont faibles (fig. C.1) dans la zone frontale himalayenne. De plus les Siwalik de l'Ouest Népal se trouvent dans une position particulière, puisque situés dans le segment le moins sismique (Données du National Seismological Centre, Népal). Les relations entre la sédimentation syntectonique et les chevauchements (chevauchement frontal: MFT; chevauchement intra-Siwalik: MDT) permettent de comparer les données actuelles avec l'évolution passée de la chaîne.

#### *Les vitesses de raccourcissement*

La vitesse de déplacement entre l'Inde et le Tibet est estimée à 20 mm/an mais les vitesses instantanées dans les Siwalik de l'Ouest Népal (Bilham et al., 1997) varient entre 2 mm/an (Nepalganj) et 6 mm/an (Ranja). Le calcul de vitesse moyenne de raccourcissement sur 4500 ans, dans cette zone frontale donne des valeurs bien supérieures aux vitesses GPS. A partir des taux de surrection des terrasses alluviales déposées et abandonnées dans la vallée de Deukhury, et en tenant compte des variations du niveau de base possible de la rivière, on peut estimer une vitesse de raccourcissement de l'ordre de 15 à 20 mm/an (chapitre II-5). Cette déformation se distribue équitablement sur deux failles, le Main Frontal Thrust (MFT) et le Main Dun Thrust (MDT). Cette différence entre les vitesses instantanées et les vitesses moyennes calculées sur 4500 ans dans l'Ouest Népal ans indique un ralentissement

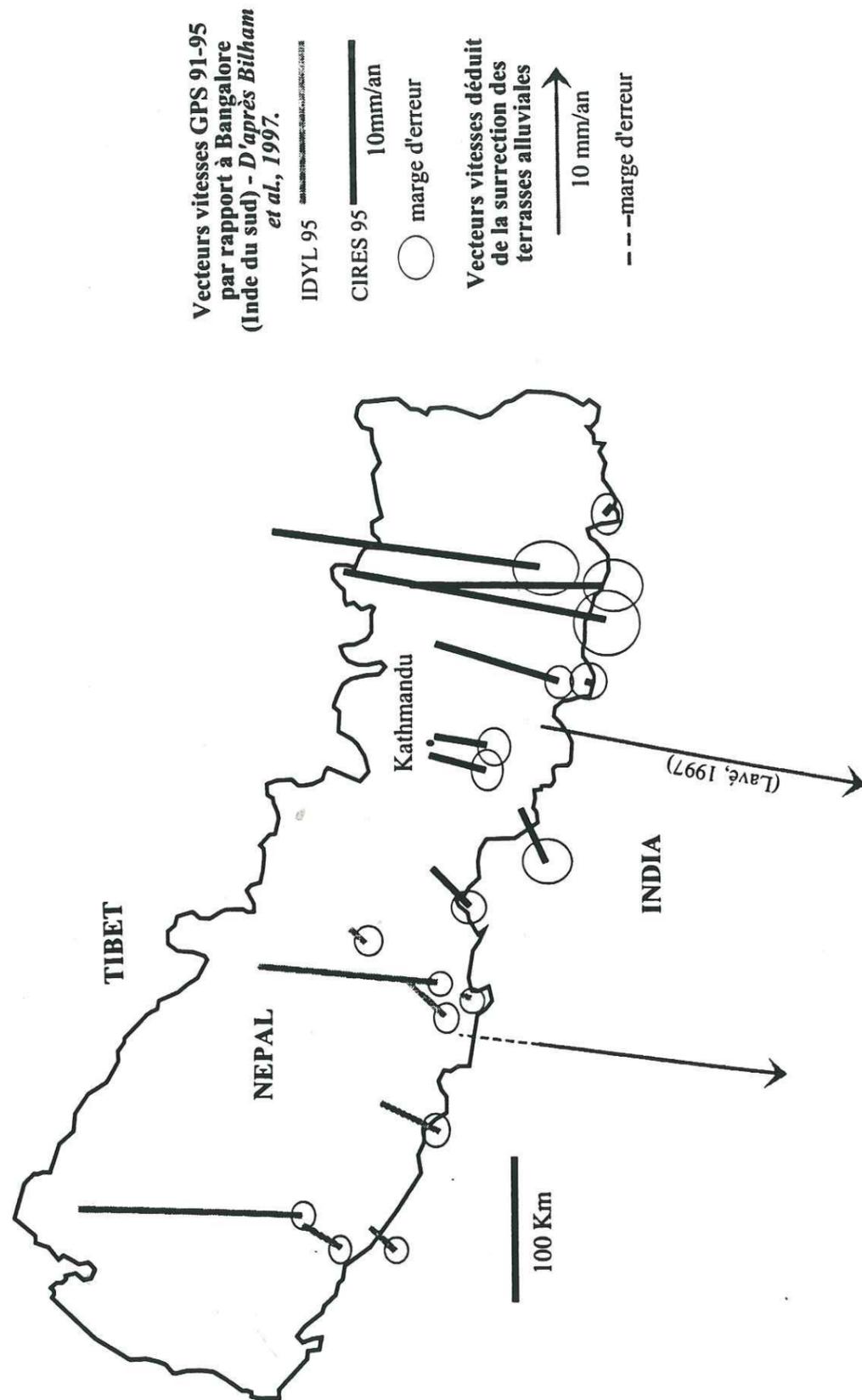


Figure C1: Vitesses de déplacement déduites des mesures GPS et de la surrection des terrasses alluviales.

momentané de la déformation en convergence qui pourrait être en accord avec une période intersismique d'un cycle sismique.

#### La sismicité

Les enregistrements de la microsismicité, effectués au Népal depuis 1994, indiquent que la zone d'étude est actuellement asismique. En outre, aucun séisme de forte magnitude n'y a été enregistré au cours des derniers siècles dans cette partie du Népal, alors que quatre séismes historiques de magnitude > 8 (fig. C.2) ont affecté le reste de la chaîne.

Des paléoséismes ont pourtant été enregistrés dans les sédiments Siwalik à la base de la formation Dobatta (datée à 4.1 Ma). On observe des destructurations sur la coupe de la Suraï ainsi que dans la vallée de la Babaï khola située 110 km plus à l'Ouest (Masclé et al., soumis; chapitre II.1). Les dimensions verticales et horizontales de ces séismites conduisent à proposer qu'elles représentent l'enregistrement de paléoséismes d'une intensité de IX à X (chapitre II-1.2). L'existence de ces grands paléoséismes dans cette région suggère que la lacune sismique est un phénomène historique et qu'un grand séisme est probable dans cette zone (Khattri, 1987).

#### Les réactivations hors séquence

L'étude de l'abandon des terrasses déposées au toit du MDT, suggèrent que dans le dun de Deukhury ce chevauchement est susceptible de subir des réactivations. Ces réactivations semblent particulièrement importantes depuis environ 4850 ans BP.

Des réactivations hors séquence sont également observées le long de la rivière Karnali (chapitre II-3). Au niveau du MDT, des petites failles sont synchrones d'une sédimentation dans le bassin transporté associé au MFT. Les déplacements sur la faille liés aux réactivations sont scellés par différentes séquences sédimentaires et la géométrie du système montre a) que les petites failles sont postérieures au chevauchement principal le long duquel un déplacement minimum de 8 km est calculé; b) qu'elles se développent de façon rétrograde; c) qu'un déplacement d'une quarantaine de mètres est observé sur chaque faille avant qu'elle ne soit abandonnée, et qu'une nouvelle faille ne se forme en position plus interne. L'érosion des reliefs formés au toit des chevauchements et le recouvrement de ces surfaces d'érosion par des sédiments montrent que chaque séquence d'activité tectonique est suivie par une période de calme.

Si l'on extrapole les vitesses moyennes enregistrées le long du MDT dans la vallée de Deukhury jusqu'à la Karnali, ces vitesses se situent dans un intervalle de 6 mm/an à 10 mm/an, le déplacement de 40 m le long des failles se serait produit en une période comprise entre 4000 et 7000 ans.

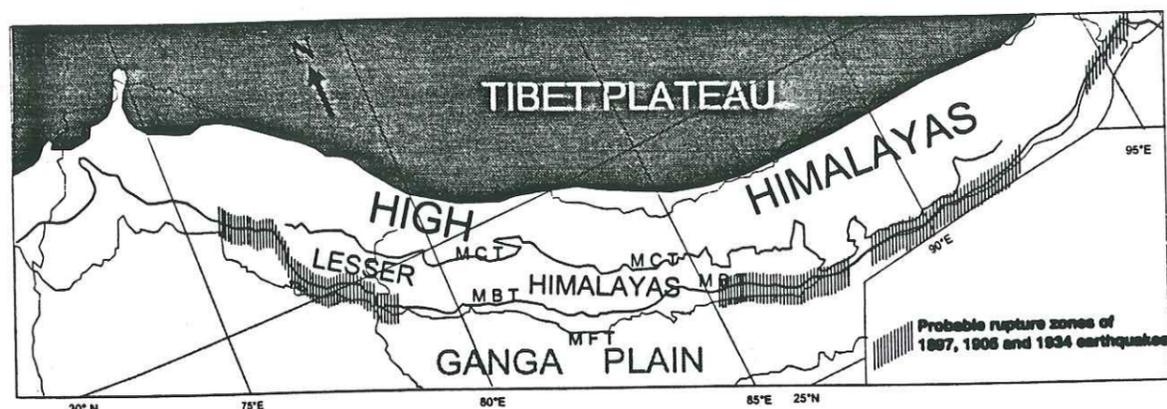


Figure C2: Schéma structural de l'Himalaya, et localisation des zones probables affectées par les séismes historiques (dans Mugnier et al., in press).

Les faibles déformations actuelles mises en évidence tant par la sismicité que par les vitesses horizontales, ne sont donc pas représentatives de la déformation de l'Ouest Népal sur une longue période. En effet, l'étude des relations entre les structures tectoniques et la sédimentation associée confirme que dans l'Ouest Népal comme ailleurs dans la chaîne, les Siwalik constituent le front actif. Les vitesses de déformation moyennes, la paléosismicité et les réactivations hors séquence permettent de supposer que cette zone est susceptible de connaître un grand séisme. Ces données autorisent également à présenter un schéma d'évolution cyclique sur quelques milliers d'années pour la chaîne. Sur le schéma de la figure C.3, je propose que deux périodes se succèdent dans le temps, et forment un cycle d'activité tectonique le long des différentes structures de la chaîne. Au cours de la première période (fig. C.3a), le raccourcissement est uniquement absorbé par la structure frontale, le long de laquelle on enregistre des vitesses de déplacement de l'ordre de 20 mm/an. Durant la seconde période du cycle (C.3b), la déformation se répartit équitablement entre le chevauchement frontal et une structure plus interne qui se trouve réactivée. Ce schéma est très probablement reproductible sur des périodes plus anciennes et plus longues.

## 2- Géométrie du système chevauchant

### La segmentation de la déformation et la propagation latérale des chevauchements.

L'analyse morphologique du crêt le plus externe au voisinage de la Rapti a montré que le chevauchement frontal discontinu se propage actuellement latéralement (chapitre II-4). Le même phénomène est observé sur la structure frontale située au Sud-Ouest du dun de Narayanghat (chapitre II-3). Sa propagation latérale s'effectue le long de segments discontinus, et chaque segment est caractérisé par un stade d'évolution moins important latéralement. La segmentation de la déformation concerne le MFT et le MDT. Les structures actives qui ont été reconnues dans l'Ouest Népal sont courtes : FPF3  $\approx$  10 km, FPF2  $\approx$  9 km, FPF1  $\approx$  15 km, MDT (au Nord du dun occidental de la Rapti)  $\approx$  10 km. Depuis Aki (1966), il est reconnu que l'énergie libérée par les séismes est proportionnelle à la longueur de la faille affectée. Cowie et Scholz (1992) ont mené une étude sur la croissance des failles par accumulation de déplacement lié à des séismes, et propose un abaque reliant la magnitude d'un séisme à la longueur de la faille sollicitée. Ainsi des petites failles telles que celles décrites dans l'Ouest Népal ne pourraient pas provoquer de séismes de magnitude supérieure à 5.

### Interprétation des anciennes structures

Lorsque le pli par propagation de faille est simplement déplacé au toit d'une rampe, les traces de la segmentation des structures plus anciennes sont effacées par les phénomènes érosifs, et ne permettent plus de déterminer le mode de formation de la faille. Seuls les enregistrements sédimentaires peuvent conserver la trace de l'activité tectonique ancienne.

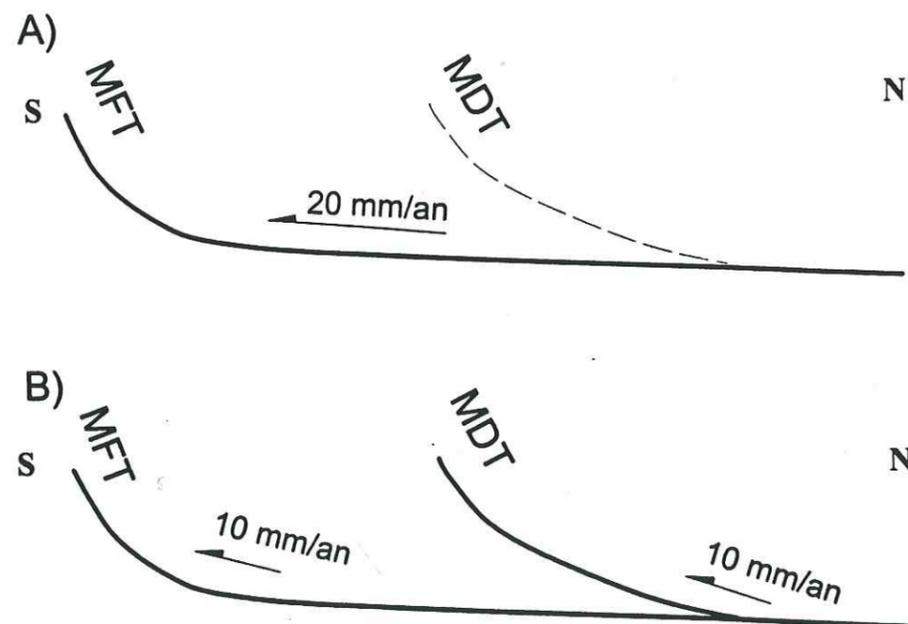


Figure C3: Répartition cyclique de la déformation le long des chevauchements Siwaliks dans l'Ouest Népal. A- Dans un premier temps, la totalité du raccourcissement est absorbé par le chevauchement frontal. B- Par la suite, le raccourcissement se répartit entre deux structures: la structure frontale (MFT) et la structure plus interne (MDT).

Ainsi la discordance observée dans les Siwalik supérieurs du dun de Deukhury (chapitre II-1) peut être interprétée comme un enregistrement soit: 1) d'une structure se propageant latéralement et montrant un stade d'évolution de moins en moins important lorsque l'on va vers l'Ouest; 2) soit d'un arrêt de l'activité tectonique le long de la structure frontale qui pourrait refléter des réactivations hors séquence.

#### *Directions obliques: héritage ou rotation liée à l'amortissement latéral du déplacement*

Dans les Siwalik de l'Ouest Népal les morphostructures présentent de nombreuses virgations qui impliquent une obliquité par rapport aux directions de déplacement. Certaines de ces virgations peuvent être induites par un amortissement latéral de la déformation. Ainsi dans le cas du dun de Parsa, la virgation du MFT montre une rotation liée à la propagation latérale de structures plus frontales (chapitre II-3). Ce phénomène se retrouve également le long du MDT à l'Ouest de la fermeture du dun de Dang. En revanche l'obliquité du MFT au Sud du dun de Deukhury, par rapport à la direction moyenne des structures (là où la discordance est observée, fig. II.1.5) ne peut pas s'expliquer par ce phénomène. Cette géométrie peut être causée par une rampe de moins en moins pentée d'Est en Ouest dont la profondeur d'ancrage est constante, ce qui conduit à une intersection avec la surface de plus en plus méridionale d'Est en Ouest. Elle peut être également causée par une propagation du chevauchement guidée par des structures plus anciennes ou par des variations latérales des faciès. La direction N70-N80 d'une portion du crêt correspond effectivement à la direction d'anciennes structures décrochantes ayant fonctionnées dès le dépôt des Siwalik Moyens (Chaloron, 1994).

### **3- L'influence de la tectonique sur le développement des bassins transportés.**

Le développement des bassins transportés dépend de trois facteurs: a) la présence de dépressions permettant l'accumulation de sédiments, et qui peuvent se situer entre deux anticlinaux de rampe, ou bien se développer en avant d'un duplex qui rehausse les écaïlles tectoniques affleurantes; b) la géométrie initiale du prisme tectonique qui par sa conicité influence la propagation ou non de la déformation vers l'avant du système chevauchant; c) l'importance des phénomènes superficiels qui contrôlent la répartition de la déformation, puisqu'une érosion intense, en favorisant les réactivations, va à l'encontre du développement des bassins transportés sensu stricto.

#### *Contrôle tectonique régional*

Dans les Siwalik de l'Ouest du Népal, la répartition des bassins transportés n'est pas homogène. A partir des modélisations numériques Chaloron (1994) a montré qu'au niveau régional, la profondeur d'enracinement du plan de décollement influence la localisation de ces

bassins. Ce résultat est confirmé (chapitre II-2) par une série de coupes équilibrées effectuées au travers de la chaîne des Siwalik, et qui montrent que l'épaisseur des écaïlles chevauchantes diminue drastiquement entre l'Est de la zone d'étude où les bassins transportés sont très étendus et la partie ouest où ils sont presque inexistantes. Alors qu'à l'Est le plan de décollement se situe à 5600 m, il est localisé à 4300 m dans la zone de transition située au niveau de la fermeture du dun de Dang, et à 4000 m si l'on se déplace encore vers l'Ouest. C'est donc en grande partie la géométrie du niveau de décollement basal du système chevauchant qui contrôle la localisation de ces grands bassins en Himalaya. De la même façon, l'étude menée sur les bassins transportés boliviens montre que leur localisation est largement contrôlée par les caractéristiques du niveau de décollement basal (chapitre I-4). Sa forte pente initiale associée à un basculement du prisme tectonique lors de la flexure de la lithosphère favorise la propagation des chevauchements vers l'extérieur du système et induit la formation de vastes bassins transportés.

#### *Contrôle tectonique local*

Au niveau local, l'étude du dun de Deukhury suggère que le remplissage de ces bassins transportés est contrôlé pour une très grande part par la localisation des mouvements tectoniques (chapitre II-4). C'est en effet la présence de seuils morphologiques d'origine tectonique qui contrôle la sédimentation des nappes alluviales. La disparition de ces seuils favorise l'abandon des terrasses tandis que le détournement des rivières sous l'effet de la propagation latérale des structures, favorise la sédimentation. Le remplissage des bassins transportés est donc lié à la propagation des chevauchements, à des réactivations hors séquences et/ou à des variations climatiques. Ces variations climatiques, invoquées dans d'autres secteurs de la chaîne himalayenne pour expliquer l'abandon des terrasses alluviales, ne semblent pas jouer un rôle prépondérant dans le cas du dun de Deukhury.

#### *Enregistrement sédimentaire de la tectonique*

L'activité tectonique qui contrôle pour une grande part la sédimentation dans ces bassins est enregistrée dans les dépôts. Ainsi les discontinuités sédimentaires, tant à l'échelle locale qu'à celle d'un bassin reflètent des variations de la localisation de la déformation (chapitre I-4). Si l'activité tectonique se répartit de façon cyclique sur une échelle de temps de quelques centaines d'années (cycle sismique/asismique) et/ou sur une échelle de temps de quelques milliers d'années sous l'effet des réactivations localisées, elle peut induire des cycles sédimentaires. La modélisation des couplages entre tectonique, érosion et sédimentation (chapitre I-3) suggère que la durée de ces cycles sédimentaires doit être du même ordre de grandeur ou d'un ordre de grandeur supérieur à la durée des cycles tectoniques, mais ont une durée plus longue que les cycles tectoniques. Ils sont particulièrement bien enregistrés dans le bassin d'avant-pays tandis que les bassins transportés enregistrent des phénomènes plus

complexes. Les modélisations montrent qu'il existe une différence entre la durée des cycles tectoniques et celle des cycles sédimentaires. Elles montrent également que l'efficacité des phénomènes superficiels atteint son maximum bien après le début de l'activité tectonique. Au début de la morphogénèse l'efficacité de la tectonique à créer des reliefs étant plus importante que l'efficacité des phénomènes superficiels à annihiler ces reliefs, l'écart dans la durée des cycles (tectonique et sédimentaire) peut s'expliquer par le retard des phénomènes d'érosion et de sédimentation sur l'activité tectonique.

#### 4- Perspectives

A l'échelle d'un bassin, les observations des relations tectonique/sédimentation vont différer suivant que l'on s'intéresse à un bassin intra-montagneux, à un bassin d'avant pays, ou à un bassin plus distal. Du fait de leur position par rapport au front tectonique, les informations sur la tectonique, enregistrées dans les dépôts, seront contrôlées par des facteurs différents.

A l'échelle d'un prisme tectonique c'est la corrélation des informations de chacun des bassins, qui permet de reconstituer les grands traits de la tectonique. Toutefois l'étude des relations entre la tectonique et la sédimentation reste limitée par plusieurs problèmes:

- L'étude de bassins anciens bute sur l'accès à une géométrie en trois dimensions.
- La continuité de l'enregistrement. Si une partie de ce que les sédiments ont pu enregistrer a aujourd'hui disparu du fait de l'érosion, il est nécessaire de se demander qu'elle est l'importance du message conservé d'un point de vue quantitatif et qualitatif.
- L'accès à une échelle de temps suffisamment petite pour établir une chronologie des événements.
- Les relations entre tectonique et sédimentation sont à étudier parallèlement à une étude sur les variations du niveau de base. Ces deux phénomènes provoquant le même type de réponse dans la sédimentation, il apparaît souvent difficile de faire la part entre les deux phénomènes. Dans le cas où tectonique et variations du niveau de base agissent de façon contraire, il devient d'autant plus difficile de discuter l'importance des deux phénomènes. Dans le cas extrême où les deux phénomènes s'annulent complètement on peut se demander ce qu'il reste dans le message sédimentaire.

Le développement de modélisations numériques est un moyen de contourner les limites de l'enregistrement sédimentaire sur le terrain. La méthode numérique permet en effet de calculer un état final (topographie et géométrie d'un bassin), mais elle permet également de conserver les états intermédiaires et ainsi d'étudier des évolutions qui ne sont plus lisibles à l'état final.

A la suite de ce travail, il apparaît que les rivières jouent un rôle majeur à la fois en déposant des sédiments dans sa plaine d'inondation puis en incisant dans les dépôts. De cette manière elles enregistrent autant la localisation et les vitesses des phénomènes tectoniques que les

variations climatiques. Les modélisations présentées dans ce travail sont donc un premier pas dans l'étude des relations tectonique/érosion/sédimentation puisqu'elles ne tiennent pas compte des transports à longue distance (les rivières). L'intégration de ce nouveau paramètre dans les calculs numériques modélisant la formation des plis par propagation de faille permettrait de mieux comprendre:

1) Le phénomène de **détournement des cours d'eau** associé à la croissance des reliefs n'affecte pas toutes les rivières, le développement d'un programme intégrant les transports à longue distance permettrait de relier l'hydrodynamique d'un cours d'eau et sa capacité à détruire un relief en fonction de l'activité tectonique créant ce relief. L'extrapolation des paramètres hydrodynamiques actuels sur des périodes plus anciennes, et en tenant compte des variations climatiques, permettrait de déterminer des vitesses de croissance latérale des structures.

2) La formation de "**barrage tectonique**" qui semble être un facteur important contrôlant le dépôt de sédiments dans les bassins syntectoniques. L'intégration des transports à longue distance, permettrait a) d'étudier les réactions d'un système fluvial, lorsqu'il traverse des structures tectoniques (localisation et dimensionnement des zones en érosion et des zones en sédimentation); b) de déterminer les vitesses de réponse du cours d'eau c.a.d. la vitesse d'érosion du barrage et les vitesses de sédimentation en amont et en aval de la structure active; c) d'étudier l'impact du climat (en faisant varier les caractéristiques du transport) sur le dépôt des terrasses alluviales et sur le temps de réponse du système fluvial. Est ce que l'érosion est plus efficace que la sédimentation pour rétablir un profil d'équilibre de rivière?

Cette étude permettrait de continuer l'étude sur les cycles sédimentaires et de comprendre les relations entre la durée de ces cycles et les cycles tectoniques.

Un modèle intégrant les transports à longue distance pourrait également servir à étudier des zones actives et à retrouver la géométrie du système tectonique et les vitesses tectoniques. En effet il apparaît que les zones affectées par des mouvements verticaux sont très fortement disséquées par le réseau hydrographique; une méthode reliant l'importance de la dissection par le réseau hydrographique à la vitesse de soulèvement vertical permettrait de comparer des MNT et des topographies résultant des modélisations.

## Annexe A1

Les angles caractéristiques définissant la géométrie d'un pli par propagation de faille ont été décrit par Suppe (1983) et Suppe et Medwedeff (1990). Sur la figure A1 ces angles sont reportés avec la terminologie utilisée par Suppe et Medwedeff, et la terminologie utilisée dans les procédures du programme simulant l'évolution des plis par propagation de faille que j'ai développé en langage Turbo Pascal (Borland version 5.0).

La procédure suivante permet de calculer les différents angles caractéristiques de la géométrie du pli à partir de l'angle de la faille (anglramp), de sa position horizontale (xpoint1 et zpoint1), de l'angle du plan de décollement (angldecol), et de sa profondeur d'ancrage (xpoint2 et zpoint2). Ces valeurs sont enregistrées au début de la simulation.

```
PROCEDURE CALCUL_DES_ANGLES;
Var
conserv1,conserv2:single;
valeur1,valeur2,sp:single;
begin
  nom:=concat('donnees.dat');
  assign(f,nom);
  reset(f);
  readln(f,xpoint1);
  readln(f,zpoint1);
  readln(f,xpoint2);
  readln(f,zpoint2);
  longf:=(xpoint2-xpoint1);
  readln(f,anglramp);
  readln(f,angldecol);
  anglramp:=anglramp/180*pi;
  angldecol:=angldecol/180*pi;
  close(f);
  valeur1:=-cos(anglramp-angldecol)/sin(anglramp-angldecol);
  gamma1:=0.5*pi;
  repeat
    gamma1:=gamma1-(0.1/180*pi);
    valeur2:=cos(gamma1-(-angldecol))*(sin((2*gamma1)-(-angldecol))-sin(-angldecol))-
sin(gamma1);
    valeur2:=valeur2/(sin(gamma1-(-angldecol))*(sin((2*gamma1)-(-angldecol))-sin(-
angldecol)));
  until valeur2>=valeur1;

  anglinter:=(0.5*pi)-gamma1+angldecol;

  beta1:=anglramp-(pi-(2*gamma1));

  gamma:=0;
  conserv1:=3000;
  repeat
```

```

gamma:=gamma+(0.1/180*pi);
sp:=sin(gamma1-(gamma/2))/(sin(gamma1)*sin(gamma/2));
sp:=sp+(sin((gamma/2)-beta1)/(sin(gamma/2)*sin(gamma-beta1)));
sp:=sp-(sin(gamma1-beta1)/(sin(gamma1)*sin(anglramp)));
if (sp<conserv1) and (sp>=0) then
begin
  conserv1:=sp;
  conserv2:=gamma;
end;
until gamma>=pi;
gamma:=conserv2;

teta1:=(0.5*pi)+(gamma/2)-gamma1;
anglf:=pi-(2*teta1);
anglb:=pi-gamma-anglf;
teta2:=(0.5*pi)-anglf;

if teta1 < 0.25*pi then
begin
  clrscr;
  for compt1:=1 to 5 do writeln;
  writeln('      VOTRE GEOMETRIE DONNE UN FLANC AVANT DEVERSE!!!');
  writeln;
  writeln('      Taper Ctrl+pause pour arreter le calcul!');
  readln;
end;
end;

```

## Annexe A2

Dans le procédure TEST\_DEPLA qui suit, la longueur de la rampe est définie par les variable "finfaille" et "Altfaille" et le déplacement le long de cette rampe est appelé "slip".

## PROCEDURE TEST\_DEPLA;

```

Begin
compt:=coupe;

  choix:=false;

  if compt<=(incret*coef) then
  begin
    depla^.T3[1,compt]:=depla^.T3[1,compt]+1;
    deplace:=depla^.T3[1,compt];
    slip:=((sin(gamma1+anglramp-
angldecol))/sin(gamma1+anglramp))*depla^.T3[1,compt]*rap;
    haut:=slip/((1/sin(anglramp))-(1/sin((2*teta1)-anglramp)));
    finfaille:=xpoint2-(round(haut/(tang(anglramp)*rap)));
    Altfaille:=-zpoint2+haut;
    if Altfaille>=0 then choix:=true;
    if choix=false then
    begin
      PROPAGE_TOI_DE_LA ; {l'écaille est défoemé par pli de propagation}
    end
    else if choix=true then
    begin
      depla^.T3[2,compt]:=depla^.T3[2,compt]+1;
      POUSSE_TOI_DE_LA; {la propagation a atteint la surface et l'écaille est déplacée
passivement au toit de la faille}
    end;
  end
  else
  begin
    depla^.T3[1,compt]:=0;
    depla^.T3[2,compt]:=0;
    enregistrecaille(1);
  end;
end;

  for compt1:=1 to 159 do eros^.T1[compt,compt1]:=eros^.T1[compt,compt1+1];

End;

```

### Annexe A3

Procédure permettant de calculer la longueur des flancs à chaque incrément de raccourcissement. Cette procédure utilise les équations [33] et [34] proposées par Suppe et Medwedeff (1990).

```
PROCEDURE CALCUL_DES_FLANCS;
Var
interf1,interf2,interb1,interb2,interb3:real;

begin

interf1:=(sin((2*teta1)-anglramp-(gamma/2)))/(sin(gamma/2)*sin((2*teta1)-anglramp));
interf2:=((1/(sin(anglramp)))-(1/(sin((2*teta1)-anglramp))));
longflancf:=abs(((interf1/interf2)*slip));

interb1:=((sin(gamma1-(gamma/2)))/(sin(gamma1)*sin(gamma/2)));
interb3:=((sin(gamma1+anglramp))/(sin(gamma1)));
interb2:=((1/sin(anglramp))-(1/(sin((2*teta1)-anglramp))));
longflancb:=(abs((interb1/interb2)+interb3)*slip);

end;
```

### Annexe A4

```
PROCEDURE CALCUL_DES_CHARNIERES;
Var
compteurA,nbC:integer;
begin
charniereA:=0;
charniereB:=0;
charniereC:=0;
charniereD:=0;
compteurA:=0;
charniereA:=finfaille-round((abs(altfaille)/tang(teta1))/rap);

if passramp=true then
begin
charniereA:=xpoint1;
passramp:=false;
end;

charniereB:=charniereA+trunc(((cos(anglf))*longflancf)/rap);
altB:=(sin(anglf))*longflancf;
if charniereB=charniereA then charniereB:=charniereB+1;

charniereD:=xpoint2;
altD:=tang(anglinter)*(zpoint2+(tang(angldecol)*depla^.T3[1,compt]*rap));
charniereD:=charniereD+trunc(altD/rap);

charniereC:=charniereD;
nbc:=trunc(cos(anglb)*longflancb/rap);
charniereC:=charniereD-nbc;
if charniereC<=charniereB then charniereC:=charniereB+1;
AltC:=sin(anglb)*longflancb;

depla^.T3[3,compt]:=charniereA;
depla^.T3[4,compt]:=charniereB;
depla^.T3[5,compt]:=charniereC;
depla^.T3[6,compt]:=charniereD;
end;
```

Annexes A5

Chevauchement frontal (MFT) amenant la série Siwalik Inférieur sur des dépôts post-Siwalik conglomératiques. Affleurement situé au sud de Koïlabas et correspondant au MFT de la figure II.4.2.

N

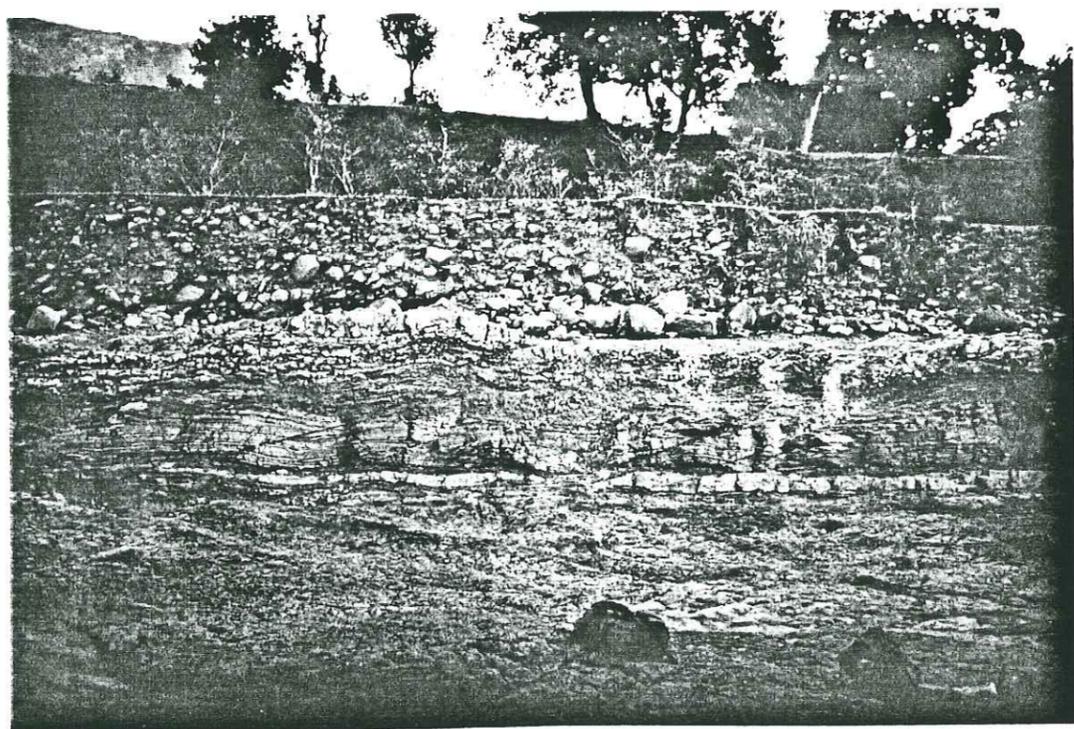
S



Duplex situé en arrière du chevauchement frontal, et participant à l'épaississement de la série au dessus du MFT.

N

S

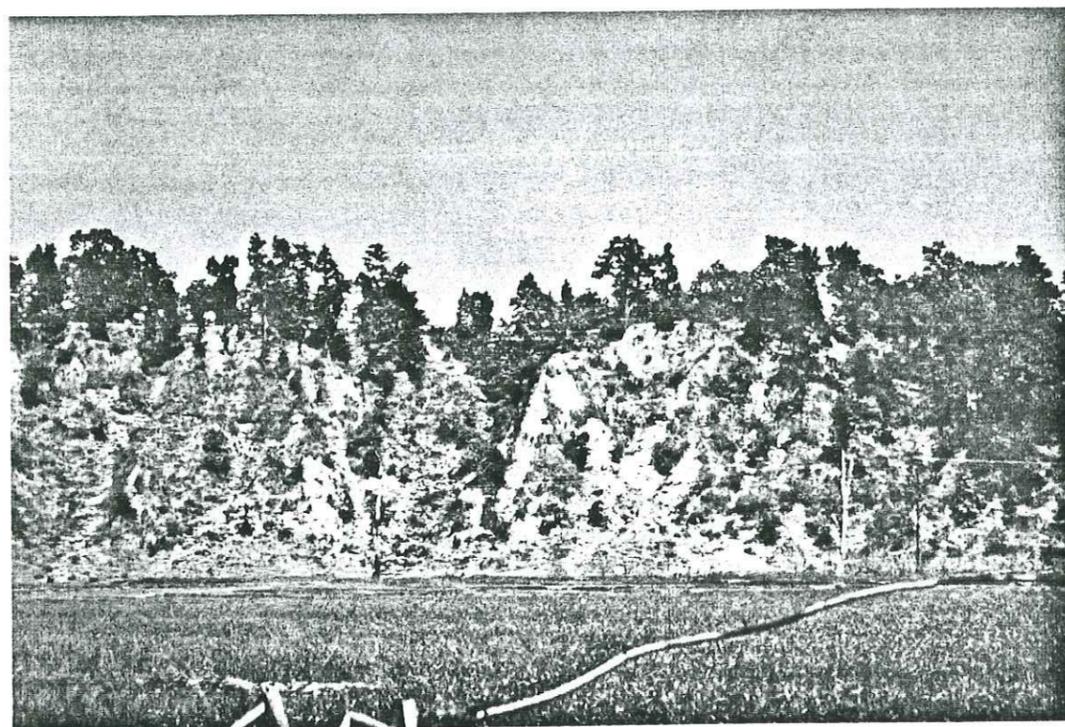


Annexe A6

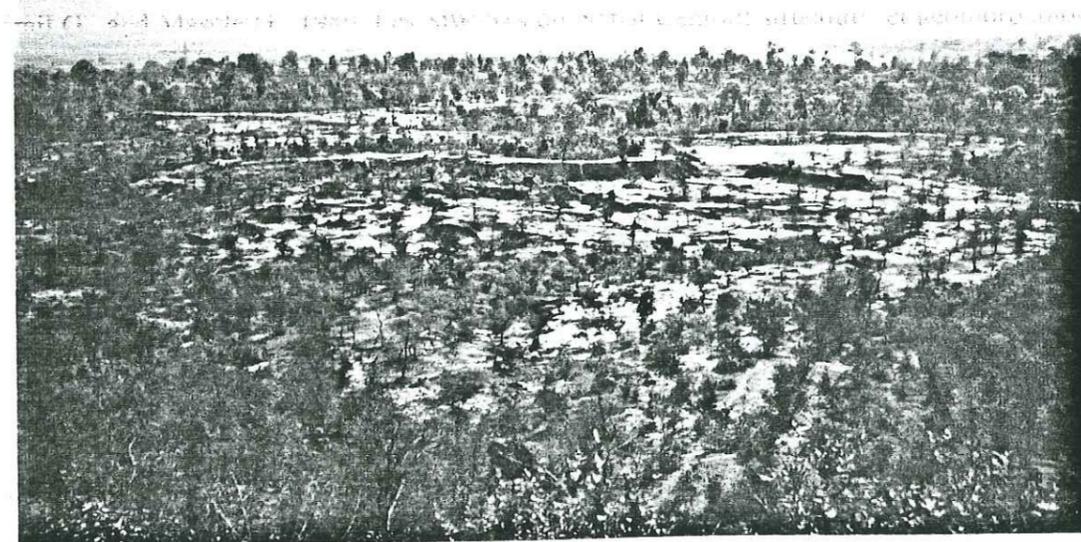
Terrasse alluviale T0, datée à 4850-4530 ans BP par la méthode du C14 sur l'échantillon Siw95.24. Cette terrasse, s'élève 30 m au dessus du lit actuel de la Rapti, et est située en arrière du crêt frontal.

N

S



Terrasse alluviale T2, datée à 2340-2130 ans BP, par la méthode du C14 sur l'échantillon Siw95.16. Cette terrasse située au toit du MDT, s'élève 20 m au dessus du lit actuel de la Rapti (photo prise vers le sud).



## BIBLIOGRAPHIE

- Ackers P., and Charlton F.G., 1971. The slope and resistance of small meandering channels. *Inst. Civil Engineers Proc.*, sup. XV (paper 73625).
- Al Saffar M., 1993. Geometrie et modélisation numérique des structures anticlinales. Exemple: Atlas Saharien (Algérie) Rides sud Rifaines (Maroc) et Pyrénées (France et Espagne)., Thèse de 3ème cycle., Univ. de Pau, Pau, 302 p.
- Allègre C., 1984. Structure and evolution of the Himalaya. Tibet orogenic belt. *Nature*, 307: 17-22.
- Appel E., Rosler W., Fassbinder J., and Corvinus G., 1989. Magnetostratigraphy of the Neogene Surāi khola Siwaliks in west Nepal. *Quataer.*, 39/40: 125-131.
- Appel E., Rosler W., and Corvinus G., 1991. Magnetostratigraphy of the Miocene-Pleistocene Surāi khola Siwaliks in west Nepal. *J. Geophys. Int.*, 105: 191-198.
- Armijo R., Tapponnier P., and Tonglin H., 1989. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting in Southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 94: 2787-2838.
- Arita K. and Paudel L.P., 1997. Thrust tectonics in central Nepal and its significance on the Himalayan uplift. 2th Nepal Geological Society meeting, Kathmandou: p 38.
- Auden J.B., 1935. Transverse in the Himlalyan. *Geological Survey of India Record*, 69: 123-167.
- Avouac J.P., and Tapponnier P., 1993. Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys. Res. Let.*, 20: 895-898.
- Avouac J.P., 1993. Analysis of scarp profiles: Evaluation of errors in morphologic dating. *J. Geophys. Res.*, 98: 6745-6754.
- Avouac J.P., and Peltzer G., 1993. Active tectonics in southern Xinjiang, China: Analysis of terrace riser and normal fault scarp degradation along the Hotan-Qira fault system. *J. Geoph. Research*, 98 (B12): 21773-21807.
- Avouac J.P. and Burov E., 1995. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *J. Geophys. Res.*, 101: 17747-17769.
- 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.*, 309 (II): 1717-1722.
- Baby P., Hérail G., Salinas R., and Sempere T., 1992. Geometric and kinematic evolution of passive roof duplexes deduced from cross section balancing: example from the foreland thrust system of the southern bolivian Subandean Zone. *Tectonics*, 11 (3): 523-536
- Baby P., 1995. Importance du raccourcissement et de la sédimentation synorogénique dans la structuration des zones d'arrière arc des Andes centrales (Orocline bolivien), mémoire d'habilitation à diriger les recherches, Université de Grenoble, 434p.
- Baby P., Colletta B., and Zubieta D., 1995. Etude géométrique et expérimentale d'un bassin transporté: exemple du synclinorium de l'Alto Beni (Andes centrales). *Bull. Soc. géol. France*, t.166 (6): 797-811.
- Bally A., Gordi P., and Steward G., 1966. Structure, seismic data and orogenic evolution of Southern Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 14: 337-381.

- Banks C.J., and Warburton J., 1986. 'Passive-roof' duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *J. Struc. Geol.*, 8: 229-237.
- Baranowski J., Armbuster J., Seeber L., and Molnar P., 1984. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 89: 6918-6928.
- Barr T.D., and Dahlen F.A., 1989. Brittle frictional Mountain Building. 2. Thermal structure and heat budget. *J. Geophys. Res.*, 94 (B4): 3923-3947.
- Beaumont C., Quinlan G.M., and Hamilton J., 1988. Orogeny and stratigraphy: Numerical models of the Paleozoic in the eastern interior of North America. *Tectonics*, 7: 389-416.
- Beaumont C., Fullsack P., and Hamilton J., 1992. Erosional control on active orogens, thrust and nappes tectonics. In: M.C. edition, *Thrust tectonics*, London: 1-18.
- Beer J.A., Allmendinger R.W., Figueroa D.A., and Jordan T.E., 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *AAPG Bull.*, 74: 1183-1202.
- Begin Z.B., 1988. Application of a diffusion-erosion model to alluvial channels which degrade due to base level lowering. *Earth Surface and Processes Landforms.*, 13: 487-500.
- Bilham R., Larson K., Freymuller J., and Idylhim members, 1997. Indo-Asian convergence rates in the Nepal Himalaya. *Nature*, 386: 61-63.
- Biswas S.K., 1994. Status exploration for hydrocarbons in Siwalik Basin of India and future trends. In *Siwalik foreland basin of Himalaya*, ed by Kumar, Gosh and Phadtare, *Himalayan Geology*, 15: 283-300.
- Blair T., and W. Bilodeau, 1988. development of tectonic cyclothem in rifted, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16: 517-520.
- Boyer S., and Elliot D., 1982. Thrust systems. *AAPG Bull.*, 66: 1196-1230.
- Burbank D., and Beck R.A., 1989. Early Pliocene uplift of the salt range. In: M.J.a.L.R.e. Lawrence L., *Tectonics of the western Himalayas*, 164: 113-121.
- Burbank D.W., 1992. Causes of recent uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. *Nature*, 357: 48-50.
- Butler R.W., 1982. Terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4: 239-245.
- Byerlee J., 1978. Friction of rocks. *Pure appl. Geophys.*, 116: 615-626.
- Chalaron E., 1991. Evolution d'un prisme d'accrétion intracontinental. Modélisation cinématique numérique., Mem de DEA., Univ. J. Fourier, Grenoble, 35 p.
- Chalaron E., and Mugnier J.L., 1993. Séquence de propagation des failles dans un prisme d'accrétion: une modélisation numérique. *Bull. Soc. géol. France*, 164: 113-121.
- Chalaron E., 1994. Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen., Université J. Fourier, Grenoble, 132 p.
- Chalaron E., Mugnier J.L., Mascle G., and Perrin F., 1995. L'évolution des bassins transportés d'un système chevauchant: un exemple d'interactions entre la tectonique, l'érosion et la sédimentation. Acte du colloque géoprospective, Paris, avril 1994.
- Chalaron E., Mugnier J.L., and Mascle G., 1995. Control of thrust tectonics in the Himalayan foothills: a view from a numerical model. *tectonophysics*, 248: 139-163.
- Chalaron E., Mugnier J.L., Sassi W. and Mascle G., 1996. Tectonic, erosion and sedimentation in a overthrust system : a numerical model. *Computer and Geosciences*, 22, 2: 117-138.
- Chalaron E., Mugnier J.L., Leturmy P., and Malo M., soumis. Interactions between tectonic, erosion and sedimentation in an overthrust system. Part II. *Computers and Geosciences*.
- Chander R., 1988. Interpretation of observed ground level changes due to the 105 earthquake, northwest Himalaya. *Tectonophysics*, 149: 289-298.
- Chander R., 1992. Contemporary tectonics of the Himalayan frontal fault system - folds, blind thrust and the 1905 Kangra earthquake : Discussion. *J. Struct. Geol.*, 14: 621-623.
- Chapple W. M., 1978. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1189-1198.
- Chester J.S., 1988. Geometry and fracture distribution in fault-propagation folds in nature and experiments. *A.A.P.G. Bull.*, 72/2: 171.
- Cobbold P.R., Rossello E., and Vendeville B., 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. géol. France*, (8) (III): 453-460.
- Colleta B., Letouzey J., Pinedo R., Ballard J.F., and Bale P., 1991. Computed X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned system. *Geology*, 19: 1063-1067.
- Corvinus G., 1994. The Surai khola and Rato khola fossiliferous sequences in the Siwalik group, Nepal. *Him. Geol.*, 15: 49-61.
- Cotton F., Campillo M., Deschamps A. and Rastogi B.K., 1996. Rupture history and seismotectonics of the 1991 Uttarkashi Himalaya earthquake. *Tectonophysics*, 258: 35-51.
- Cowie P.A., and Scholz C.H., 1992. Growth of faults by accumulation of seismic slip. *J. Geophys. Res.*, 97: 11085-11095.
- Dahlen F.A., Suppe J., and Davis D., 1984. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb theory. *J. Geophys. Res.*, 89: 10087-10101.
- Dahlen F.A., and Barr T.D., 1989. Brittle frictional mountain building, 1. Deformation and mechanical energy budget. *J. Geophys. Res.*, 88: 1153-1172.
- Dahlstrom C., 1969. Balanced cross section. *Can. J. Earth Sci.*, 6: 743-757.
- Davis D., Suppe J., and Dahlen F.A., 1983. Mechanics of fold-and-thrust-belts and accretionary wedges. *J. Geophys. Res.*, 88: 1153-1172.
- Davis D.A., and Lillie R.J., 1994. Changes in mechanical response during continental collision: active example from the foreland thrust belt of Pakistan. *J. Struct. Geol.*, 16: 21-34.
- De Celles, P.G., and Mitra, G., 1995. History of the Sevier orogenic wedge in terms of critical taper models, northeast Utah and southwest Wyoming. *Geol. Soc. Bulletin*, 107: 454-462.
- De Celles, P.G., Gehrels G.E., Quade J., Ojha, T.P., and Kapp, P.A., in press, Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, Western Nepal. *Geol. Soc. Bulletin*.
- Delcaillau B., Herail G., and Mascle G., 1987. Evolution géomorphostructurale de chevauchements actifs: le cas des chevauchements intra-Siwaliks du Népal central. *Zeits. für Geomorph. Nue Forsch.*, 31: 339-360.

Delcaillau B., 1997. Les fronts de chaînes actives. Génèse des reliefs et relations tectonique érosion-sédimentation., Thèse d'habilitation à diriger des recherches., Univ. de Caen, Caen, 336 p.

Delfaud J., 1984. Sédimentation continentale: modèles d'organisation. Bull. Cen. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine., 7 (1): 27-53.

Department of mines and Geology - Ministry of Industry His Majesty's Government of Nepal, 1997, microseismic epicenter map of Nepal Himalaya and adjoining region.

Deramond J., Souquet P., Fondécave-Wallez M.J., and Spetch M., 1993. Relationships between tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and example from the Pyrénées (Cretaceous-Eocene), France Spain. In: W.G.D.a.D.A. eds., Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy, 71: 193-129.

Dithal M.R., Gajurel A., Pathak D., Paudel L.P., and Kizaki K., 1995. Geology and structure of the Siwaliks and lesser Himalaya in the Surai - Bardanda area, midwestern Nepal. Bull. Dept. Geol. Tribhuvan Univ, Nepal, 4, (sp. issue): 1-70.

Endignoux L., 1989. Une modélisation numérique bidimensionnelle de l'évolution cinématique et thermique des structures chevauchantes., Univ. J. Fourier., Grenoble, 243 p.

Endignoux L., Wolf S., 1990. Thermal and kinematic evolution of overthrust basins: a 2D model. Tecnip, In petroleum and Tectonic Mobile Belt, Edited by J. Letouzey.

Endignoux L., and Mugnier J.L., 1990. The use of forward kinematic model in the construction of balanced cross sections. tectonics, 9 (5): 1249-1262.

Erslev E.A., 1991. Trishear fault-propagation folding. Geology, 19: 617-620.

Faill R.T., 1969. Kink band structures in the Valley and Ridge province, Central Pennsylvania. Geol. Soc. Am. Bull., 80: 2539-2550.

Fan Hui, Gasse F., Huc A., Li Yuanfang, Siffedine A., and Soulié-Marshe I., 1996. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 3: Biogenic remains. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoec., 120: 65-78.

Fischer M., and Woodward N., 1992. The geometric evolution of foreland thrust system. In: M.C. edition, Thrust tectonics, London: 181-189.

Flemming P.B., and Jordan E.T., 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. J. Geophys. Res., 94 (B4): 3851-3866.

Flemings P. and Grotzinger J., 1996. Strata: freeware for analyzing classic stratigraphic problems. Geol. Soc. Am. Today, 6,12: 1-7.

Fontes J.C., Mélières E., Gibert E., Liu Q., and Gasse F., 1993. Stable isotope and Radiocarbon balances of two Tibetan lakes (sumxi Co, Longmu Co) from 13,000 yr BP. quat. Sci. Rev., 12: 875-887.

Fontes J.C., Gasse F., and Gibert E., 1996. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a holocene lacustrine core. Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoec., 120: 25-47.

Gahalaut V.K., and Chander R., 1992. On the active tectonics of Derha Dun region from observations of ground elevation changes. J. Geol. Soc. India, 39: 61-68.

Gahalaut V.K., and Chander R., 1997. Evidence for an earthquake cycle in NW outer Himalaya near 78°E longitude from precision levelling observations. Geophys. Res. Lett., 24: 225-228

Gallup W.B., 1951. Geology of Turner Valley Oil and Gas field, Alberta, Canada. A. A. P. G. Bull., 35: 797-821.

Gansser A., 1964. Geology of the Himalayas. Inter-Science Publisher.

Gasse F., Arnold M., Fontes J.C., Fort M., Gibert E., Huc A., Li Bingyan, Li Yuanfang, Liu Ging, Mélières F., Van Campo E., Wand Fubao, and Zhang Qingson, 1991. A 13,000 yr climate record from Western Tibet. Nature, 353: 742-745.

Gasse F., Fontes J.C., Van Campo E., and Wei K., 1996. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: discussion and conclusions. Paleogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 120: 79-92.

Gautam, P., and Dhital, M.R., 1994, Siwaliks of the Surai Khola-Butwal area, in Himalayan-Karakorum-Tibet Workshop, 9th, Field Trip Guidebook: Kathmandu, Nepal, Geological Society of Nepal, 39 p.

Gu Zhaoyan, Liu Jiagi, Yuan Baoyin, Liu Tunsheng, Liu Rongmo, Liu Yu, and Zhang Guangzu, 1993. the changes in monsoon influence in the Qinghai-Tibetan plateau during the past 12,000 yr. Geochemical evidence from the lake Selin sediments. Chin. Sci. Bull., 38 p 61-64.

Guiraud M., and Plaziat J.C., 1993. Seismes in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). Tectonophys., 225: 493-522.

Gupta S., 1997. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganges foreland basin. Geology, 25 (1): 11-14.

Heller P.L., Angevine C.L., and Wilson N.S., 1988. Two phase stratigraphic model of foreland basin sequences. Geology, 16: 501-504.

Heraïl G., 1984. Les cônes de déjection : formes et sédiments. Bull. Elf-Aquitaine, 8: 135-150.

Heraïl G., Mascle G., and Delcaillau B., 1986. Les Siwaliks de l'Himalaya du Nepal : un exemple de prisme d'accrétion intracontinental. In: S.d.L.T.P. Bordet, 47: 153-182.

Heraïl G., Oller J., Baby P., Bonhomme M., and Soler P., 1996. Strike slip faulting and related basins in the Cenozoic evolution of the southern branch of the Bolivian Orocline. Tectonophysics, 259 (113): 201-212.

Héraïl G., and Mascle G., 1980. Les Siwaliks du Népal Central: structures et géomorphologie d'un piémont en cours de déformation. bull. Ass. Geogr. Française, 431: 259-267.

Hibsch C., Alvarado A., Yepes H., Perez V.H., and Sebrier M., 1997. Holocene tectonics and liquefaction/soft sediment deformation in Quito (Ecuador): a paleoseismic history recorded in lacustrine sediments. J. Geodynamics, 24

Hirn A., Sapin M., Lépine J.C., Xu Z.X., Gao E.Y., Teng J.W., and Pandey M.R., 1984. Himalaya border of Tibet: crustal structure and variability. Nature, 307: 23-25.

Huyghe P., and Mugnier J.L., 1992. Short-cut geometry during structural inversions: competition between faulting and reactivation. Bull. Soc. Geol. de France, 163: 691-700.

Huyghe P., Galy A. and Mugnier J.L., 1997. Micro-structures, clay mineralogy and  $\delta^{18}\text{O}$  isotopes in the shear zones of the Siwaliks of western Nepal. 2th Nepal Geological Society meeting, Katmandou: 83 -84.

Jackson J., Norris R., and Youngson J., 1996. The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand : evidence revealed by drainage patterns. *J. Struc. Geology*, 18: 217-234.

Jackson M., Barrientos S., Bilham R., Kyestha D., and Buddhi Shrestha, 1992. Uplift in the Nepal Himalaya revealed by spirit levelling. *Geophys. Res. Lett.*, 19: 1539-1542.

Jackson M., and Bilham R., 1994. Constraints on Himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in Nepal and Tibet. *J. Geophys. Res.*, 99: 13897-13912.

Jamisson W., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J. Struct. Geol.*, 9 (2): 207-219.

Johnson N.M., OPdyke N.D., Johnson G.D., Lindsay E.H., and Tahirkheli A.K., 1982. Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoec.*, 37: 17-42.

Johnson N.M., Stix J., Tauxe L., Cervený P.F., and Tahirkheli A.K., 1985. Paleomagnetic chronology, fluvial processes and tectonics implications of the Siwalik deposits near Chinji village, Pakistan. *J. of Geol.*, 93: 27-40.

Jones P.B., and Linsser H., 1986. Computer synthesis of balanced crossed sections by forward modelling (abstract). *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 70 (5): 605.

Karner G.D., and Watts A.B., 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 93 (B2): 1049-1061.

Khattari K.N., 1987. Great earthquakes, seismic gaps and potential for earthquake disaster along the Himalaya plate boundary. *Tectonophysics*, 138: 79-92.

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., Gee J. S., Peirce J.W., and Sith G.M., 1992. Neogene evolution of the Himalayan-Tibetan region: constraints from ODP site 758, northern Ninetyeast Ridge bearing on climatic change. *Paleogr. Paleoclim. Paleoc.*, 95: 95-110.

Kooi H., and Beaumont C., 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insight derived from a surface processes model that combines diffusion, advection and reaction. *J. Geophys. Res.*, 99 (B6): 12191-12209.

Koons P., 1995. Modelling the topographic evolution of collisional belts. *Annu. Rev. Earth Planet.*, 23: 375-408.

Kumar R., and Ghosh S.K., 1994. Evolution of the Mio-Pliocene alluvial fan system in the Siwalik foreland basin, Dhera Dun, India. In: G. Kumar, and Phadtare (eds) , *Siwalik foreland basin of Himalaya.*, 15: 143-160.

Lane E.W., 1957. A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material. *M.R.D. Sediment series.*, 9.

Lavé J., 1997. Tectonique et érosion fluviale : la contribution des rivières à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal., Ph. D. thesis., Univ. Paris VII, Paris, 250 p. pp.

Le Fort P., 1975. Himalayas: the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. of Sci.*, 275 1-44.

Leopold L.B., and Wolman M.G., 1966. River channel patterns: braided meandering and straight. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 282b.

Le Pichon X., Fournier M., and Jolivet L., 1992. Kinematic, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 6 p 1085-1098

Leturmy P., 1994. La sédimentation dans le système chevauchant de la Zone Subandine (nord Bolivie): une approche par des méthodes numérique., Diplôme d'Etudes Approfondies, Grenoble I.

Leturmy P., Mugnier J.L., and Chalaron E., 1995. Erosion et sédimentation au voisinage d'un anticlinal de rampe : apport d'un modèle numérique. *BSGF*, 6: 783-795.

Lillie R.J., Johnson G.D., Yousuf M., Zamin A.S.H., and Yeats R.S., 1987. Structural development within the Himalayan foreland fold and thrust belt in northern Pakistan. In: B.C.a.T.A. eds. , *Sedimentary basins and basin forming mechanisms.*, 12: 379-392.

Liu J.Y., and Ranalli G., 1992. Stresses in an overthrust sheet and propagation of thrusting: an airy stress function solution. *Tectonics*, 11: 549-559.

Lyon-Caen H., and Molnar P., 1983. Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and flexural models of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88: 8171-8191.

Martinez P., 1993. Three dimensional simulation of littoral transport. In: P.R.a.H.J.W. eds. , in *Computers Graphic in Geology*: 129-142.

Mascle G., Chalaron E., Gajurel A., Leturmy P., and Mugnier J.L., soumis. Paléosismicité in the Siwaliks: occurrence of major seismic events in the Himalayas of west Nepal. *Tectonophysics*.

Mattauer M., 1975. Sur le mécanisme de formation de la scistosité dans l'Himalaya. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 28: 144-154.

McClay, K.R., 1992, Glossary of thrust tectonic terms. In: M.C. édition , *Thrust tectonics*, London: 419-433.

Medlicott H.B., 1864. On the geological structure and relationship of the southern portion of the Himalayan range between the river Ganga and Ravee. *Mem. Geol. Surv. India*, 3: 1-212.

Mercier E., 1992. Une évolution possible des chevauchements associés aux plis de propagation: le transport sur le plat (modélisation et exemple). *Bull. Soc. Geol. France*, t 163 (6): 713-720.

Mercier E., Outtani F., and Frizon de Lamotte D., 1996. Late stage evolution of fault propagation folds: principles and example. *J. Struct. Geol.*, 18 (1): 1-9.

Miall A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profil models in braided river deposits: a summary.

Mitra S., 1986. Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *AAPG Bull.*, 70: 1087-1112.

Mitra S., 1988. Three dimensional geometry and kinematic evolution of the Pine Mountain thrust system, Southern Appalachians. *Geol. Soc. of America Bull.*, 100: 72-95.

Mitra S., 1990. Fault propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG bull.*, 289: 563-599.

Molnar P., and Tapponnier P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Sciences*, 189: 419-426.

Molnar P., Chen W.P., Fitch T.J., Tapponnier P., Warsi W.E.K., and Wu F.T., 1977. Structure and tectonics of the Himalaya: a brief summary of relevant geophysical observations. *Coll. Int. C.N.R.S.*, 268: 269-294.

Molnar P., and Chen W.P., 1984. S-P wave travel time residuals and lateral inhomogeneity in the mantle beneath Tibet and the Himalaya. *Ann. Geophysicae*, 5: 663-670.

Molnar P., 1987. Inversion of profiles of uplift rates for the geometry of dip-slip faults at depth, with examples from the Alps and the Himalaya. *Ann. Geophysicae*, 5: 663-670.

Molnar P., 1990. A review of the seismicity and rates of active underthrusting and deformation at the Himalaya. *J. Himalayan Geol.*, 1: 131-154.

Moretti I., and Turcotte D.L., 1985. A numerical model for erosion, sedimentation, and flexure with application to New Caledonia. *J. Geodyn.*, 3: 155-168.

Moretti I., Triboulet S., and Endignoux L., 1990. Some remarks on the geometrical modelling of geological deformations. In: J.L. Ed., *Petroleum and tectonics in mobile belts*, Paris: 167-180.

Mosar J., and Suppe J., 1992. Role of shear in fault propagation folding. In: M.C. edition, *Thrust tectonics*, London: 123-132.

Mugnier J.L., and Vialon P., 1986. Deformation and displacement of the Jura cover in its basement. *J. Struct. Geol.*, 8: 373-388.

Mugnier J.L., and Endignoux L., 1990. Cinématique et vitesse d'évolution des nappes superficielles. Une simulation numérique. *Rev. Fr. de Geotech.*, 56: 23-32.

Mugnier J.L., and Rossetti J.P., 1990. The effects of simplifying assumptions on balanced cross sections: a view from the Chartreuse massif. In: J.L. Ed., *Petroleum and tectonics in mobile belts*, Paris: 167-180.

Mugnier J.L., Mascle G., and Fauchet T., 1992. La structure des siwaliks de l'ouest Népal: un prisme d'accrétion intracontinental. *Bull. Soc. Geol. de France.*, 163: 585-595.

Mugnier J.L., 1993. Interaction entre tectonique et relief dans les zones externes de l'Himalaya et des Alpes., *Diplôme d'habilitation à diriger les recherches*, Grenoble I.

Mugnier J.L., Huyghe P., Chalaron E., and Mascle G., 1994. Recent movements along the Main Boudary Thrust of the Himalayas: normal faulting in an over-critical thrust wedge? *Tectonophysics*, 238: 199-215.

Mugnier J.L., Mascle G., and Faucher T., 1994. The structures of the frontal belt of Himalaya (Siwalik of western Nepal). In: ed. Rohtash Kumar Sumit K. Ghosh N.R. Phadtare, *Siwalik foreland basin of Himalaya*, Oxford. *Himalayan Geology*, vol 15.

Mugnier J.L., Baby P., Colletta B., Vinour P., Bale P., and Leturmy P., 1997. Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: A view from analogue models. *Geology*, 5 (5): 427-430.

Mulugeta G., 1988. Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. *J. Struct. Geol.*, 10: 847-859.

Nelson K., Wenjin, Zhao, and et al., 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results. *Sciences*, 274: 1684-1687.

Ni J., and Barazangi M., 1984. Seismotectonic of the Himalayan collision zone: geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 89: 1147-1163.

Norris R. and Cooper F.A., 1997. Erosional control on the structural evolution of a transpressional thrust complex on the Alpine Fault, New Zealand. *J. Struct. Geol.*, 19: 1323-1342.

Oller J., 1986. Consideraciones generales sobre la geología de la Faja Subandina norte., Thesis, Universidad mayor de San Andreas, La Paz, 120 p.

Ori G., and Friend P., 1984. Sedimentary basins, formed and carried piggy-back on active thrust sheets. *Geology*, 12 (9): 475-478.

Pandey M.R., Tandukar R.P., Avouac J.P., Lave J., and Massot J.P., 1995. Interseismic strain accumulation on the Himalayan Crustal Ramp (Nepal). *Geophys. Res. Lett.*, 22: 751-754.

Patriat P., and Achache J., 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, 311: 615-621.

Peltzer G., and Saucier F., 1996. Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates. *J. Geophys. Res.*, 101: 27943-27956.

Pinet P., and Souriau M., 1988. continental erosion and large scale relief. *Tectonics*, 7: 563-582.

Platt J.P., 1988. The mechanics of frontal imbrication: a first order analysis. *Geol. Rundsch.*, 77: 577-589.

Powers P.M. and Lillie R.J., 1996. Shortening rate within the Sub-Himalaya of NW India based on a balanced cross-section of the Kangra re-entrant: Himalayan-Karakorum-Tibet Workshop, 11th, Flagstaff, Arizona, abstract: 120-121.

Price R.A., 1986. Tectonic wedging in Canadian Cordillera. *J. Struct. Geol.*, 6: 239-255.

Prudhomme, 1972. Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine et au Golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative., Thèse de 3ème cycle, Univ. Bordeaux, Bordeaux, 300 p.

Raiverman V., Kunte S.V., and Mukherjea A., 1983. Basin geometry, Cenozoic sedimentation and hydrocarbon prospect in North Western Himalaya and Indo-gangetic plain. *Petrol. Asia J.*, 6: 67-92.

Raiverman V., Srivastava A.K., and Prasad D.N., 1994. Structural style in northwestern Himalayan foothills. In: G. Kumar, and Phadtare (eds), *Siwalik foreland basin of Himalaya.*, 15: 263-280.

Ranalli G., and Yin Z.M., 1990. Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two dimensional case. *J. Struct. Geol.*, 12: 1067-1071.

Ranga Rao A., Agarwal R.P., Sharma U.N., Bhalla M.S., and Nanda A.C., 1988. Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of Upper Siwalik of the Jammu hills. *J. Geol. Soc. India.*, 31 (4): 109-128.

Rao G., and Piya B., 1996. Hydrological conditions in Dun Valley of Dang, western Nepal : a case study. *J. Nep. Geol. Soc.*, 14: 93-98.

Ratschbacher L., Frisch W., Liu G., and Chen C., 1994. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Eurasia collision. *J. Geophys. Res.*, 99: 19917-19945.

Rich J.L., 1934. Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by the Comderland thrust block, Virginia, Kentucky, Tennessee. *A. A. P. G. Bull.*, 18: 1584-1596.

Richard P., 1991. Experiments on faulting in a two-layer cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip. *J. Struct. Geol.*, 13 (4): 459-469.

Roeder D., 1988. andean age structure of Eastern Cordillera (province of La Paz, Bolivia). *Tectonics*, 5: 23-29.

Sah R.B., Ulak P.D., Gajurel A.P., and Rimal L.N., 1994. Lithostratigraphy of Siwalik sediments of Amlekhganj-Hetauda area, sub-himalaya of Nepal. *Himalayan Geol.*, 15: 37-48.

Schelling D., and Arita K., 1991. Thrust tectonics, crustal shortening and the structure of the Far-eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 10: 851-862.

Schelling D., 1992. The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 10 (5): 851-862.

Schumm S.A., and Khan H.R., 1972. Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 1755-1770.

Schumm S.A., Mosley M.P., and Weaver W.E., 1987. Experimental fluvial geomorphology. 415 p.

Schumm S.A., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *Jour. Geology*, 101: 279-294.

Seeber L., and Armbruster J., 1981. Great detachment earthquakes along the Himalayan arc and the long term forecast. In: e.b.D.W.S.a.P.G. Richards, Earth quake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Series 4, Washington D.C.

Seeber L., and Gornitz., 1983. River profiles along the himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92: 335-367.

Selby, 1985. Earth's changing surface. An introduction to geomorphology.

Sheffels B., 1988. structural constraints on crustal shortening in the Bolivian Andes., Ph. D. thesis, Mass. Inst. of Technol., 170 p.

Sinclair H.D., Coakley B.J., Allen P.A., and Watts A.B., 1991. Simulation of a foreland basin stratigraphy using a diffusion model of erosion of mountain belt uplift an erosion: an example of the central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10: 599-620.

Souriau M., Vergne M. et Pinet P., 1992. Hydrographie fluviale et relief comme données pour modéliser érosion et tectonique. *Colloque D.B.T.*, Toulon, Décembre 1992.

Souriau M., 1995. Les processus d'érosion mécanique à l'intérieur des grands bassins fluviaux. *Bull. Soc. Geol. France*, 6: 763-781.

Srivastava P., and Mitra G., 1994. Thrust geometries and deep structures of the outer and lesser Himalaya, Kumaon and Gharwal (India): Implications for evolution of the Himalayan fold and thrust belt. *Tectonics*, 13: 89-109.

Strahler, 1957. Quantitative analysis of Watershed Geomorphology. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 38: 913-920.

Stuiver M., and Reimer P.J., 1993. Extended C14 data base and revised CALIB 3.0 C14 age calibration program. *Radiocarbon*, 35, (1): 215-230.

Suarez G., Molnar P., and Burchfiel B.C., 1983. Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *J.G.R.*, 88 (B12): 10403-10428.

Suppe J., 1981. Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan. *Geol. Soc. China Mem.*, 4: 67-85.

Suppe J., 1983. Geometry and kinematics of faults bend folding. *Am. J. Sci.*, 283: 684-721.

Suppe J., and Medwedeff D., 1984. Fault-propagation folding. *Geol. Soc. Amer. Abst. Prog.*, 16: 670.

Suppe J., and Medwedeff D., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Ecolgae Geol. Helv.*, 83/3: 409-454.

Suppe J., Chou G.T., and Hook S.C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: M.C. edition, Thrust tectonics, London: 105-122.

Tapponnier P., and Molnar P., 1977. Active faulting and Cenozoic tectonics of Asia. *J. Geophys. Res.*, 82: 2905-2930.

Tinsley J.C., Youd T.L., Perkins D.M., and Chen A., 1986. Evaluating liquefaction potential. *U.S. Geol. Survey Prof. paper*, 1360: 263-316.

Toften H., 1976. A mathematical model to describe surface erosion caused by overland flow. *Quantitative slope model*, edited by F. Ahnert, *Z. Geomorph.*, suppl. 25: 89-105.

Tondji Biyo J.J., 1993. Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisations analogiques et exemples naturels., Thèse Doctorale, Rennes.

Turcotte, D.L., and Schubert, G., 1982, *Geodynamics, Application of continuum Physics to Geological problems*: Wiley, J., and Sons, eds., 450 p.

Turcotte, D.L., 1992, *Fractals and chaos in geology and geophysics*: Cambridge, Great Britain, University Press, 221 p.

Upreti, B.N. and Le Fort, P. Lesser Himalayan crystalline nappes of Nepal: problems of their origin, *Memoir Soc. Geol. America.*, in press.

Van Campo E., and Gasse F., 1993. Pollen and Diatom inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co basin (Western Tibet) since 13,000 yr B.P. *Quater. Res.*, 39: 300-313.

Van Campo E., Cour P., and H. Sixuan, 1996. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 2: the pollen record. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoec.*, 120: 49-63.

Van der Beek P., Summerfield M., Braun J., and Brown R., 1997. Modelling large-scale long-term landscape evolution across the eastern margin of South Africa. abstract in *Geogr. Fis. Din. Quat.*, supp III (1): 387.

Van Keken P.E., Spiers C.J., Berg A.P., and Muysert E.J., 1993. The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady-state creep laws in numerical models of salt diapirism. *Tectonophysics*, 124: 325-358.

Vergne M., and Souriau M., 1994. A multi-scale analysis of continental relief in Southern France. *Int. J. Remote Sensing*, 15 (12): 2409-2419.

Vinour P., 1995. Influence de la sédimentation et de l'érosion sur la propagation des chevauchements d'avant-chaîne: étude régionale (sud Bolivie) et expérimentale., *Diplome d'étude Approfondies*, Grenoble I.

Vittori E., Syslos Labini S., and Serva L., 1991. Paleosismology: review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, 193: 9-32.

- Wilkerson M.S., Medwedeff D.A., and Marshak S., 1991. Geometrical modeling of fault-related folds: a pseudo-three-dimensional approach. *J. Struct. Geol.*, 13 (7): 801-812.
- Willet S. D., 1992. Dynamic and finematic growth and change of a Coulomb wedge. In: M.C. edition, Thrust tectonics, London: 19-31
- Williams C.A., Connors C., Dahlen F.A., Price E.J., and Suppe J., 1994. Effect of the brittle-ductile transition on the topography of compressive mountain belts on Earth and Venus. *J. Geophys Res-Solid Earth*, 99 (B10): 19947-19974.
- Williams G., and Chapman T., 1983. Strain developed in the hanging walls of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model. *J. Struct. Geol.*, 5: 563-571.
- Xiao H.B., Dahlen F.A., and Suppe J., 1991. Mechanics of extensional wedges. *J. Geophys. Res.*, 96: 10301-10318.
- Yamanaka H., and Yagi H., 1984. Geomorphological development of the Dang Dun, Sub-Himalayan zone, southern Nepal. *J. Nep. Geol. Soc.*, 4 (Special issue): 151-159
- Yeats R.S., and Lillie R.J., 1991. Contemporary tectonics of the Himalayan frontal fault system: folds, blind thrusts and the 1905 Kangra earthquake. *J. Struct. Geol.*, 13: 215-225.
- Zhao W.L., Davis D.M., Dahlen F., and suppe J., 1986. Origin of convex accretionary wedges: evidence from Barbados. *J. Geophys. Res.*, 91 (B10): 10246-10258.
- Zoetemeijer R., and Sassi W., 1990. 2D reconstruction of thrust evolution using the fault bend-fold method. IFP, n° de référence IFP38358.
- Zoetemeijer R., and Sassi W., 1991. 2D reconstruction of thrust evolution using the fault bend fold method. In: M.C. ed., Thrust tectonics, London. 1: 133-140.
- Zoetemeijer R., Sassi W., Roure F., and Cloetingh S., 1992. stratigraphic and kinematic modelling of thrust evolution, northern Appenines, Italy. *Geology*, 20: 1035-1038.

<b>Résumé.....</b>	<b>1</b>
<b>Abstract .....</b>	<b>3</b>
<b>INTRODUCTION .....</b>	<b>5</b>
<b>PREMIERE PARTIE : METHODES D'ETUDE ET MODELISATIONS</b>	
<b>Chapitre 1 : Introduction.....</b>	<b>7</b>
1- modèles cinématiques.....	7
2- Couplage de modèles cinématique-érosif-sédimentaire. ....	9
3- Un modèle dans le sens direct. ....	10
4- Position de mon travail.....	12
<b>Chapitre 2 : Les plis par propagation de faille. ....</b>	<b>13</b>
1- Géométrie des plis par propagation de faille : modèle à épaisseur constante. ....	13
2- Cinématique des plis par propagation de faille : modèle à épaisseur constante. ....	16
3- Géométrie et cinématique des plis par propagation de faille : modèle à plan axial fixe. ....	17
4- Géométrie latérale des plis par propagation de faille. ....	17
5- Programmation du développement incrémental des plis par propagation de faille. ....	20
5-1- Algorithme cinématique .....	20
5.2- Algorithme Erosion/Sédimentation .....	22
5-3- Couplage de l'algorithme cinématique avec l'algorithme des transports superficiels et adaptation de la géométrie à une grille régulière. ....	23
5.4- Programmation de la propagation latérale des plis par propagation de faille.....	27
<b>Chapitre 3 : Les paramètres qui contrôlent le relief d'un crêt tectonique. ....</b>	<b>29</b>
<i>A- Influence des vitesses des processus superficiels et des vitesses tectoniques au voisinage d'un anticlinal de rampe.....</i>	<i>29</i>
Résumé .....	29
Extended abstract.....	30
1- Introduction .....	31
2- Méthodologie.....	33
2.1- La cinématique de l'écaille chevauchante. ....	33
2.2- La cinématique à grande longueur d'onde. ....	34
2.3- Les transports superficiels .....	35
2.4- Principes de modélisation des faciès sédimentaires. ....	36
3- Analyse des résultats .....	38
3.1- Effet d'échelle .....	38
3.2- Influence des différents processus dans l'efficacité des transports superficiels .....	40
3.3- Limites numériques du modèle.....	49
4- Conclusion.....	51

<b>B- Influence du style tectonique sur la morphologie des reliefs et sur la sédimentation dans les bassins syntectoniques</b> .....	53
1- Etude du relief en fonction du mode de déformation.....	53
2- Etude de l'influence du mode de déformation sur le remplissage des bassins.....	58
3- Conclusion.....	58

<b>Chapitre 4 : Interactions between thin skinned thrust tectonics and superficial mass transfer in piggy-back basins of the Subandean Zone (Bolivia) : a view from numeric and analogue models.</b> .....	63
Abstract.....	63
1- Introduction.....	63
2- Geological setting.....	64
3- Sandbox experiments.....	66
3.1- Methodology.....	66
3.2- Results.....	69
Numerous reactivation in the duplex causes a complex geometry of the thrust sheets.....	71
3.3- Summary: The role of superficial mass transport in the thrust wedge equilibrium.....	74
4- A numerical modelling.....	78
4.1- Method.....	78
4.2- Application of the modelling: estimation of the parameters values.....	80
4.3- Results: influences of variations of the time-dependant parameters.....	83
4.4- Results: the best fit.....	86
5- Conclusion.....	88
5.1- Interactions between tectonics and superficial mass transfer.....	88
5.2- Duplex development.....	88
5.3- Piggy-back basin development.....	89
5.4- Piggy-back basins of the Subandean zone.....	89
<b>Chapitre 5 : Conclusion</b> .....	91

**DEUXIEME PARTIE : LE FRONT HIMALAYEN DE L'OUEST NEPAL A L'HOLOCENE**

<b>Chapitre 1 : Introduction</b> .....	93
1- La Chaîne Himalayenne.....	93
1.1- Contexte géodynamique.....	93
1.2- Structure himalayenne.....	93
2- Les Siwalik: des sédiments témoins et acteurs de l'édification de la chaîne himalayenne.....	95
2.1- La série sédimentaire, produit de l'érosion de la chaîne.....	95
2.2- Les enregistrements sédimentaires de la tectonique de la chaîne.....	99
2.3- Plan de l'étude des Siwalik comme acteurs de l'édification de la chaîne.....	105

<b>Chapitre 2 : The Siwalik of western Nepal: II- Mechanics of the thrust wedge</b> .....	107
Abstract.....	107
1- Introduction.....	108
2- Mechanics of the growing of a thrust wedge.....	108
2.1- Coulomb-Wedge theory.....	108
2.2- Equilibrium of any thrust wedge.....	108
2.3- variations of boundary conditions and evolution of the wedge.....	110
2.3- Components of a numerical model.....	111
3- The Siwaliks Thrust Belt of the Outer Himalayas.....	113
3.1- Geological setting.....	113
3.2- The Outer Himalayas thrust wedge.....	116
3.3- Numerical modeling of the Outer Himalayas.....	120
4- Geometry and kinematics of the Outer belt of western Nepal as an expression of the mechanics of the Himalayan thrust wedge.....	124
4.1- piggy-back basins.....	124
5- Conclusion.....	128

<b>Chapitre 3 : Reliefs a l'avant du chevauchement frontal: l'exemple des structures frontales du Chitwan Parc</b> .....	129
Résumé.....	129
1- Présentation du cadre géologique.....	129
2- Relations forme du relief / structure.....	132
3- Modélisations numériques de la structure de Parsa.....	136
4- Conclusion.....	146

<b>Chapitre 4 : Les Siwalik de l'ouest Nepal au voisinage de la rivière Rapti (vallée de Deukhury): morphologie et évolution d'un système chevauchant actif</b> .....	147
1- Introduction.....	147
2- Géologie régionale.....	147
2.1- Présentation.....	147
2.2- Structures.....	149
3- Analyse morphologique, et tectonique quaternaire.....	151
3.1- Morphologie de la rivière principale.....	151
3.2- Morphologie du crêt à l'aplomb du MDT.....	155
3.3- Morphologie de la structure frontale (FPF1 et FPF3).....	158
3.4- Zone déformée par la structure Fault Propagation Fold 2 (FPF2).....	164
3.5- Synthèse sur l'activité tectonique dans la zone étudiée.....	171
4- L'emboîtement des terrasses des bassins transportés et l'enregistrement de l'activité tectonique.....	173
4.1 Incision et terrasses emboîtées.....	173
4.2- L'origine de l'incision.....	175
5- Conclusion.....	181

<b>Chapitre 5 : Holocene tectonics in the seismic gap of the Outer Himalayas (Deukhury Valley), western Nepal.....</b>	<b>183</b>
Abstract.....	183
1- Introduction .....	183
2- Geological setting.....	184
Back thrusting (BT1, BT2, BT3 on Fig. II.5.1) also occurs in the studied area (Mugnier et al., 1994, Dithal and al., 1995). The northernmost one is the southern boundary of Dang Dun, and the two others are close to the MDT. These structures generally invo.....	184
3- Terraces in Deukhury Valley.....	186
4- Tectonic uplift deduced from incision rates.....	188
4.1- Base-level and changes in a river profile through a piggy-back basin.....	189
4.2- Structural uplift.....	192
5- Holocene tectonics in Deukhury valley.....	192
6- Conclusion.....	195
<b>CONCLUSION .....</b>	<b>197</b>
1- Tectonique active déduite des relations entre sédiments et structures .....	197
2- Géométrie du système chevauchant.....	201
3- L'influence de la tectonique sur le développement des bassins transportés.....	202
4- Perspectives.....	204
<b>Annexes.....</b>	<b>207</b>
<b>Bibliographie.....</b>	<b>215</b>

## LISTE DES FIGURES

### PREMIERE PARTIE: METHODES D'ETUDE ET MODELISATIONS

#### Chapitre 1: Introduction

Figure I.1.1: Les modes de déformation associant un pli et une surface de glissement.

Figure I.1.2: Modélisation des phénomènes érosifs.

Figure I.1.3: Principe des modélisations dans le sens direct.

#### Chapitre 2: Les plis par propagation de faille.

Figure I.2.1: Géométrie schématique d'un pli par propagation de faille (D'après Suppe et Medwedeff, 1990).

Figure I.2.2: Relations entre le pendage de la rampe et l'angle inter-flanc d'un pli par propagation de faille (D'après Jamisson, 1987).

Figure I.2.3: Relations entre la largeur d'une structure en pli par propagation de faille, la hauteur de sédiments impliquée et le pendage de la rampe.

Figure I.2.4: Cinématique du transfert de matière au travers des charnières d'un pli par propagation de faille.

Figure I.2.5: Evolution d'un pli par propagation de faille et déplacement passif sur la rampe lorsque la faille a atteint la surface.

Figure I.2.6: Géométrie latérale des plis par propagation de faille: comparaison des modèles de Suppe et Medwedeff (1990) et Mitra (1990).

Figure I.2.7: Algorithme de modélisation de la cinématique des plis par propagation de faille couplée à un modèle de transport superficiel.

Figure I.2.8: Principe de modélisation des processus superficiels par une loi de diffusion.

Figure I.2.9: Couplage de l'algorithme de cinématique et de l'algorithme des transports superficiels, et adaptation de la géométrie à une grille régulière.

Figure I.2.10: Variations de volume entre le volume transféré de l'arrière du modèle et le volume du relief formé par le pli par propagation de faille.

Figure I.2.11: Représentation en trois dimensions de la modélisation de la propagation latérale des plis par propagation de faille.

#### Chapitre 3: Les paramètres qui contrôlent le relief d'un crêt tectonique.

Figure I.3.1: Coupe allant du front himalayen au MBT à travers la vallée de Dehra Dun, réinterprétée de Raiverman et al. (1983), dans Yeats and Lillie (1991).

Figure I.3.2: A- Principe de déformation des écailles chevauchantes en cisaillement vertical simple. B- Géométrie de l'écaille et du socle étudié. C- Principe de la diffusion à courte distance.

Figure I.3.3: Relations entre pentes et débits, et seuils de pente pour chaque type de réseau fluvial. Selon Lane (1957), Leopold et Wolman (1966), Ackers et Charlton (1971).

Figure I.3.4: A- Répartition de l'érosion et de la sédimentation sur un relief. B- Influence de la taille de la maille sur les pentes.

Figure I.3.5: Influence de la vitesse de raccourcissement  $V$  et du coefficient de transport  $K_s$  sur la formation d'un relief dans un système chevauchant.

Figure I.3.6: Evolution du système tectonique en coupe et en fonction du rapport  $V/K_s$ .

Figure I.3.7 Courbes de vitesses de sédimentation enregistrées dans le bassin d'avant pays au pied du front de déformation et en fonction du rapport  $V/K_s$ .

Figure I.3.8: Evolution temporelle d'une colonne sédimentaire dans la partie externe d'un bassin transporté.

Figure I.3.9: Influence du basculement du socle sur la répartition de l'érosion et de la sédimentation dans un système tectonique.

Figure I.3.10 Répartition des faciès sédimentaires dans les bassins syntectoniques. A- Bassin d'avant pays; B- Bassin transporté.

Figure I.3.11: Reconstitution tridimensionnelle des dépôts fluviaux de la région de Mohand (d'après Kumar et Ghosh, 1994).

Figure I.3.12: Répartition des faciès sédimentaires dans le bassin d'avant pays en fonction de la taille de la maille du modèle.

Figure I.3.13: Comparaison de la modélisation des géométries en pli de propagation et en cisaillement vertical simple.

Figure I.3.14: Relations entre l'altitude du relief formé et le mode de déformation pour 250 m de raccourcissement.

Figure I.3.15: Relations entre l'altitude du relief formé et le mode de déformation pour 2500 m de raccourcissement.

Figure I.3.16: Evolution des reliefs en fonction du type de déformation et du nombre d'incrément de raccourcissement.

Figure I.3.17: Volumes de sédiments déplacés en fonction du rapport  $V/K_s$

Figure I.3.18: Influence du style tectonique sur la répartition des sédiments.

Figure I.3.19: Influence du style tectonique sur la répartition des sédiments dans les bassins syntectoniques.

Figure I.3.20: Influence du style tectonique sur le remaniement des sédiments syntectoniques.

#### **Chapitre 4: Interactions between thin skinned thrust tectonics and superficial mass transfer in piggy-back basins of the Subandean Zone (Bolivia): A view from numeric and analogue models.**

Figure I.4.1: Tectonic and geologic provinces map of the Subandean Zone of Bolivia

Figure I.4.2: Balanced cross sections of the Subandean Zone of Bolivia.

Figure I.4.3: Schematic diagram of the experimental apparatus.

Figure I.4.4: Scanner view of the evolution of the analogue experiments.

Figure I.4.5: Equilibrium Coulomb wedge theory.

Figure I.4.6: Influences of change along the boundaries of a Coulomb wedge (adapted from Mugnier et al., 1994).

Figure I.4.7: Comparison of the final geometry of two analogue experiments performed with erosion (from Baby et al., 1995)

Figure I.4.8: A- Initial state used for the numerical modellisations. B- Target geometry and modelled faults along the balanced cross section.

Figure I.4.9: Influence of the cohesion in function of the thickness of the wedge.

Figure I.4.10: Comparison between the sand-box modellisation realised with sedimentation and without erosion, and the cross section of the Subandean Zone of South Bolivia.

Figure I.4.11: Influence of superficial processes and tilting velocity on the evolution of the wedge and on the final geometry.

Figure I.4.12: 4 Sections of the incremental development of the wedge.

Figure I.4.13: 4 sections in the internal basin showing its evolution.

## **DEUXIEME PARTIE: ETUDE MORPHOTECTONIQUE DES SIWALIK DE L'OUEST NEPAL**

### **Chapitre 1: Introduction**

Figure II.1.1: Vitesses horizontales Holocènes le long des failles majeures en Asie. Modélisations numériques de Peltzer et Saucier (1996).

Figure II.1.2: Coupe crustale de la chaîne himalayenne au Népal central (dans Mugnier et al., 1996)

Figure II.1.3: Coupe équilibrée au travers des Siwalik de l'ouest Népal.

Figure II.1.4: Coupe magnétostratigraphique de la Surai khola (d'après Appel and Rosler, 1991)

Figure II.1.5: Montage d'images satellites SPOT, montrant le Main Frontal Thrust au sud de la vallée de Deukhury (Ouest Népal).

Figure II.1.6: Interprétation du montage d'images satellites SPOT de la figure II.1.5.

Figure II.1.7: La discordance intraformationnelle de la série Siwalik Supérieur.

Figure II.1.8: Affleurement de séismites le long de la Surai khola.

Figure II.1.9: Evaluation de l'intensité des paléoséismes de la Surai khola (in Mascle et al.) (d'après Hibsich et al., 1997).

Figure II.1.10: Modèle Numérique de Terrain de l'ouest Népal, et localisation des zones étudiées dans les chapitres 2 à 5 de la seconde partie.

### **Chapitre 2: The Siwalik of western Nepal: II- Mechanics of the thrust wedge.**

Figure II.2.1: A- Parameters of the Coulomb wedge. B- Effects of the conditions applied along the boundary of a Coulomb wedge.

Figure II.2.2: A- Geometry of a thrust wedge formed by a pile of thrust sheets. B- Calculation of the tip of the basal décollement and determination of the active ramp

Figure II.2.3: Balanced and restored cross sections through the Outer belt of western Nepal.

Figure II.2.4: A- Simplified structural map of the Siwalik area of western Nepal. B- Simplified log of the Siwalik series involved in the Outer himalayan belt.

Figure II.2.5: A- Basal décollement geometry (adapted from Cotton, 1997). B- Mean topographic profile at  $86^\circ \pm 1^\circ$ .

Figure II.2.6: Mechanical parameters estimation (l, m, mb) solution for a wedge with a  $1.3^\circ$  topographic slope and a  $4^\circ$  basal décollement dip..

Figure II.2.7: A- Map of the bulk elevation of the frontal hill, west of Dang area. B- Forward modelling of a ramp anticline affected by erosion. C- Height of a relief as a function of horizontal velocity (V) and transport coefficient (Ks). D- normalised height of an anticline ramp versus V/Ks.

Figure II.2.8: Geometry of piggy-back basins in an accretionary wedge: comparison between steep and gentle initial basal dip. A- Initial and final geometry of the wedge. B- Propagation sequence diagram.

Figure II.2.9: Comparison of topographic profiles in far-western Nepal and mid-western Nepal.

Figure II.2.10: Simplified cross section showing the relationships between the sequence boundaries and the thrust forming the Main Dun Thrust (MDT) splay.

### Chapitre 3: Reliefs à l'avant du chevauchement frontal: l'exemple des structures frontales du Chitwan Parc.

Figure II.3.1: Schéma structural du Népal central, et localisation de la zone d'étude.

Figure II.3.2: Image satellite SPOT des reliefs frontaux du Chitwan Parc.

Figure II.3.3: Relation entre les vitesses verticales et les structures déduites des lignes sismiques (d'après Jackson et Bilham, 1994).

Figure II.3.4: Coupe équilibrées localisées sur la figure II.3.2.

Figure II.3.5: Modèle Numérique de terrain des collines de Parsa (Parc du Chitwan)

Figure II.3.6: Carte topographique des collines de Parsa (Chitwan Parc) et directions de plus grande pente calculées à partir du MNT.

Figure II.3.7: Relation entre la largeur de la structure en pli de propagation et le pendage de la faille.

Figure II.3.8: Influence du pendage du plan de décollement sur la morphologie d'un pli de propagation et de son bassin transporté.

Figure II.3.9: Influence du pendage du plan de décollement sur la morphologie d'un pli de propagation et de son bassin transporté (2).

Figure II.3.10: Influence du pendage de la rampe sur la morphologie d'un pli de propagation et de son bassin transporté.

Figure II.3.11: Influence de la pente topographique initiale sur la morphologie d'un pli de propagation et de son bassin transporté.

Figure II.3.12: Influence du coefficient de transport (Ks) sur la morphologie d'un pli de propagation et de son bassin transporté.

Figure II.3.13: Influence de la vitesse de propagation latérale sur l'orientation des structures sur la morphologie d'un pli de propagation et de son bassin transporté.

Figure II.3.14: Influence de la vitesse de propagation latérale sur la morphologie d'un pli de propagation et de son bassin transporté.

Figure II.3.15: Meilleure expérience modélisant la structure du Chitwan Parc.

### Chapitre 4: Les Siwalik de l'Ouest Népal au voisinage de la rivière Rapti (Vallée de Deukhury): Morphologie et évolution d'un système chevauchant actif.

Figure II.4.1: Montage d'images satellites SPOT de la zone étudiée, et projection du profil de la rivière Rapti.

Figure II.4.2: Schéma structural des Siwalik de l'ouest Népal, et localisation de la coupe équilibrées (fig. II.4.3).

Figure II.4.3: Coupe équilibrée correspondant à la section localisée sur la figure II.4.2.

Figure II.4.4: A- Profil longitudinal de la rivière Rapti, formations traversées, et localisation des structures tectoniques B- Largeur du lit mineur de la Rapti. C- Largeur du lit majeur de la Rapti.

Figure II.4.5: Variations du niveau de la Rapti à la station Jalkundi.

Figure II.4.6: Réseau hydrographique du MDT à l'ouest du dun de Dang, surface enveloppe de la zone et anomalies de drainage.

Figure II.4.7: Répartition des anomalies de drainage le long du MDT à l'ouest du dun de Dang.

Figure II.4.8: Réseau hydrographique au sud du MDT.

Figure II.4.9: Réseau hydrographique de la structure frontale à l'est de Népalganj.

Figure II.4.10: Géométrie théorique d'un pli par propagation de faille se développant latéralement et influence

Figure II.4.11: Caractéristiques des bassins versants du crêt frontal.

Figure II.4.12: Traversée de la structure frontale par la rivière Rapti.

Figure II.4.13: Evolution schématique de la structure frontale à l'Ouest du Dun de Deukhury.

Figure II.4.14: Modèle Numérique de Terrain de la zone affectée par FPF2

Figure II.4.15: Réseau hydrographique drainant la structure FPF2.

Figure II.4.16: Interprétation structurale du MNT (fig. II.4.15), et profil longitudinaux de quatre rivières traversant la structure FPF2.

Figure II.4.17: Répartition de l'activité tectonique actuelle au voisinage du Dun occidental de la Rapti.

Figure II.4.18: Répartition des terrasses alluviales dans la vallée de Deukhury.

Figure II.4.19: Directions d'allongement des galets imbriqués dans la nappe alluviale de la terrasse T0.

Figure II.4.20: Variations forcées du niveau de base d'une rivière sous l'effet d'une tectonique locale.

Figure II.4.21: Charge solide transportée par la Rapti en amont et en aval de Deukhury valley.

